



IGME

239

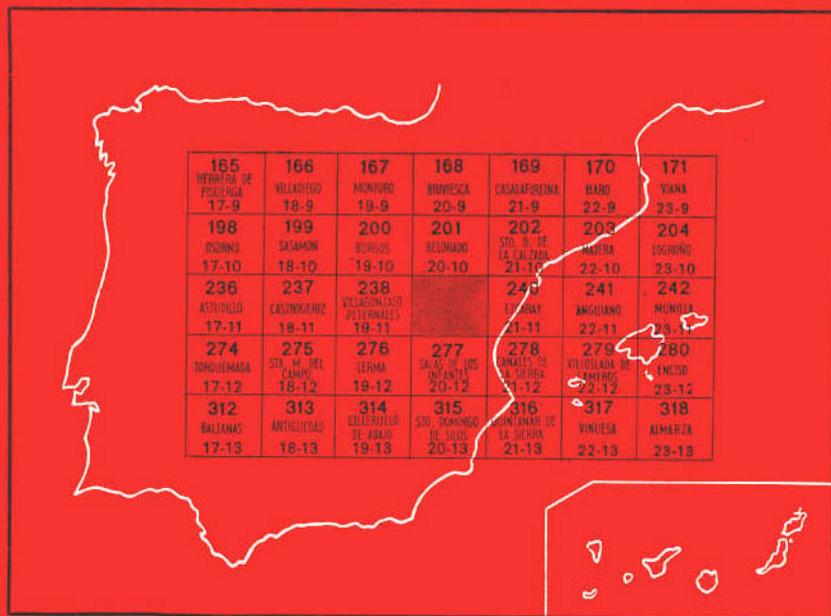
20-11

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PRADOLUENGO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PRADOLUENGO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes Técnicos Superiores:

En la Memoria: J. Boquera, G. Gil Serrano y J. M. Zubieta.

En los trabajos de campo se ha contado con la colaboración de C. Kaiser.

Supervisión del IGME, de acuerdo a las normas MAGNA, T. Olaverri Capdevila.

En Petrología (IBERGESA): Dr. M. Peinado, Licenciado A. Pérez Rojas, y Licenciada María José López García.

En Sedimentología (IBERGESA): Licenciadas P. Cabra Gil y A. Alcalde.

En Macropaleontología: Dr. A. Goy y Licenciada María José Comas.

En Micropaleontología: Licenciado L. Granados.

Se ha contado con la información correspondiente al Proyecto de Minería «Estimación del potencial minero en el subsector VII Centro-Levante. Area 5. Sierra de la Demanda», realizado en 1973-1976 por IBERGESA, proyecto en el que intervino como colaborador y asesor M. COLCHEN, el cual aportó numerosos datos, que han sido reflejados en la Memoria.

Igualmente, se ha contado con la colaboración del Doctor don Víctor García Dueñas, Catedrático de la Universidad de Bilbao, contratado por el IGME para el asesoramiento.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M-15.404-1978

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

INTRODUCCION

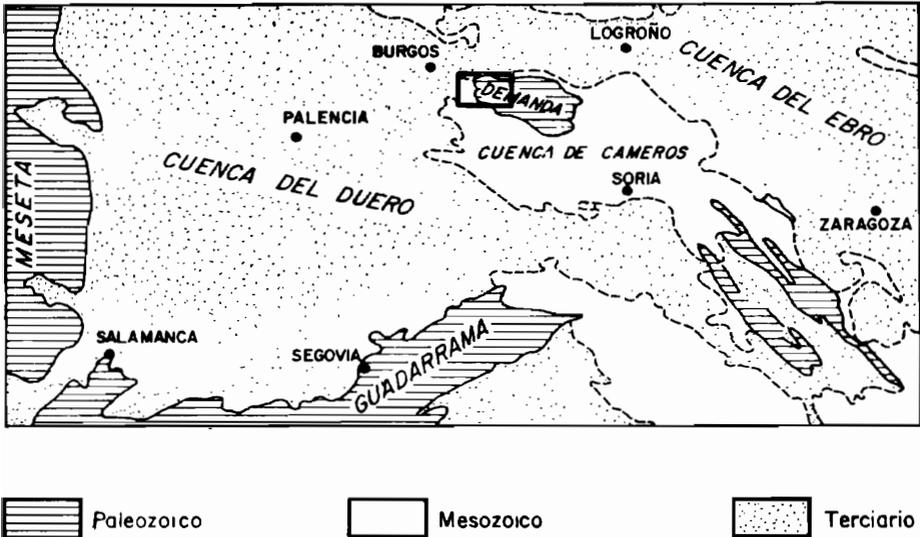
La presente Hoja forma parte del macizo de la Sierra de la Demanda, la cual representa la última manifestación del conjunto de la Cordillera Ibérica. Elevándose de las depresiones de Burgos (Depresión de Bureba) y del Ebro del orden de 1.500 m., con elevaciones de más de 2.000 m. (San Lorenzo, 2.305 m.), los cuales constituyen sus límites norte y noroeste, se prolonga con la elevación del Moncayo al suroeste, limitando al sur, por último, con la plataforma de Soria.

