



IGME

21

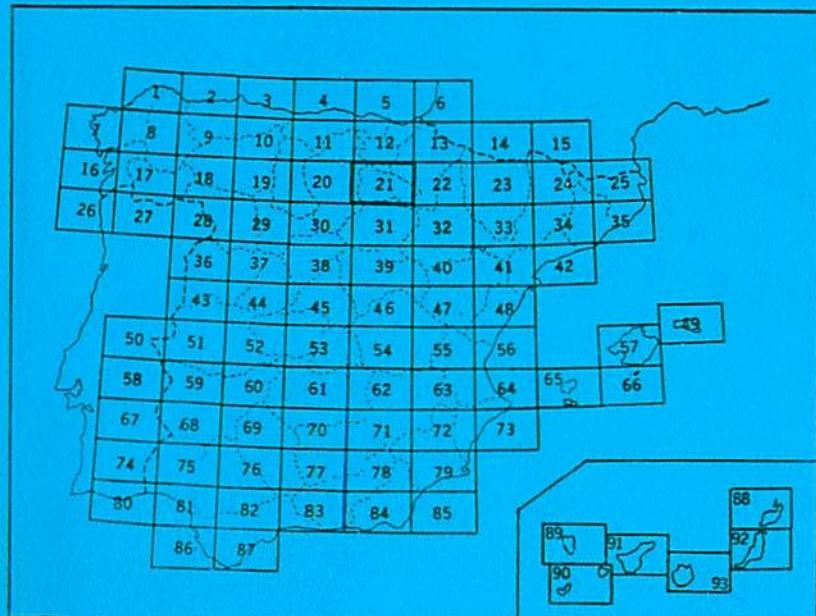
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

LOGROÑO

Segunda edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

LOGROÑO

Segunda edición

Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados 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-17.824 - 1980

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

1. INTRODUCCION

La Hoja n.^o 21 incluye regiones geológicas de características muy genuinas. Su parte meridional pertenece al dominio geológico de las cadenas Ibéricas Occidentales.

En la mitad septentrional de la Hoja se incluye el Terciario del Valle del Ebro, considerado como una gran fosa o cubeta tectónica.

Un pequeño sector del norte pertenece a la Sierra de Cantabria, penetrando en el dominio geológico del país vasco-cantábrico.

Dentro del ámbito geológico de las Ibéricas Occidentales cabe distinguir dos regiones de características geológicas propias:

- Región de las Sierras de la Demanda y Urbión.
- Región de la Sierra de Cameros.

Las Sierras de la Demanda y Urbión constituyen dos macizos paleozoicos rodeados de formaciones mesozoicas.

Esta región se caracteriza por la superposición de rasgos estructurales de dos orogenias diferentes. De una parte, la orogenia herciniana, y por otro lado, la orogenia terciaria.

La región de la Sierra de Cameros está formada por materiales jurásicos en facies deltaica. Su término más superior podría pasar al Cretácico Inferior, lo que por otra parte no se puede asegurar por falta de argumentos paleontológicos.

PLAN DE LA MEMORIA

1.1. ESTRATIGRAFIA

1.1.1. Precámbrico

1.1.2. Paleozoico

Los materiales paleozoicos representados corresponden al Cámbrico - Ordovícico y al Carbonífero.

1.1.3. Mesozoico

Trías de facies germánica.

Jurásico marino.

Formado por niveles de calizas y margas en los que se pueden datar: el Lías, el Dogger y el Malm Inferior.

Jurásico Continental o formación Weáldica

Serie de 5.000-6.000 m. de potencia, depositada casi en su totalidad durante un intervalo geológico relativamente corto (Oxfordense-Purbeckiense Superior). Los 800-1.000 m. superiores azoicos podrían pertenecer aún al Purbeckiense, o bien pasar al Cretácico Inferior.

Cretácico.

Wealdense.

Albense - Cenomanense (Facies de Utrillas): arcillas-arenas, areniscas de colores vistosos, con intercalaciones de lignitos. En la parte superior intercalan unos niveles de calizas y margas que han dado fauna Cenomanense.

Cenomanense (Sierra Cantábrica).

Turonense (Sierra Cantábrica)

Coniacense (Sierra Cantábrica)

Santonense (Sierra Cantábrica)

Campaniense (Sierra Cantábrica)

1.1.4. Terciario

El Terciario de la Sierra de Cantabria

Paleoceno

Calizas (biosparruditas), calizas arrecifales, biolititos de coral, calizas dolomitizadas, limolitas y limolitas con cemento carbonatado.

Eoceno-Oligoceno

Conglomerados, areniscas, arenas y margas.

El Terciario del Valle del Ebro

Paleógeno

Oligoceno

Mioceno

1.1.5. Cuaternario

Cuaternario Antiguo

Glacis y Coluviales

Terrazas aluviales

1.2. TECTONICA

En este apartado se hacen constar las diversas unidades estructurales. Así consideramos:

Sierra de Cantabria,
Sierra de la Demanda y
Urbión.

Borde meridional del Valle del Ebro.

Sierras de Cameros.
Estructuras presentes en la cuenca terciaria.

1.3. HISTORIA GEOLOGICA

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PRECAMBRICO

Se atribuyen al Precámbrico los esquistos filitosos de Anguiano que al sur de esta localidad afloran en el núcleo de un pliegue anticlinal. Están coronados en concordancia aparente por unos conglomerados fundamentalmente cuarcíticos que representan la base del Cámbrico. Estos esquistos filitosos, cuya potencia es difícil de calcular —algunos centenares de metros—, están la mayoría de las veces en contacto tectónico con las formaciones suprayacentes como consecuencia de la incompetencia entre estos esquistos y los conglomerados de base del Cámbrico. Se trata de finas alternancias de areniscas finas y esquistos gris-azulados, muy ricos en filitas de neoformación dispuestas paralelamente a los planos de estratificación, lo que les da un aspecto de esquistos filitosos metamórficos. Sobre algunas rocas, generalmente areniscas ligeramente arcósicas, se puede observar una alineación muy fina de origen metamórfico, dispuesta como en las filitas de igual origen, según los planos de estratificación.

Por analogía de facies se las puede asimilar al Precámbrico esquisto-arenoso, conocido más al oeste en Asturias (anticlinal del Narcea particularmente) y considerado por diversos autores como Precámbrico Superior (F. LOTZE, DE SITTER, Ph. MATTE y J. M. JULIVERT).

Formaciones análogas se encuentran al norte de la Demanda. Aparecen en el núcleo de pliegues anticlinales al sur de Pazuengos y cerca de los caseríos

de San Juan y de Cillarena. En esta última localidad incluyen nódulos de rocas volcánicas que al microscopio presentan facies de tobas albíticas metamorfizadas.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. Cámbrico

La estratigrafía del Cámbrico se ha establecido en la parte oriental del macizo, a favor del excelente corte natural del río Najarilla y arroyos afluentes. De esta manera, desde Anguiano al norte, hasta el núcleo del sinclinal de Najarilla, se corta el conjunto de la serie cámbrica y el Ordoviciense Inferior. Se ha podido establecer por la recogida de fósiles, principalmente Trilobites, Braquiópodos y Equinodermos.

Se trata de formaciones fundamentalmente detriticas cuya potencia total sobrepasa los 3.000 m. y que pasan lateralmente a facies más lutíticas menos potentes.

2.2.1.1. Cámbrico Inferior

Se compone de formaciones detriticas y carbonatadas situadas estratigráficamente bajo el Cámbrico Medio datado. Se atribuyen al Cámbrico Inferior por este hecho y porque no presentan más fósiles que restos de Trilobites indeterminables (F. LOTZE, 1961). De muro a techo se pueden distinguir tres unidades litológicas:

A) Los conglomerados de Anguiano

Conglomerados esencialmente cuarcíticos con cantos de cuarzo y cuarcita y algunos de aplita con turmalina, cuyo tamaño no pasa de 10 cm. Estos cantos normalmente están alargados paralelamente a la estratificación como consecuencia de recristalizaciones secundarias de sílice y filitas situadas en las extremidades. Las recristalizaciones son de origen metamórfico y contemporáneas a las de los esquistos filitosos de Anguiano infrayacentes.

Los niveles inferiores generalmente están teñidos de rosa y violeta, colores que se deben posiblemente a productos rubefactados, alterados en el momento de su sedimentación. Es interesante hacer notar que estos conglomerados no incluyen cantos análogos a los esquistos filitosos de Anguiano, lo que sugiere que representan los materiales de erosión de un antiguo país posiblemente cristalofítico, actualmente desconocido.

Esta formación, con una potencia cercana a los 3.000 m., al sur de Anguiano, disminuye de espesor de este a oeste y no tiene más que unos 20 m. en San Juan. No se ha observado en el sur, donde los niveles de base de la serie cámbrica están representados por areniscas gruesas conglomeráticas, mal estratificadas, posiblemente de igual edad que la formación siguiente.

B) Las areniscas de Puntón

Yacen concordantemente sobre los conglomerados precedentes, y están constituidas por areniscas gruesas con tránsitos a conglomerados, areniscas

arcósticas distribuidas en estratos que van desde decímetros a metros y alternan arenisco-esquistosas en el último tercio. Su potencia está próxima a los 600 m., y son ellas las que constituyen los relieves que dominan al sur la depresión de Anguiano, especialmente en el Puntón. Hacia el oeste sus facies varían poco, y en el valle del río Oja se vuelven a encontrar las mismas areniscas gruesas con tránsitos arcósticos, faltando únicamente los niveles conglomeráticos.

C) *La dolomia de Mansilla y San Antón*

Esta tercera unidad litoestructural comprende sucesivamente:

— Esquistos gris-beiges con tramos rosa, que alternan con niveles de dolomía azul y beige. El conjunto tiene una potencia cercana a los 100 m. No afloran en el valle del Najarilla por razones tectónicas, pero son visibles en la confluencia de los ríos Najarilla y Valvanera, y sobre todo en el valle del río Oja, cerca del caserío de San Antón.

— Un nivel de dolomía masiva de unos 50 m. de espesor, gris-azulada en fractura fresca y de colores marrones en las superficies de meteorización, se destaca claramente por contraste con el dominante gris-verde de las formaciones cámbicas, haciendo por tanto de él un nivel guía muy característico de la serie local. Por las mismas razones de antes, este nivel no aflora en el valle del Najarilla; sin embargo, aparece frecuentemente a una y otra parte al norte del macizo, donde se sigue varios kilómetros para desaparecer después definitivamente bajo las formaciones superiores al oeste del río Oja. Se encuentra también al sur de la Demanda, cerca de Mansilla, donde le corta la carretera Anguiano-Salas de los Infantes, así como en la parte baja del valle del río Urbión, entre Viniegra de Abajo y Viniegra de Arriba. Se han tomado como localidades tipo las de Mansilla y San Antón, donde esta formación está bien representada y es fácil de observar.

2.2.1.2. Cámbrico Medio

A) *Esquistos con lentejones calcáreos de Mansilla y calcoesquistos de Azarulla*

Sobre el nivel dolomítico de Mansilla y San Antón yacen las formaciones carbonatadas y esquistosas cuyas facies del sur son sensiblemente diferentes a las del norte. Azoicas al norte, en el valle del río Oja, tienen cerca de Mansilla restos de Trilobites (glavelas y puntas genales?) que deben pertenecer probablemente a *Paradoxides*. Por tanto, representarían el primer nivel del Cámbrico Medio. Sin embargo, es posible que estos niveles esquisto-carbonatados sean diacrónicos y localmente puedan pertenecer en parte al Cámbrico Inferior y el resto al Cámbrico Medio (alrededor de 100 m. de potencia).

B) *Esquistos verdes del río Gatón*

El Cámbrico Medio sigue con esquistos verdes (visibles particularmente en el valle del río Gatón, donde tienen una potencia próxima a los 200 m.), después con areniscas cuarcíticas gris-blancas que afloran al norte de Viniegra de Ahajo (250 a 300 m.). En Barbadillo de Herreros, la presencia de niveles equi-

valentes a los esquistos de Gatón con *Bailiella cf. levyi* permite atribuir esta formación a la parte media del Cámbrico Medio. Al norte de Viniegra de Abajo se ha podido observar el paso gradual entre las areniscas cuarcíticas blancas con lingúlidos, los esquistos y areniscas calcáreas con *Agraulos Longicephalus Hicks* y *Solenopleurides* de la parte superior del Cámbrico Medio y un nivel arenoso con lentejones calcáreos muy rico en Braquiópodos: *Billingrella cf. lingulaeformis* Nikitin que representa la base del Cámbrico Superior.

En conjunto, el Cámbrico Medio está bien caracterizado litológicamente y datado por las faunas de trilobites. Tiene alrededor de 600 m. de potencia en la parte oriental del macizo. Hacia el oeste las facies se hacen más finas y las potencias disminuyen; sin embargo, se mantiene el nivel de areniscas cuarcíticas blancas con lingúlidos que constituyen un nivel guía bastante constante en el conjunto de la Demanda.

2.2.1.3. Cámbrico Superior

Está representado por una potente formación en que alternan areniscas (con lentejones y nódulos carbonatados) y esquistos (flysch del Najarilla). Su potencia al este es de cerca de 1.200 m. y las facies hacia el oeste se vuelven más finas, como sucedía en las formaciones precedentes. Asimismo, las potencias disminuyen progresivamente de 1.200 a 900 m. Estas formaciones han proporcionado Trilobites del Cámbrico Superior en los valles de los ríos Brieva, Urbión y Calamantio. Con ello este tramo queda paleontológicamente datado por primera vez en España. Las diferentes faunas recogidas comprenden sucesivamente:

- a) Yacimiento cerca de la carretera Najarilla-Viniegra, en la margen izquierda del río Urbión: glabelas y pygidios análogos al género *Prochuangia* asociados a orthidos en areniscas calcáreas oquerosas.
- b) Yacimiento en la orilla izquierda del río Brieva, cerca del km. 6 de la carretera Najarilla-Brieva: fragmentos de Trilobites, y entre ellos un pygidio análogo a los del yacimiento precedente en un nivel y facies análogos al anterior.
- c) Yacimiento en el valle del río Calamantio, 600 m. más arriba que el anterior: glabelas y pygidios atribuibles al género *Chuangia* y en especial al grupo de *Chuangia batia* en las mismas litofacies anteriores.