En conjunto se encuentra constituido por un «núcleo» de materiales paleozoicos débilmente metamorfizados, bordeados de sedimentos mesozoicos. Estos últimos, cubiertos por depósitos terciarios.

En la formación paleozoica hemos de reseñar la presencia de tres pequeños ojales de Precámbrico. Dentro del Mesozoico destacan dos grupos fuertemente diferenciados en cuanto a su ambiente, uno marino y otro continental. Este último lo constituyen por un lado la serie de Utrillas y por otro materiales que gozan de parte de las características de las facies Purbeck y Weald.

Los movimientos hercínicos se ponen claramente de manifiesto a través de un relieve posthercínico fosilizado por la serie conglomerática del Bunt-sandstein, claramente visible en numerosos puntos de la región. Durante el Alpino tuvo lugar una fuerte fracturación, que dio lugar a fracturas de gran

LOCALIZACION GEOLOGICA



ESQUEMA DE SITUACION (Según H. Mensink)

Figura 1

desarrollo, cabalgamientos y escamas que han configurado la actual fisonomía del macizo.

El bajo metamorfismo de las formaciones paleozoicas y la ausencia de metamorfismo de edad alpina, indican que la Cordillera Ibérica corresponde a una cordillera de tipo «intermedio».

Los primeros trabajos realizados en la Sierra de la Demanda se refirieron únicamente al reconocimiento de los diversos afloramientos carboníferos, no siendo hasta 1863 en que aparece por primera vez una cartografía de la región. El primer estudio en el cual se sentaron las bases de los principales grupos estratigráficos y estructurales se debe a M. LAZARRET, cuyo trabajo fue realizado a finales del siglo XIX.

En 1930 aparece el trabajo de W. SCHRIEL sobre la geología de la Demanda y los Montes Obarenes, aportando importantes datos para el reconocimiento del Paleozoico, definiendo la serie estratigráfica de las formaciones cámbricas, las cuales fueron posteriormente estudiadas y comparadas con las de la Cordillera Ibérica por F. LOTZE y su equipo.

En 1970 aparece la tesis doctoral de M. COLCHEN, que viene a representar la cúspide de los trabajos realizados en esta zona, en la cual se realiza un detallado estudio de la estratigrafía de las formaciones paleozoicas, así como de las mesozoicas. Igualmente detallado es el análisis de la Tectónica de la Sierra.

En cuanto al Mesozoico, existen desde muy antiguo numerosas publicaciones, de las cuales nombraremos, por no citar a más, a G. TISCHER, A. BEUTHER, H. MENSINK y F. KNEUPER que en 1966 definieron y estudiaron las facies continentales Weald, a P. BRENNER, J. WIEDMANN (1974), que también trataron sobre estas facies en el borde septentrional del celtibérico y por último en 1975, M. I. VALLADARES publicó un resumen de su tesis doctoral sobre el Jurásico y Cretácico del sur de la Demanda, en la que estudia e interpreta las facies marina y continental de ambos sistemas.

1 ESTRATIGRAFIA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja pertenecen al Cámbrico. Sobre ellos se deposita concordante el Tremadociense. En el centro y norte aparecen en discordancia sobre las formaciones anteriores unos niveles de conglomerados, pizarras y areniscas, pertenecientes al Westfaliense.

En la periferia del paleozoico afloran formaciones mesozoicas, depositadas con fuerte discordancia sobre él.

Comienza la serie con las areniscas y margas rojas, dolomías pardas y margas abigarradas características del Triásico de facies germánica. A continuación aflora un nivel de carniolas, que representa la transición entre los depósitos continentales del Triásico y los sedimentos carbonatados del Jurásico. Continúa el Mesozoico con las series de depósitos continentales de facies Weald, que al norte se pueden asimilar a los vasco-góticos, y al sur a los de la Ibérica. Culminando con las arenas y margas de las facies de Utrillas.

El Terciario ocupa el borde septentrional y occidental, representado por unos conglomerados que se atribuyen al Oligoceno.

Finalmente, una serie de depósitos continentales de edad pliocuaternaria cubre parte de las formaciones precedentes, fosilizando los relieves.