Prochuangia y *Chuangia* son dos géneros conocidos en el Cámbrico Superior de Irán y Extremo Oriente. Estas mismas formaciones contienen en diversos niveles numerosas pistas de bilobites. El mejor yacimiento está en el valle del Najarilla, cerca del km. 100 de la carretera de Salas de los Infantes a Cenicero, en éste hay *Cruziana semiplicata* (SALTER).

2.2.2. Ordovicico Inferior - Probable Tremadoc

Se atribuyen al Ordovicico Inferior y muy probablemente al Tremadoc las areniscas masivas que, al sur de la Demanda, yacen sobre los flysch del Cámbrico Superior. En el valle del río Brieva, entre los Kms. 3 y 4, se han encontrado numerosos lingúlidos y Orthids atribuibles, según V. HAULICEK, al género

Antigonambonites Oepik o a *Tritoechia*: *T. kodymi* y *T. kolihai*, conocidos en el Tremadoc de Bohemia. Estos fósiles están asociados en el yacimiento a restos de curiosos Equinodermos, hasta ahora desconocidos, estudiados por G. UBAGHS y determinados como *Oryctoconus labatus* (COLCHEN y UBAGHS, 1969).

Estas areniscas continúan hacia el oeste, donde constituyen barras que se destacan claramente en las vertientes sur de Salineros y Sanchón. La presencia (en los tramos superiores de la serie del flysch del Najarilla que afloran al sur del pico Salineros, entre éste y el Portillo de Necutín) de niveles de conglomerados, situados estratigráficamente algunos metros bajo las areniscas de Brieva, permite establecer una diferenciación litológica y considerar que este nivel podría representar la base del Ordovicico. Estos conglomerados, cuyo espesor no es superior a 5 m., están constituidos por cantos cuarcíticos de varios centímetros de diámetro, de forma ovalada o redondeada y envueltos en una matriz arenisco-esquistosa rica en cantos blandos de esquistos. Por tanto, deben considerarse como indicios de una emersión o rejuvenecimiento del relieve de un antepaís, cuya erosión debía aportar los elementos detriticos de las potentes formaciones infrayacentes. Emersión en relación con los movimientos epirogénicos del fin del Cámbrico y ante-Ordovicico.

La serie paleozoica local termina con estos niveles areniscosos del Tremadoc. Así, el conjunto tiene una potencia total de más de 3.000 m. y está fundamentalmente constituido por formaciones areniscosas. El Cámbrico se presenta según una trilogía clásica: Cámbrico Inferior, conglomerático y arenoso que remata un tramo carbonatado; Cámbrico Medio, esquisto-calcáreo y cuarcítico; Cámbrico Superior, constituido por un flysch de areniscas y esquistos. Estas litofacies recuerdan, en sus grandes rasgos, los tramos semejantes que se conocen en las Cadenas Celtibéricas y en Asturias, aunque los límites de los diferentes pisos pueden situarse en niveles litoestratigráficos diferentes, según las regiones. La edad Tremadoc de las formaciones terminales, puesta de manifiesto por las faunas de Braquíópodos del valle de Brieva, es otro nuevo dato para el Paleozoico Inferior de España. Probablemente el hallazgo de faunas análogas en otras regiones del norte de la Península Ibérica permitirá atribuir este piso a parte de las formaciones esquisto-areniscosas, situadas estratigráficamente entre el Cámbrico Medio y las areniscas armorianas. Esta formación no se ha visto en la Demanda, aunque está bien representada en las Cadenas Celtibéricas, donde es transgresiva sobre las formaciones anteriores (F. LOTZE, 1929).

2.2.3. Carbonífero - Westfaliense H²₂.

Sobre el mapa geológico de la Sierra de la Demanda las formaciones carboníferas afloran de modo discontinuo.

En la Hoja 21, Logroño, únicamente se localiza el afloramiento carbonífero de Fresneda.

El valle del río Tirón proporciona un corte de este Carbonífero que describimos a continuación: (ver fig. 2.2.3.-1).

0. Areniscas en bancos métricos alternando con pequeños niveles de esquistos satinados. El conjunto está buzando unos 40° hacia el N.

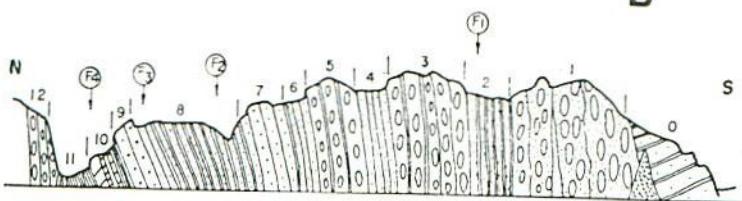
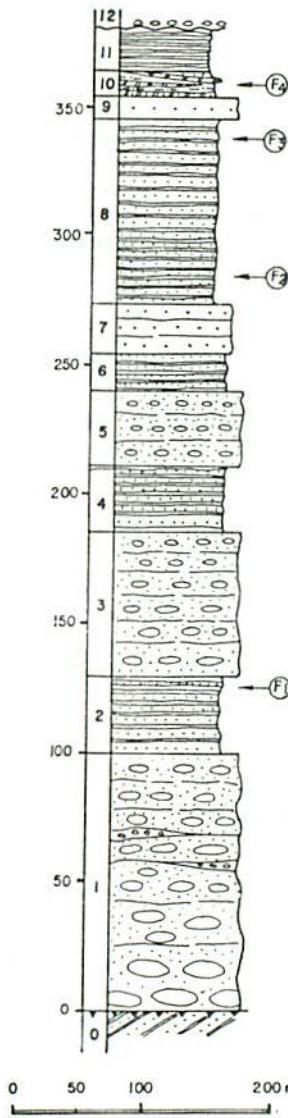
B**C**