1.1 PALEOZOICO

Pertenecen al Cámbrico la mayor parte de los metasedimentos que constituyen el Paleozoico. Se presenta dividido en:

— Cámbrico Inferior, conglomerático y arenoso, coronado por un tramo carbonatado, que constituye un excelente nivel guía.

— Cámbrico Medio, constituido fundamentalmente por pizarras y areniscas, empieza por un tramo de pizarras carbonatadas a muro y termina por otro areniscoso a techo.

— Cámbrico Superior, constituido por alternancias de areniscas y pizarras.

Estas litofacias recuerdan, a grandes rasgos, las series semejantes de edad cámbrica que se conocen en la Cadena Ibérica y en Asturias, aunque los límites de los diferentes pisos pueden situarse en niveles litoestratigráficos diferentes según las regiones.

A estas formaciones del Cámbrico le sigue una serie alternante de pizarras y areniscas de edad ordovícica. Bien sobre esta serie, bien sobre las formaciones cámbricas, se encuentran diversos afloramientos de Carbonífero. A techo esta formación se encuentra limitada por una superficie de discordancia, lo que dificulta la determinación de su potencia.

Para fijar la edad de estas formaciones se han tenido muy en cuenta las dataciones paleontológicas realizadas en 1961 y 1970 por F. LOTZE y M. COLCHEN, respectivamente. La estratigrafía detallada de estas series se ha establecido en las dos Hojas situadas al Este, donde el río Najerilla proporciona un excelente corte natural y la tectónica de pliegues suaves facilita su estudio.

Se han respetado las localidades tipo de las formaciones, aunque pertenezcan a otras Hojas del conjunto de la Demanda.

Del estudio petrográfico de las formaciones precarboníferas de la Sierra de la Demanda, el colaborador de este proyecto, Dr. M. COLCHEN, deduce la existencia de un metamorfismo regional de facies «Pizarras verdes», cuya intensidad va creciendo desde el SE. hacia el NO., pasando de la zona de la clorita a la zona de la biotita.

1.1.1 CAMBRICO

Al establecer las formaciones cámbricas, se han respetado las utilizadas por M. COLCHEN, en su trabajo «Geologie de la Sierra de la Demanda» por considerarlas adecuadas. Son las siguientes:

- En el Cámbrico Inferior: «Metareniscas de Barbadillo del Pez» (CA₁₁₋₁₂).
«Pizarras de Riocabado» (CA₁₂).
«Dolomía de Mansilla» (CA₁₃).
- En el Cámbrico Medio: «Pizarras con lentejones carbonatados de Mansilla» (CA₂₁).
«Pizarras verdes del río Gatón» (CA₂).
- En el Cámbrico Superior: «Alternancias del Najerilla» (CA₃).
«Conglomerados del Cámbrico Superior» (Cg).

1.1.1.1 Metareniscas de Barbadillo del Pez (CA₁₁₋₁₂)

Las rocas detríticas que la componen tienen colores rojizos en la base y verdosos en los horizontes superiores. Aparecen en bancos de varios metros de potencia, que le dan aspecto masivo.

No presentan, en general, granoclasificación, y en caso de existir es inversa. Se observan a menudo estratificaciones cruzadas groseramente clasificadas, y frecuentemente aparecen granoclasificaciones inversas del calibre dentro de cada estrato. En los horizontes superiores aparecen algunas bandas francamente conglomeráticas, en las que se encuentran cantos de hasta 8 cm. de diámetro.

La constitución petrográfica de los componentes detríticos es muy variada, observándose fragmentos de rocas, de cuarzo, feldespatos, micas y minerales opacos. Los citados en primer lugar son fragmentos de rocas silíceas, generalmente cuarcita, de formas redondeadas, y representan los clastos de mayor tamaño. Texturalmente se trata de rocas polimícticas, en las cuales abunda fundamentalmente el cuarzo. Los niveles superiores, más conglomeráticos, son los de composición más homogénea. La matriz está formada fundamentalmente por filosilicatos sobre un fondo silíceo.

Las «metareniscas de Barbadillo del Pez» no presentan variaciones importantes de facies. Concordantemente, y sobre ellas, reposan las «pizarras de Riocabado», estando definido su techo por la aparición del primer banco netamente pizarroso.