Fig. 2. 2. 3. - 1

1. Conglomerados masivos con gravas de arenisca cuarcítica redondeada o de forma oval, cementados por una matriz muy gruesa de color rosa y violeta, el diámetro de las gravas, que puede pasar del metro cerca del contacto con el Cámbrico, disminuye progresivamente, ascendiendo en la serie (potencia; 100 m.).
La estratificación no está netamente individualizada, pero está señalada por la disposición de las gravas, las mayores están alineadas paralelamente las unas a las otras, y la presencia en los horizontes superiores de lentejones de areniscas gruesas. La mayor parte de las gravas están cortadas por fallas y diaclasas de orientación y buzamiento diverso, pues algunas corresponden a los grandes accidentes que afectan el conjunto de las formaciones cárnicas y secundarias.
2. Areniscas y esquistos micáceos (aprox., 35 m.) regularmente estratificados. Estas formaciones, ricas en fragmentos de vegetales, han dado en la parte superior una flora del Westfaliense C (yacimiento F1).
3. Segundo nivel de conglomerados mejor estratificados y cuyas gravas son de diámetro más pequeño que las del nivel precedente. Pasan progresivamente hacia arriba a alternancias donde los elementos detriticos están distribuidos de modo secuencial, los más gruesos están en la base y los más finos hacia el techo de cada secuencia (60 m.).
4. Segundo nivel de flysch arenisco-esquistoso regularmente estratificados, con algunos lechos de conglomerados interestratificados (alrededor 25 m.).
5. Tercer nivel de conglomerados (alrededor de 35 m.) con gravas redondeadas que las más gruesas tienen algunos centímetros de diámetro y distribuidos en secuencias con granoclasiación; los elementos más finos están situados en la parte superior de este nivel.
6. Tercer nivel de flysch de la misma facies que los precedentes (15 m.).
7. Areniscas en bancos métricos se destacan netamente con relación a los flysch bajo-yacentes; cada banco está separado del siguiente por un lecho de esquistos.
8. Cuarto nivel de flysch arenisco-esquistoso (70 m.), dando en la parte inferior, en los horizontes finamente estratificados, una fauna rica en Braquiópodos, Crinoides y Gasterópodos.
9. Areniscas en bancos decimétricos que incluyen algunos fragmentos de crinoides y de numerosos restos de plantas flotantes (fragmentos de tallos principalmente) asociados con spiríferos (alrededor de 10 m.).
10. Estas areniscas están seguidas por finos flysch de esquistos gris-azulados y areniscas, en los cuales están interestratificados lentejones de dolomía que encierran algunas veces numerosos fragmentos de Crinoides. Estos finos flysch están aquí coronados por un nivel de dolomía masiva cuyo espesor pasa rápidamente de algunos metros a algunos decímetros.
11. El corte termina por un nivel de esquistos gris-azulados con nódulos carbonatados y limoníticos de algunos centímetros de diámetro que separa estas formaciones carboníferas de las formaciones conglomeráticas y areniscosas rojas del Triás Inferior. Estos esquistos finos están

ligeramente laminados; por tanto, su espesor es difícilmente medible, puede, sin embargo, ser evaluado en una veintena de metros.

2.3. MESOZOICO

2.3.1. Trías

El Trías se encuentra en facies germánica, constituyendo una secuencia de conglomerados y areniscas rojas y dolomía gris beige, seguidas de arcillas yesíferas rojas y negras con retazos de ofita y una mezcla de carniolas y arcillas yesíferas en la parte superior.

2.3.2. Jurásico

2.3.2.1. Jurásico marino

Infralías (Retiense-Hettangiense?).

Atribuimos esta edad, de forma convencional, ya que la serie se presenta totalmente azoica, al siguiente grupo de estratos:

Dolomías de color gris que forman el cuerpo principal de la serie.

Alternan con calizas y dolomías puras mejor estratificadas que las anteriores.

Hacia el techo la serie va perdiendo Mg de forma gradual y pasa insensiblemente al tramo superior que denominamos Lias calizo, tomamos como límite el último banco de carniolas.

La potencia mínima del Infralías, cuya base se presenta siempre en contacto mecánico con el Keuper, oscila entre 10 y 60 m., según los puntos de la región.

Lias calizo (Hettangiense-Sinemuriense Inferior y Medio)

Comprende una serie de calizas algo dolomíticas en la base, muy bien estratificadas en bancos de 10 a 30 cm. de espesor.

Los bancos quedan separados por «juntas» más o menos arcillosas que no adquieren la categoría de niveles margosos.

La potencia de la serie oscila entre 40 y 60 m. y es siempre algo mayor hacia el este.

El color varía de gris-castaño en la parte inferior a gris oscuro en la parte media y superior.

Secuencia calizo-margosa (Sinemuriense Superior-Bajociense Inferior)

Inmediatamente encima del «Lias calizo» viene una serie de potencia variable entre 110 y 130 m., donde la fracción de margas con respecto a las calizas es muy importante y llega a predominar en la parte media de la serie (Toarciente.)

Se trata de un flysch de calizas y margas de colores grises que meteorizan generalmente a ocre amarillento.

Casi toda la serie pertenece al Lias, con excepción de su parte más superior, donde aparecen ammonites del Bajociense Inferior.

A veces, por causas tectónicas, la serie aparece laminada hasta casi desaparecer localmente, no correspondiendo entonces el espesor aparente a la potencia real de la serie.

Esta serie es muy rica en macrofauna (ammonites, lamelibranquios y braquiópodos) que permite datar el Sinemuriense Superior, Pliensbaquienzo Toaciense y la parte inferior del Domeriense.

Dogger calizo (Bajociense Medio y Superior)

El Bajociense Inferior presentaba ya una incipiente diferenciación del ambiente sedimentario por el carácter algo areniscoso de sus estratos más superiores.

Durante el Bajociense Medio y Superior esta sedimentación propia de aguas agitadas se acentúa. Este hecho va a quedar reflejado no sólo en el carácter areniscoso de las calizas, sino también en la progresiva desaparición de la estratificación irregular de las calizas que van a pasar a «calizas masivas» en la parte más superior del Bajociense.

A pesar de que la parte inferior de este conjunto presenta aún algunos niveles margosos, su potencia es tan insignificante que optamos por denominar esta serie como Dogger calizo.

Secuencia areniscoso-calizo-margosa (Bajociense Superior Bathoniense-Calloviense-Oxfordiense)

Encima de las «calizas masivas» del tramo anterior, se pierde aquella uniformidad litológica y sobreviene una facies más terrígena de calizas y margas que pasan lateralmente a cuarzarenitas de cemento calcáreo. A pesar de los aportes terrígenos prosigue el ambiente marino.

En Canales, la serie de calizas y margas areniscosas cuya sedimentación se interrumpió antes, no supera los 100 m. de potencia.

Por el contrario, en Torrecilla de Cameros la potencia de la serie está comprendida entre 270 y 300 m.

2.3.2.2. *El Jurásico Continental o Formación Weáldica*

El Jurásico Continental o Formación Weáldica se encuentra ampliamente repartido, constituyendo la región de los 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, limolitas calizas y margas, que presentan colores muy vistosos y diversos.

Anteriormente a G. TISCHER, A. BENTHER y F. KNEUPER, estos sedimentos fueron considerados de edad Cretácico Inferior en facies wealdense. Comprobado el error, datados como jurásicos estos materiales, G. TISCHER denominó este sistema como facies weáldica, queriendo señalar que es una facies wealdense de sentido cronológico muy lato.

En la parte superior de la Formación Weáldica podría estar representado el Wealdense propiamente dicho, y quizás algún otro piso más dentro del Cretácico Inferior. Pero, desgraciadamente, el carácter totalmente azoico de la parte superior de la serie, impide afirmarlo.

Divisiones y edad relativa de las facies

En la Cuenca Weáldica las facies detriticas dominan regionalmente, pero también intercalan episodios calcáreos más o menos significativos en cuanto a su abundancia.

Este hecho permite una subdivisión que se fundamenta en el criterio de una mayor o menor preponderancia de los sedimentos terrigenos.

Así, de acuerdo con las investigaciones de A. BENTHER y G. TISCHER, establecemos la división en cinco grupos, cada uno a su vez completo y subdividido en subgrupos.

Los grupos representan divisiones con significado regional. Están separados unos de otros por superficies que si bien no son absolutamente isócronas, si lo son en aproximación, una vez que consideramos la gran extensión regional y el carácter de sedimentación rápida.

Los subgrupos, por el contrario, tienen el significado restringido de facies locales. Están separados unos de otros por superficies totalmente diácronas.

Los grupos comprendidos en la Formación Weáldica y su valor cronoestratigráfico, determinado por el estudio micropaleontológico de F. KNEUPER mediante faunas de Ostrácodos, son los siguientes:

GRUPOS	NATURALEZA LITOLOGICA	EDAD
1. de Tera	Casi absolutamente clástico.	Malm Superior.
2. de Oncala	Clástico con importantes series calizas.	Kimmeridgiense-Purbeckiense Inf.
3. de Urbión	Preponderantemente clástico.	Purbeckiense Medio
4. de Enciso	Clástico con importantes series calizas.	Purbeckiense Sup.
5. de Olivan	Dominio absoluto de la facies clástica.	Cretácico Inferior.

Los grupos 1 y 5 de base y techo respectivamente, son totalmente azoicos y no pudieron ser clasificados mediante argumentos paleontológicos.

No obstante, el grupo 1 (de Tera) queda encajado entre la facies marina del Malm y la facies weáldica del Kimmeridgiense. De aquí que se atribuya al Malm Superior.

El grupo 5 (de Olivan), con imprecisión, puede atribuirse al Cretácico Inferior, o bien a una última fase del Purbeckiense Superior.

Resulta así que al menos el 80 por 100 de los sedimentos de la Cuenca Weáldica, si es que no la totalidad absoluta, pertenecen al Sistema Jurásico.

Descripción somera de los distintos grupos

Grupo 1 o grupo de Tera:

Su base forma una superficie diácrona regional que mientras en el sector SO. de la Demanda descansa sobre el Calloviense marino, en el flanco SE. de la misma Sierra aparece más tarde sobre el Oxfordiense marino.

Está compuesto por una serie de cuarzo, conglomerados y cuarzarenitas, que alternan con mayor o menor profusión limolitas y arcillas cuarzarenitas finas de color rojo.

Grupo 2 o grupo de Oncala:

Es un grupo esencialmente clástico pero con frecuentes intercalaciones calcáreas, que a veces pueden llegar a predominar localmente sobre la fracción detritica. Se distinguen varias subfacies.

Grupo 3 o grupo de Urbión:

Es un grupo fundamentalmente clástico, si bien con influencia calcárea local en la base y en el extremo oriental de la Cuenca Wealdica.

Grupo 4 o grupo de Enciso:

Es un grupo en el que la facies clástica, dominante de forma regional, tiene siempre intercalaciones calizas y margas, con mayor o menor profusión de Ostrácodos, y donde localmente pueden llegar a predominar las calizas sobre la fracción terrigena de forma casi absoluta.

2.3.3. Cretácico de la Sierra de Cantabria

2.3.3.1. Cretácico Inferior

Dada la escasa representación de estos terrenos, para una mayor información véase Memoria de la Hoja n.º 12.

Está representado por los afloramientos wealdenses de la Sierra de Cantabria y por el Albense.

Wealdense

Constituido por arenas, arcillas y margas arenosas, con predominio de las arcillas grises y rojas con Ostrácodos y Caráceas.

A esta edad ya hemos dicho que pertenecen los afloramientos de Cantabria, aunque también pudiera tener esta misma edad la parte superior del grupo 5 wealdico de Cameros, ya definido dentro del Jurásico Continental.

Albense-Cenomanense (Facies de Utrillas)

Aparece en la Sierra de Cantabria y en el borde de la falla sur del Valle del Ebro, entre Prójano y Gravalos.

No ha sido posible tener una serie completa del mismo, pues en Cantabria normalmente se encuentra en contacto con el Triás, y en la zona Préjano-Gravatos cabalgado por el Mesozoico.

Se trata de sedimentos detriticos continentales: areniscas y arenas con nódulos ferruginosos y arcilla con mayor o menor cantidad de materia orgánica. Al techo, como se puede ver en las proximidades de Villarroya, intercala esta facies unos bancos de calizas arcillosas y arenosas con gran cantidad de fósiles que fueron datados como del Cenomanense. Queda claro con ello que la facies de Utrillas penetra, por lo menos aquí, en la parte inferior del Cenomanense.

2.3.3.2. Cretácico Superior

Aparece al norte de la Hoja, en el borde sur de la Sierra de Cantabria. Distinguimos los siguientes pisos:

Cenomanense

Lo forman calizas con Orbitolinas y Prealveolinas y calizas arcillo-arenosas con Ostrácodos marinos.

Turonense

Calizas arcillosas y limosas de ambiente epicontinental que presentan, a veces, al igual que las del Cenomanense, proceso de dolomitización.

Coniacense

Está constituido por calizas arcillo-arenosas, margas arenosas con fósiles y menos frecuentemente calizas dolomitizadas estériles.

Santonense

Formado por calizas arenosas, brechoide, con cuarzo y glauconia, ricas en restos neríticos del borde litoral de plataforma.

Campanense

Continúa el aporte terrígeno, depositándose calizas arenosas con glauconia y muchos restos fósiles y areniscas de cemento calcáreo, estériles.

2.4. TERCARIO

2.4.1. Terciario de la Sierra de Cantabria

Dada la escasa representación de estos materiales en la presente Hoja, véase la Memoria de la Hoja n.º 12, Bilbao, para más completa información.

Paleoceno

En facies marino-salobre de escasa profundidad tiene lugar el depósito de calizas arcillo-arenosas con restos de ostrácodos y algas.

Eoceno-Oligoceno

Se atribuyen a esta edad unos conglomerados discordantes sobre los terrenos cretácicos que generalmente se encuentran como bandas a lo largo de la gran falla norte del Valle del Ebro.

2.4.2. Terciario del Valle del Ebro

Los materiales terciarios son aquí esencialmente terrígenos de ambiente continental genuino.

En general se trata de fanglomerados, areniscas inmaduras, limos y arcillas, que intercalan episodios de ambiente salobre a lo largo de toda la serie.

Las calizas terciarias están representadas únicamente en la facies lacustre del Pontiense.

Problemas de datación

La datación de los materiales terciarios del Valle del Ebro planteó siempre graves dificultades y controversias.

La escasez de argumentos paleontológicos, la propia naturaleza de los sedimentos de esta cuenca, así como sus numerosas indentaciones laterales de facies y los recubrimientos frecuentes de glacis y terrazas, son de por sí hechos que complican las correlaciones.

Podemos considerar, con bastante fundamento, que el hecho de que los materiales del borde meridional estén en algunas zonas cabalgados por el Mesozoico, no es criterio suficientemente válido para la atribución de una edad más antigua del Mioceno, pues los movimientos, al parecer, se han seguido en fases orogénicas tardías hasta el mismo Vindobonense.

La cartografía del Terciario del Ebro en el cuadrante nor-oriental de la Hoja, se basa en el esquema cronoestratigráfico del Terciario Continental del Ebro en Navarra y Rioja, de M. CRUSA FONT, J. TRUYOLS y O. RIBA (Notas y Comunicaciones n.º 50). Exponemos los criterios adoptados en la confección del mapa cronoestratigráfico.