Se atribuye esta formación al Cámbrico Inferior, pues se cree que las «metareniscas de Barbadillo del Pez» son el equivalente estratigráfico del conjunto de sedimentos detríticos formado por los «conglomerados de Anguiano» y las «Areniscas de Puntón» de la Hoja de Ezcaray, y que representan un cambio lateral de facies, debido a diferencias paleogeográficas de la cuenca sedimentaria, pues tomando el conjunto de la Demanda se deduce que, en el norte del macizo, la sedimentación fue epicontinental, pero con una cuenca lo suficientemente profunda para que las aguas pudieran distribuir regularmente el material detrítico. En el sur, el medio sedimentario debió controlar muy poco las descargas de materiales detríticos que le llegaban de un continente cercano, el mismo que el de la zona norte.

1.1.1.2 Pizarras de Riocabado (CA₁₂)

Es difícil calcular su verdadera potencia, debido a la presencia de numerosas fallas y abundantes repliegues, que producen sucesivas repeticiones de la serie, originando afloramientos de gran extensión. Su potencia se estima en unos 200 m.

Los colores dominantes son el gris y azul oscuro. En la base predominan

los niveles areniscosos, formados por rocas groseras y heterogéneas, que representan el paso gradual entre esta formación y las «metareniscas de Barbadillo del Pez», situadas a muro de ella. En su conjunto, son fundamentalmente pizarras con algún banco aislado y de poca potencia, generalmente centimétrico, de areniscas, presentando en la parte superior unos niveles detríticos, que pasan directamente a las dolomías masivas de la formación superior.

Las «pizarras de Riocabado» reposan concordantemente sobre la formación detrítica situada en la base, que son las «metareniscas de Barbadillo del Pez». Su techo lo forman las «dolomías de Mansilla».

A pesar de las relaciones estratigráficas que se acaban de describir, el contacto de las «pizarras de Riocabado» con las formaciones supra e infra-yacente es tectónico en muchos puntos, ya que, al estar intercaladas entre niveles areniscosos y dolomíticos, mucho más competentes, actúa como nivel de despegue. Así, se puede observar en la parte sur de esta Hoja y en la zona nordeste de la de Covarrubias.

1.1.1.3 «Dolomías de Mansilla» (CA₁₃)

Esta formación constituye una unidad litológica bien individualizada dentro de la serie arenisco-pizarrosa paleozoica. El color pardo que toma por alteración hace de ella un excelente nivel-guía, pues contrasta fuertemente con el resto de las formaciones.

Sus afloramientos son de pequeñas dimensiones y muy escasos, debido a la fuerte tectónica que presenta el sur de la Hoja, donde aflora el Cámbrico Inferior.

La potencia máxima la presentan en las cercanías de la estación de invierno «Arrecidas I», cerca del pueblo de Pineda de la Sierra, alcanzando alrededor de 50 m. de potencia.

La dolomía es masiva, de color azul intenso en corte fresco y que, por alteración, toma tonalidades parduzcas, muy características. Presenta enriquecimientos locales, relacionados con fracturas, de siderita, piritita y calcopiritita, que en otros tiempos fueron explotados.

Las «dolomías de Mansilla» reposan concordantemente sobre las «pizarras de Riocabado», y se encuentran a muro de las «pizarras con lentejones carbonatados de Mansilla», cuando aparece esta formación, pues tiene carácter lentejonar, o bien sobre las pizarras verdes de río Gatón. El compacto paquete de dolomías masivas se encuentra entre rocas de menor competencia, por lo que, en las zonas de grandes esfuerzos tectónicos, estos últimos materiales actúan como niveles de despegue, ocasionando que el contacto entre las dolomías y dichas formaciones sea de naturaleza tectónica.

1.1.1.4 Pizarras con lentejones carbonatados de Mansilla (CA₂₁)

Aparecen formando estrechas bandas alrededor de algunos de los afloramientos de dolomías masivas. Dentro de la Hoja sólo aparece un pequeño afloramiento en el sureste.

Su potencia se estima en 40 m.

Esta formación está compuesta por una serie de niveles pizarrosos de color verde, que alternan con otros niveles también verdosos, pero constituidos fundamentalmente por carbonatos.

Los niveles pizarrosos, muy coherentes, presentan disyunción en paralepípedos, cuyas caras corresponden a las superficies de estratificación y esquistosidad. Están constituidos por una serie de elementos detríticos con una matriz que forma la mayor parte de la roca y compuesta fundamentalmente de filosilicatos, entre los que predomina la clorita.

Los niveles carbonatados pueden ser compactos o presentar una disyunción en nódulos, cuyos ejes mayores se orientan paralelamente a los planos de esquistosidad. Su diámetro oscila entre varios milímetros y algunos centímetros. Están compuestos principalmente por calcita, dolomita y ankerita. Aparecen rodeados por un cemento carbonatado en el que abundan los filosilicatos, sobre todo la clorita.

1.1.1.5 Pizarras verdes del río Gatón (CA₂)

La formación está constituida por una sucesión de litofacies distribuidas en secuencias. Cada una de las secuencias mayores comprende dos partes: Un término inferior o de base, esencialmente arenoso y bastante homogéneo, y un conjunto superior o terminal, compuesto de varias secuencias menores y cuyo espesor es igual o ligeramente mayor que el del término basal.

Los conjuntos inferiores de cada secuencia están constituidos fundamentalmente por elementos detríticos, generalmente bien clasificados. En su parte superior aparecen nidos micáceos y, repartidos en su masa, nódulos carbonatados y ferruginosos. Entre los elementos detríticos, el más abundante es el cuarzo, encontrándose también feldespatos, láminas de micas y algunos minerales opacos. La matriz que aparece en pequeñas proporciones está compuesta de cuarzo y filosilicatos.

Los conjuntos superiores se componen de niveles arenosos a veces lenticulares, que alternan de forma irregular con lechos arcillosos y micáceos. Los niveles arenosos son muy similares, en composición, a los conjuntos inferiores, aunque los granos tienen un calibre más grosero. Los niveles pelíticos están constituidos por una matriz formada principal-

mente por filosilicatos, que engloban algunos granos de cuarzo y numerosas láminas de mica.

Las alternancias del río Gatón reposan concordantes sobre las pizarras carbonatadas del piso inferior. El límite entre ambas formaciones viene definido por la desaparición de los últimos niveles carbonatados. A techo, el límite es impreciso, las areniscas masivas disminuyen de potencia y presentan intercalaciones pizarrosas, lo que hace que se confundan con las alternancias inferiores.

1.1.1.6 Alternancias del Najerilla (CA₃)

Esta potente formación ocupa la mitad de la superficie de los afloramientos paleozoicos.

Constituye la formación una serie de alternancias de areniscas grisverdosas y pizarras azuladas. Presentan una sucesión de litofacies distribuidas en secuencias. Cada una de ellas se compone, de base a techo, de los siguientes niveles:

- Areniscas síliceas en bancos masivos.
- Alternancia de areniscas y pizarras.
- Pizarras arcillosas.

Estos tres niveles constituyen la serie litológica elemental que, en sucesivas repeticiones, origina el conjunto de la formación. Tiene una potencia variable según los tramos, pudiendo quedar reducidos a algunos centímetros de espesor.

Distribuidas por toda la formación, se encuentran lentejillas y nódulos formados por limonita y micas de aspecto pulverulento.

En los niveles inferiores, las areniscas tienen un color blanco grisáceo, que pasa a pardo y gris azulado en los niveles más altos. Son rocas homogéneas, compactas, que se rompen con dificultad con el martillo, ya que a simple vista presentan una facies de cuarcita. Dentro de cada banco, la estratificación está indicada por pequeños lechos micáceos. Su composición es bastante constante, variando únicamente la proporción en que aparecen sus elementos constituyentes.

Los elementos detríticos comprenden cuarzo, feldespatos, micas y minerales pesados y están generalmente bien calibrados. Los más importantes numéricamente son los cuarzos, seguidos de los feldespatos. Las micas y los minerales pesados se encuentran en menor proporción. La matriz está compuesta fundamentalmente por sílice y filosilicatos.

Las pizarras, de color gris azulado, son fundamentalmente arcillosas y presentan, generalmente, una esquistosidad bien acusada. Por lo regular, la estratificación se hace patente en ellas por unas finas alternancias de colores oscuros y claros, o por pequeños lechos micáceos.

Las alternancias del Najerilla se encuentran a muro de los niveles ordovícicos y concordantes con ellos, y reposan concordantemente sobre las alternancias del río Gatón.

Su potencia se estima en 800 m.

Esta formación ha sido datada paleontológicamente por M. COLCHEN, que en 1968 descubrió, por primera vez en España, fósiles pertenecientes al Cámbrico Superior. Estudió tres yacimientos fosilíferos en los niveles de areniscas carbonatadas del valle del Najerilla, en los cuales encontró *Billing-selle* cf. *lingulaeformis*, *Prochuangia Kobayashi* y *Chuangia* cg. *CH. batia*.

Los yacimientos que sirvieron para la datación se encuentran en el valle del río Najerilla, ubicado, como se dijo anteriormente, en las Hojas de Anguiano y Ezcaray.

1.1.1.7 Conglomerados del Cámbrico Superior (Cg)

Esta formación, de carácter lenticular, aparece localmente en los últimos niveles del Cámbrico Superior, o en la base del Ordovícico, interestratificada entre niveles de areniscas y pizarras.

Dentro de la Hoja afloran en las proximidades del Pantano de Arlanzón y en el Puerto Manquillo.