Paleógeno

Por debajo del nivel adoptado como límite inferior del Mioceno existe la potente serie paleógena de Navarra (unos 4,5 Km. de potencia).

La discordancia de Barbarín permite subdividir la serie de borde norte en dos: una oligocena superior que, con el Aquitaniense (series de Aguilar de Codés, de Otiñano, de Estella-Sierra del Perdón), solape formaciones variadas y más antiguas, netamente paleógenas.

La serie inferior del Terciario Continental es de edad incierta. Tenemos como referencia solamente el paso vertical a las facies marinas.

Se ha adoptado en la cartografía un límite separando un Ludiense-Oligoceno de un Oligoceno situado en la base de los yesos de Desojo y Medigorria.

La Peña Izaga presenta una serie inferior concordante con el Eoceno marino, pero mucho más delgada y condensada que la del centro de la cubeta, la cual puede representar el Ludiense y parte del Oligoceno. Una discordancia angular

(visible en Sengariz) separa esta serie de otra superior conglomerática que bien podría correlacionarse con la del Perdón, conglomerados de San Pelayo y cerro de Añorbe, de edad oligocena-aquitaniense.

Oligoceno

Debajo de los sedimentos, datados, del Mioceno Inferior (Aquitaniense) aparece una potente serie de otros sedimentos más antiguos, es lógico suponer que la mayor parte de éstos pueda representar el Oligoceno, teniendo en cuenta que aparecen afectados por una tectónica en general más intensa que el resto de los materiales superiores, si bien esto no es argumento por sí solo.

M. CRUSAFONT, J. TRUYOLS y O. RIBA (1966) propusieron separar el Oligoceno del Mioceno, tomando como serie de partida el nivel de yesos de los Arcos, si bien este criterio parece tener un valor relativo, aceptable únicamente cuando la correlación de capas sea rigurosa y se desechen como equivalentes los niveles de yeso que son superiores.

Mioceno

La cuenca sedimentaria miocena de la Depresión del Ebro constituye una prolongación del ambiente sedimentario de influencia marcadamente continental que caracterizaba la sedimentación durante el Oligoceno.

El Mioceno ha sido datado en esta región, y sus diferentes pisos puestos de manifiesto por escasos y dispersos yacimientos fosilíferos.

El Aquitaniense y Burdigaliense han sido datados en Tudela. El Helveciense Medio-Tortoniense en Miranda de Arga, el Vindoboniense Superior en Cellorigo y Santo Domingo de la Calzada como probable, y en Briviesca con más seguridad.

Estas dataciones de diferentes investigadores permiten suponer la existencia de una sedimentación que, generalmente, no fue interrumpida desde el Aquitaniense hasta el Vindoboniense Superior.

2.5. CUATERNARIO

Villafranquienense

En las proximidades de Villarrolla se encuentra datado el Villafranquienense (VILLALTA, 1952).

En la parte inferior, la serie está constituida por arcillas más o menos arenosas de color gris verdoso con tonos muy claros y arenas y nivelitos de grava de color blanco sucio o amarillento.

En la parte superior, los materiales son arcillas rojas y conglomerados poligénicos, de cantes calizos fundamentalmente, con matriz arcillo-arenosa de color rojo ladrillo.

Glacis

En un Cuaternario posterior se diferencian las formaciones de grava y arenas con perfil parabólico de los glacis. Su mayor pendiente se encuentra en los bordes meridional y septentrional de la Fosa del Ebro, atenuándose para hacerse subhorizontal hacia el centro.

Terrazas

Sus materiales constituyentes son semejantes a los de los glaciares. Debido a ello y a no tener datos de orientación de cantes, a veces no se puede marcar entre ambos más que un límite aproximado.

Las formaciones de coluvial y aluvial pertenecientes a recubrimiento actual no se diferencian de las de terraza, dada su escasa importancia.

3. TECTONICA

En este apartado se hacen constar las siguientes unidades estructurales:

- I. Sierra de Cantabria.
- II. Sierras de la Demanda y de Urbión.
- III. Borde meridional del Valle del Ebro.
- IV. Sierras de Cameros.
- V. Estructuras presentes en la Cuenca Terciaria.

I. TECTONICA DEL BORDE SUR DE LA SIERRA DE CANTABRIA

Esta unidad se caracteriza porque la dirección predominante de sus elementos tectónicos se orienta de E. a O.

Ya que en otras áreas de la Cordillera Cantábrica predomina la dirección tectónica NO.-SE., da la impresión como si en esta zona hubiera sido torcida en la dirección E.-O., por esfuerzos tectónicos locales.

El sistema de pliegues de la Sierra de Cantabria está en conjunto cabalgante hacia el sur, sobre más de 4.000 m. de espesor del Terciario de la Cuenca del Ebro.

De acuerdo con el desarrollo de la estratigrafía regional, debe presumirse que durante todo el Cretáceo el área del actual Valle del Ebro actuó como un umbral sobre el cual no se depositó el Cretáceo Inferior y tan sólo un poco de Cretáceo Superior.

Parte de los depósitos cretácicos pudieron ser eliminados por erosión antes de convertirse el área en una cuenca de sedimentación continental por levantamiento del bloque norte en el Eoceno Superior-Oligoceno.

La alineación de este antiguo umbral de la Cuenca del Ebro puede haber sido la causa principal de la forzada alineación E.-O., del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria y del gran sinclinal Terciario al N. de ella.

El plegamiento y el cabalgamiento pudo haber tenido fin en el Mioceno Medio, de acuerdo con el buzamiento invertido de las capas burdigalienses a lo largo del frente cabalgante, pero seguramente ha comenzado mucho más pronto, en el Mioceno Inferior o quizás en el Oligoceno Superior, considerando las fuertes discordancias observadas entre los conglomerados antiguos y más modernos en algunos lugares.

II. SIERRAS DE LA DEMANDA Y DE URBION

El estudio de los contactos entre el Triásico y los terrenos anteriores muestra que de una manera general los pliegues hercianos no han vuelto a jugar de manera flexible en las fases terciarias, conviene, por tanto, considerar las formaciones paleozoicas como un «zócalo» con relación a los terrenos más recientes que constituyen su cobertura. Es por esto, que serán examinadas sucesivamente la tectónica del zócalo y después la de su cobertura.

Tectónica del zócalo

El zócalo aparece actualmente recortado en paneles por varios sistemas de falla de direcciones NE.-SO., E.-O. y NO.-SE., fallas verticales u horizontales, normales o inversas, según los sectores, que afectan igualmente a las formaciones secundarias de la cobertura. En el interior de cada uno de estos paneles, las formaciones paleozoicas muestran pliegues de amplitud y estilo variables que atestiguan una tectónica anterior al Triásico, ya que los conglomerados de base del Buntsandstein yacen en discordancia sobre estos pliegues.