Se trata de un conglomerado polimíctico heterométrico, con cantos desde unos milímetros a 10 cm., de formas redondeadas o alargadas. No presentan ninguna clasificación. Los cantos pueden ser de cuarcita, cuarzo, aplita turmalinífera o lascas de pizarras. Está compuesto por granos de cuarzo, feldspatos, micas y minerales pesados, englobados en una matriz arcillosa que rellena los espacios libres en los cantos.

El haber incluido esta formación en el Cámbrico Superior y no el Ordovícico ha sido basándose en que en el campo parece ser un cambio lateral de facies de las areniscas del Cámbrico Superior.

Este cambio en la sedimentación debió corresponder a un rejuvenecimiento de los relieves, o a un cambio climático en el antepaís. De todos modos, fue relativamente poco importante, pues no trastornó demasiado la sedimentación habitual.

1.1.2 ORDOVICICO

Aflora únicamente en el norte de la Sierra de Mencilla y en las proximidades del pantano de Arlanzón.

Se ha separado una sola formación de alternancias de areniscas y pizarras del Ordovícico.

1.1.2.1 Metareniscas y pizarras del Ordovícico (O₁₁)

La formación ordovícica está constituida por una alternancia de areniscas y pizarras distribuidas de manera seriada.

La serie litológica elemental la componen tres niveles: el inferior, formado esencialmente por areniscas en bancos regulares y macizos; el nivel medio, constituido por alternancias de areniscas y pizarras, con estratificación más fina, y el superior, con predominio de las pizarras. Las sucesivas repeticiones de la serie litológica elemental originan el conjunto de la formación.

Estas secuencias pueden ser agrupadas en tres grandes conjuntos. En el inferior predominan principalmente las areniscas, mientras que los otros dos son más pizarrosos y presentan una estratificación más fina. Las litofacies de las últimas son muy semejantes a las de las alternancias del Najerrilla, destacando en ellas la presencia de lentejones y nódulos limoníticos.

Las areniscas están compuestas de cuarzo, feldespato y micas, con una matriz arcillosa y silícea. Los granos están bastante bien calibrados, pero en general no están clasificados.

Las pizarras, de color gris azulado, se componen fundamentalmente de filosilicatos, acompañados de algunos granos de cuarzo aislados.

El Ordovícico tiene en las proximidades del pantano de Arlanzón una potencia de 1.000 m.

Con respecto a la Hoja de Ezcaray situada al este de la de Pradoluengo, podemos decir que aquí el Ordovícico tiene un aumento relativo de la potencia de las series pizarrosas superiores.

Los niveles del Ordovícico descansan concordantes sobre el Cámbrico.

Sobre los niveles ordovícicos sólo aparecen los depósitos carboníferos y los materiales de la cobertera mesozoica, existiendo una amplia laguna estratigráfica entre la base del Ordovícico y el Westfaliense.

1.1.3 CARBONIFERO

Las formaciones carboníferas, dentro de la Hoja, afloran de un modo discontinuo. Su potencia y desarrollo varían mucho en los distintos afloramientos. Reposan con fuerte discordancia sobre el Cámbrico-Ordovícico. Sobre ellas se depositaron las formaciones triásicas en discordancia. De las dataciones aportadas por la bibliografía existente, así como por los trabajos realizados al confeccionar la Hoja, se han establecido, dentro del Westfaliense, las seis formaciones siguientes:

1.1.3.1 Westfaliense A-B (H₂₁₋₂₂^B)

Ocupa en el mapa la gran mancha de San Adrián de Juarros, en el NO. de la Hoja.

La serie presenta una gran uniformidad y relativa extensión superficial en sus características litológicas y estratigráficas.

Comienza por potentes conglomerados basales (alrededor de 80 m. de potencia, en sondeos realizados en el estudio de Minería de la Zona), pre-

sentando a continuación sedimentos detríticos finos en alternancia con niveles carbonosos.

Los conglomerados están formados por cantos de diversos tamaños, de hasta 40 cm. de diámetro y en ocasiones mayores, englobados en una matriz arenosa con micas y filosilicatos.

Encima se encuentran areniscas groseras mal estratificadas, que alternan con bancos de conglomerados. Sobre ellas se sitúan una serie de alternancias arenisco-esquistosas.

Esta cuenca carbonífera de San Adrián de Juarros ha sido objeto de un estudio muy completo realizado dentro del proyecto de la Estimación del Potencial minero en el Subsector VII Centro-Levante, Area 5, Sierra de la Demanda, Memoria 1975-1976, al que remitimos al lector interesado.

1.1.3.2 Westfaliense C-Inferior (H₂₃^B)

Aflora entre las localidades de Alarcia y Valmala.