Cronología del establecimiento de las estructuras

Teniendo en cuenta las relaciones geométricas entre las diferentes estructuras se pueden distinguir cinco fases tectónicas:

- 1.^a fase de plegamiento correspondiente al establecimiento de los pliegues y la primera esquistosidad.
- 2.^a fase de cizallamiento tangencial, originando un nuevo juego de estructuras, su imbricación y el desarrollo local de una esquistosidad muy gruesa.
- 3.^a fase de plegamiento, pliegues de gran radio de curvatura, produciendo localmente esquistosidad orientada N. 110.
- 4.^a fase, correspondiente a una esquistosidad tosca y de pliegues en ángulo que deforman las estructuras precedentes.
- 5.^a fase, se traduce por el establecimiento de grandes fallas orientadas NE.-SO., NO.-SE. y E.-O., y que afectan a la vez al zócalo y a su cobertura.

Las tres primeras fases son anteriores al Westfaliense C y deben corresponder a las primeras fases hercínicas ligadas a la orogenia sudética o palentina claramente representada en Asturias. La cuarta, cuya edad es discutible, parece posterior al Westfaliense D y anterior al Triásico. La quinta, finalmente, es mucho más reciente y de edad pirenaica.

Tectónica de la cobertura

Los contactos zócalo-cobertura son frecuentemente de naturaleza tectónica. Las fallas de direcciones NE.-SE. y E.-O. precedentemente citadas, actúan a veces como fallas normales, pero más a menudo como fallas inversas, *laminando* las formaciones de la base del Triás.

Las formaciones de la base del Trías, verdaderos «tegumentos» del zócalo, se encuentran estrechamente unidas a él, y permiten así apreciar la amplitud de sus movimientos.

La cubierta jurásica, despegada por encima de los niveles arcillo-yesosos del Keuper, aparece plegada según direcciones paralelas a los principales accidentes del zócalo. Estas estructuras plegadas están a menudo en contacto tectónico con las formaciones terciarias y a veces pueden incluso cabalgárselas de forma notable. El ejemplo más espectacular es el cabalgamiento del Cerro Penalba, que al O. de Angiano se manifiesta por la superposición de pliegues individualizados en la serie jurásica, por encima de los conglomerados terciarios de Matute, cabalgamiento que aquí se efectúa a favor del nivel margo-calcáreo del Lías Medio.

Cronología del establecimiento de las estructuras

Pueden establecerse en el borde norte allí donde precisamente afloran las formaciones terciarias. Esta cronología es relativa, ya que no se conocen con certeza la edad de las formaciones terciarias.

La primera es anterior al depósito de los conglomerados de Ojacastro, puesto de manifiesto por una discordancia entre estos últimos y los pliegues individualizados en las series secundarias. Teniendo en cuenta la edad incierta de las formaciones de Ojacastro, no es posible precisar más; no obstante, es probable que estos primeros movimientos sean anteriores al Oligoceno Superior.

La segunda fase, más reciente que las formaciones de Santurdejo, generalmente consideradas como Mioceno, se pone de manifiesto por el cabalgamiento de los pliegues individualizados de la fase precedente por encima de los conglomerados.

III. BORDE MERIDIONAL DEL VALLE DEL EBRO

El borde norte de la Sierra de la Demanda se ha citado en el apartado 2 junto al macizo de la Demanda. En este apartado nos referimos al borde meridional de la Cuenca del Ebro en contacto con la Sierra de Cameros.

Zona estructural de Torrecilla de Cameros - Leza del río Leza

Complejo tectónico de Torrecilla de Cameros

En este sector relativamente pequeño han actuado dos sistemas de esfuerzos diferentes, cuyos ejes de compresión máxima serían aproximadamente perpendiculares entre sí.

Las estructuras representadas son anticlinales y sinclinales, fallas directas e inversas, estas últimas frecuentes en los límites septentrionales del complejo, donde nos proporcionan un número relativamente grande de «escamas tectónicas».

Alineación tectónica Nestares - Leza del río Leza

El conjunto de la alineación se orienta SO.-NE. En la parte septentrional comprende una larga franja de Keuper. Muy reducido en Nestares, donde se presen-

ta en forma de lámina que lubrica el cabalgamiento del Jurásico sobre el Mioceno, el afloramiento se ensancha rápidamente hacia el NE.

Zona de enlace estructural Leza del río Leza - Jubera

Enlazan aquí las estructuras SO.-NE. de la alineación Tectónica Nestares-Leza del río Leza con las del complejo tectónico de Jubera, orientado casi perpendicularmente, esto es, NO.-SE.

Por esta causa los elementos estructurales propios de esta zona se orientan, cruzándose según las anteriores direcciones a excepción de los pliegues de la cobertura weáldica que se inflexionan para adoptar una dirección intermedia este-oeste.

Zona estructural de Jubera - Fitero

Comprende: a) Complejo tectónico de Jubera, y b) Complejo tectónico de Arnedillo.

a) Complejo tectónico de Jubera.

Fue así definido por G. TISCHER en 1966, quien lo describió como una «configuración semidiapírica de contornos planos» o como «un gancho abierto hacia el este».

El conjunto está orientado según la dirección NO.-SE. y corresponde a una alineación tectónica entre Jubera y San Vicente.

b) Complejo tectónico de Arnedillo.

Fue definido así por G. TISCHER (1966), quien alude a la complicación tectónica de este sector, y lo describe como un complejo semidiapírico separado del Terciario del Valle del Ebro mediante un sistema de fallas subverticales.

Las fallas entre el Mesozoico y el Terciario son inversas, si bien de plano casi vertical o todo lo más buzando 50-70 SO.

A su vez el conjunto de la estructura está afectado por un campo de fallas radiales y normales con centro en Arnedillo, y otro sistema de fallas de desgarre. Alguna de estas fallas de desgarre es muy importante y llega a poner en contacto el techo de la serie del Jurásico marino con el muro de la misma, mediante un salto horizontal de un kilómetro aproximadamente.

IV. SIERRA DE CAMEROS

Los materiales weáldicos de la Sierra de Cameros oriental están afectados por estructuras de plegamiento y fallas de distensión, estas últimas de menor importancia.

Los pliegues son en general de buzamientos muy suaves, casi siempre comprendidos entre los 10 y 30 grados. Las características geométricas más importantes son los cambios de orientación de unos pliegues con respecto a otros y las inflexiones del eje de un mismo pliegue, aisladamente considerado. Estos cambios de dirección están siempre más o menos subordinados a los cambios de orientación de las estructuras del borde montañoso meridional del Valle del Ebro.

V. ESTRUCTURAS PRESENTES EN LA CUENCA TERCIARIA

Las características tectónicas que afectan a los materiales aflorantes de la Cubeta del Ebro en esta Hoja son a grandes rasgos monótonas y sencillas, salvo cuando aflora el Oligoceno más Inferior, anterogénico.

Cabe considerar las estructuras diastróficas y no diastróficas. En efecto, de estas últimas se han observado los pliegues que afectan a los yesos de Alcanadre, se deben al aumento de volumen que experimentan los estratos salinos al captar agua la anhidrita y transformarse en yeso, y entre las primeras cabe considerar la estructura domiforme de Arnedo-Turruncún y el anticlinal de Alcanadre.