La componen conglomerados formados por bloques y cantos de hasta un metro cúbico de volumen, englobados en una matriz arenisca con micas y filosilicatos. Los cantos se disponen en los horizontes inferiores sin ninguna ordenación. Únicamente los bloques mayores, de forma elíptica, orientan sus ejes mayores paralelamente. En los horizontes superiores, los cantos están mejor calibrados, distinguiéndose una alternancia de bancos de conglomerados y de areniscas de grano grueso. En general existe una cierta clasificación, al estar los cantos más gruesos situados en la base. Los bloques y cantos tienen la misma naturaleza litológica que las rocas de las formaciones cámbrico-ordovícicas que afloran en las proximidades, lo cual sugiere que estos elementos detríticos provienen de la erosión de dichas formaciones.

Encima se encuentran areniscas groseras, mal estratificadas, que alternan irregularmente con bancos de conglomerados. A medida que se sube en la serie, la estratificación aparece mejor definida, alternando las areniscas con bancos pizarrosos de una manera ordenada. En los horizontes superiores aparecen intercaladas las primeras capas de carbón en capas continuas.

1.1.3.3 Westfaliense C-Superior D-Inferior (H₂₃₋₂₄^{B3-B1})

Al igual que la formación anterior, ofrece su mejor desarrollo entre Alarcia y Valmala.

Está constituida fundamentalmente por conglomerados, con algunos bancos de areniscas groseras interestratificadas. La composición litológica de los cantos es similar a la de las formaciones precedentes.

1.1.3.4 **Westfaliense D-Superior** (H_{24}^B)

Constituida por alternancias regularmente estratificadas, según una secuencia compuesta de dos términos. El de base está constituido por areniscas micáceas de grano fino y matriz arcillosa, mientras que el término superior es pizarroso. Aparecen lentejones carbonatados.

1.1.3.5 **Westfaliense C-D** (H_{23-24}^B)

Esta formación tiene bien desarrollado el término conglomerático de base, que está formado por bloques y cantos de gran tamaño, englobados en una matriz arenisca con micas y filosilicatos, sin ninguna ordenación. A medida que se sube en la serie, los cantos están mejor calibrados y alternan con areniscas de grano grueso.

Le sigue un tramo formado por una serie de finas secuencias repetidas múltiples veces. Cada una de estas secuencias se compone de un término de base de areniscas homogéneas y otro superior de areniscas arcillosas.

El último tramo se compone de pizarras grises azuladas, finamente estratificadas, con nódulos formados por cuarzo y mica, englobados en un cemento calizo.

1.1.3.6 **Westfaliense indiferenciado** (H_2^B)

Según la situación de sus afloramientos ofrece numerosas variaciones. En general, se observa un aumento de la potencia de los términos de base de las secuencias a medida que nos desplazamos de Sur a Norte.

Está constituida fundamentalmente por un término conglomerático de base, un término medio areniscoso conglomerático, y un término superior arenisco-pizarroso. Viene a ser una mezcla de las formaciones anteriores con predominio de unos términos sobre otros según la localización del afloramiento.

1.2 **MESOZOICO**

Se encuentra rodeando al Macizo Paleozoico de la Sierra de la Demanda y sierras adyacentes, como San Millán y Casajero, así como al Carbonífero y Cámbrico de San Adrián de Juarros. Ocupa en el norte de la Hoja una estrecha franja de dirección aproximada E.-O., y se extiende ampliamente en la zona occidental.

Comprende desde la base del Triásico hacia el Albense, con alguna laguna estratigráfica.

Están representados los tres sistemas mesozoicos:

- Materiales triásicos.
- Jurásico en facies marina.
- Cretácico en facies continental.

1.2.1 TRIASICO

Se presenta formando una discordancia angular con los materiales paleozoicos, estando también aislado encima de dichos materiales de la Sierra.

Este sistema presenta la litología característica de la facies germánica del Triásico y ha sido dividido en tres pisos clásicos.

- Buntsandstein.
- Muschelkalk.
- Keuper.

1.2.1.1 **Buntsandstein** (TG₁, cg₁s)

Comienza por un conglomerado brechoso, de color rojo, con franjas verdes y ocres. Su espesor varía entre 3 y 6 m., pudiendo llegar a 15 m. Presenta cantos de cuarzo y fragmentos de rocas (cuarcitas, areniscas y pizarras), pertenecientes a las formaciones paleozoicas subyacentes. La matriz es de color rojo, enriquecida en hierro. En conjunto los cantos están bien clasificados.