4. HISTORIA GEOLOGICA

PRECAMBRICO

El pequeño desarrollo de las formaciones precámbricas no permite precisar suficientemente la historia de este periodo. Los esquistos filitosos de Anguiano constituyen los testigos de una sedimentación detrítica que, por comparación con las formaciones análogas de Asturias, debe encuadrarse en el Precámbrico Superior. A pesar de las malas condiciones para su estudio y de que los contactos entre Precámbrico y Cámbrico son siempre tectónicos, no parece haya habido plegamientos importantes, sino solamente movimientos epirogénicos de gran radio de curvatura y con deformaciones poco acusadas.

PALEOZOICO

La sedimentación paleozoica empieza probablemente en el Cámbrico Inferior; aunque no se haya encontrado ningún argumento paleontológico que permita esta datación. Es continuación de una sedimentación precámbrica que no sufrió grandes cambios paleogeográficos.

En la base se localizan unos conglomerados fundamentalmente cuarcíticos, que sugiere proceden de la erosión de un antepaís probablemente cristalino. Estos conglomerados, teniendo una composición totalmente distinta de las filitas de Anguiano sobre las que reposan, no pueden considerarse consecuencia de la erosión de éstas.

La rápida disminución de potencia de este a oeste hace pensar que los aportes procedían del este.

A este periodo sigue una sedimentación más pelítica, después aparecen los primeros carbonatos, cuya sedimentación se hace preponderante y homogénea en todo el ámbito sedimentario que no recibía nada más que escasos sedimentos clásticos. Con esta sedimentación carbonatada hace aparición la vida animal; desgraciadamente no quedan nada más que testigos muy fragmentarios (puntos genales de Trilobites indeterminables).

La sedimentación carbonatada prosigue simultáneamente con la de sedimen-

tos arcillosos y clásticos (mica y cuarzo), cuya presencia pone de manifiesto la reanudación de los aportes detriticos desde la base del Cámbrico Medio. Estos van a ser dominantes durante todo el Cámbrico Medio y Superior. Los carbonatos no aparecen más que de forma episódica en la parte oriental. Estos lentejones carbonatados son, sin embargo, muy importantes, pues es donde se encuentran las pequeñas faunas de Trilobites.

El hecho de que las facies sean más arenosas al este y más pelíticas al NO., los lentejones carbonatados estén solamente en la parte oriental, y los niveles de Lumaquelas de Braquiópodos y los trilobites se hayan recogidos solamente al este del macizo, sugiere que la sedimentación del Cámbrico Superior era epicontinental en la parte oriental de la Demanda y evolucionaba progresivamente hacia una sedimentación pelágica de SE. a NO.

.La presencia de lentejones de conglomerados de cantos de cuarzo interestratificados en los niveles superiores de las alternancias del Najarilla e inmediatamente debajo de las areniscas de Brieva, del Tremadoc, es prueba del rejuvenecimiento del relieve del antepaís en indudable relación con los movimientos epirogénicos del fin del Cámbrico y ante-Ordovícicos.

La falta de formaciones superiores al Tremadoc se puede interpretar, bien como un hiato estratigráfico desde el Ordovícico Inferior, o bien como el resultado de una fase erosiva que, empezando en un periodo indeterminado, ha podido erosionar una gran parte de las formaciones paleozoicas. Sin embargo, conviene señalar que las formaciones conglomeráticas del Westfaliense C que afloran en Fresnedo (localidad próxima a Valgañón) y yacen discordantes sobre el Cámbrico, en el Valle del río Tirón, encierran cantos de rocas petrográficamente idénticos a las del Cámbrico sobre el que yacen.

Estos hechos y otros que sería muy largo reseñar indican que la sedimentación debió suspenderse en esta región desde el Ordovícico Inferior, para no reanudarse hasta el Westfaliense C, después del establecimiento de las estructuras hercianas principales.

Posteriormente a la subsidencia de la cuenca durante el Cámbrico y Silúrico se produce una regresión que coincide con la fase orogénica principal «palentina», no encontrándose sedimentos hasta la transgresión carbonífera.

Los movimientos epirogénicos culminan con el levantamiento de la Demanda, que proporciona los materiales continentales del Triásico, interrumpidos localmente por el mar de poco fondo del Muschelkalk.

Una nueva transgresión comienza en el Retiense y culmina durante el Sinemuriense Superior y Pliensbaquiense. A partir de este momento el mar se retira, hasta que en el final del Toarciente Inferior se generaliza otra vez la subsidencia de la Cuenca, que perdurará hasta el Bathoniense, en que se produce otra regresión, aumentando el aporte de materiales terrígenos.

En el Calloviente aún continúa la regresión y el mar acaba por retirarse hacia el NE. Simultáneamente una gran invasión de aportes terrígenos constituyentes del Delta Wealdico avanzan en esa misma dirección.

Esta situación permanece hasta el Purbeckiense Superior, en que hay una disminución del aporte terrígeno, pero rápidamente un nuevo levantamiento del Macizo Castellano provoca otra avalancha de aportes terrígenos.

Durante el Barremiense y Aptense la sedimentación se interrumpe en el surco de Cameros, pero no en el Alavés.

La invasión marina se produce de nuevo progresivamente en el Albense y perdura hasta tener su máximo en el Turonense-Coniaciense para la cuenca alavesa, mientras que la Demanda y Cameros habrían quedado ya definitivamente emergidas desde el comienzo del Cenomanense.

En el Santoniense se inicia otra regresión, que se acentuaría en el Campañense Superior-Maestrichtiense.

Durante el Paleoceno perdura la misma disposición anterior y el mar se mantiene en régimen de aguas someras.

Durante el Eoceno, la Cuenca marina alavesa se hace más somera y persiste hasta probablemente el Oligoceno.

La zona de Cameros-Demanda, que había permanecido emergida, continúa su elevación en el Eoceno y Oligoceno Inferior, ahora obedeciendo al gran impulso de la orogenia alpina. Al mismo tiempo, la zona de Cantabria se pliega y queda también alzada como región montañosa.

El Valle del Ebro constituye entonces una fosa tectónica a la que concurren los sedimentos detriticos procedentes de las zonas emergidas anteriores.

Durante el Mioceno prosigue el mismo proceso de colmatación de la Cuenca del Ebro, hasta que por la gran carga acumulada vuelven a funcionar las fallas marginales que la separan de las zonas emergidas.

Al final del Mioceno y durante el Cuaternario se produce finalmente un levantamiento general de la región, profundizándose el cauce de los ríos y formándose distintos niveles de terrazas.

5. BIBLIOGRAFIA

- COLCHEN, M.—Geologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño) Espagne. THESE, 1970.
- JEREZ, L., y ESNAOLA, J. M.º—Estudio geológico de la provincia de Logroño (Inédito). 1970, I.G.M.E.
- GARCIA RODRIGO, B., y FERNANDEZ ALVAREZ, J. M.—Estudio geológico de la provincia de Alava (Inédito). I.G.M.E. con la colaboración de CIEPSA. 1968.
- BEUTHER, A.; KNEUPER-HAACKE, F.; MENSINK, H., y TISCHER, G.—Der Jura und Wealden in Nordost. Spanien, 1966.
- CRUSAFOUNT, M.; TRUYOLS, J., y RIBA, O.—Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja. *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, n.º 90, 1966.