Encima de los conglomerados aparecen unas alternancias detríticas arenisco-pelíticas, compuestas de areniscas gruesas, finas y pelitas, en bancos de espesores decimétricos a métricos. Tienen tono rojo, con intercalaciones verdes y ocres, debido probablemente a los diferentes grados de oxidación del ion hierro.

Es frecuente la estratificación paralela y cruzada.

En total, la potencia oscila alrededor de los 100 m.

1.2.1.2 **Muschelkalk** (TG₂d)

Su representación es muy escasa y sólo se encuentra algún retazo pequeño en la parte superior derecha cerca de Valmala, con 2 m. aproximadamente, aunque puede ser que ésta no sea su potencia real debido a la alteración y a la movilidad de los materiales plásticos entre los cuales se encuentra.

Comprende unas calizas dolomíticas y dolomías de tonos amarillentos semitableadas, estando en conjunto algo alterado. Indica la existencia de un dominio marino más abierto.

1.2.1.3 Keuper (TG₂₋₃m)

Corresponde al nivel de despegue de la cobertera y es muy raro verlo completo.

Se trata de arcillas y margas de colores variados, principalmente rojas, también grises y azuladas. Interestratificadas en ellas se pueden observar pequeños bancos pelíticos rojos y ocreos, así como lentejones de yeso, generalmente negro.

También es frecuente la presencia de cuarzo bipiramidal.

Es muy normal que se presente inyectado a favor de fracturas y contactos entre las unidades superiores. Su potencia estimable será de 50 m., aproximadamente.

En los alrededores de Pradoluengo es frecuente encontrar, dentro del Keuper, unos lentejones de ofitas, rocas verdes que corresponden a emisiones volcánicas submarinas muy normales en ese tiempo en el Sistema Celtaérico.

1.2.2 JURASICO EN FACIES MARINA

Basándose en criterios paleontológicos, podemos dividirlo en:

- Infralías: Rhetiense-Hettangiense.
- Lías: Sinemuriense.
Pliensbachiense-Toarciense.
- Dogger: Aalenense-Bajociense.
Bathonense-Calloviense.

Incluimos en este Sistema al Infralías por ser litológicamente muy difícil de separar el Rhetiense del Hettangiense y paleontológicamente imposible, por ser el conjunto completamente azoico.

Inmediatamente encima de esta serie se apoyan, en tránsito gradual, unas calizas fosilíferas datadas como Sinemuriense, por lo que pensamos que esta serie infrayacente tiene edad Rhetiense-Hettangiense.

1.2.2.1 Rhetiense-Hettangiense (T₃₃^A-J₁₁d, c)

Aflora extensamente esta serie dentro de la Hoja, apoyándose concordantemente sobre los materiales del Keuper, aunque es muy frecuente que esté por contacto mecánico, sobre todo en la zona N.-O.

Esta serie está compuesta de carniolas rosas y grises, dolomías de tonos grises y pardos y calizas dolomíticas grises más compactas. Las dolomías grises que predominan en esta serie están muy recristalizadas y tienen aspecto brechoide.

La serie, a techo, va perdiendo progresivamente Mg y pasa gradualmente a calizas, que como ya indicamos antes, paleontológicamente están datadas como Sinemuriense.

Puede tener hasta 100 m. de potencia, siendo lo normal de 60 a 80 m.

1.2.2.2 Sinemuriense (J_{11-12C})

Está compuesta esta formación de calizas sublitográficas pardas claras, o grises, en bancos decimétricos en la base y más potentes a medida que se asciende en la serie.

En estos últimos metros de la sucesión, pueden aparecer unos niveles oolíticos y a continuación unos pocos metros de calizas grises.

En la Hoja que limita al este, Ezcaray núm. 240, de los mismos autores, en prensa, en los tramos superiores de esta formación encontramos: *Paltechioceras* sp.; *Zeilleria* (*Zeilleria*), *Quiaiosensis* CHOFFAT; *Leptechioceras*, sp.; *Gibbirhychia* gr. *curviceps* (QUENSTEDT); propios de la zona Raricostatum, del Sinemuriense Superior.

Su potencia varía de 50 a 60 m.

1.2.2.3 Pliensbachiense-Toarciense (J_{13-14C}, m)

Está formado por alternancias de calizas y margas. Las calizas son de color gris oscuro, y las margas o calizas margosas de color gris más claro.

En la base los bancos calizos son de unos 40 cm. o más y predominan sobre las margas, pero a medida que ascendemos en la serie predominan las margas y calizas margosas.

En la zona norte, la parte superior presenta unos niveles oolíticos.

Es frecuente que las calizas tomen una forma arrosariada, como de «boudinage», probablemente debido a cargas diferenciales entre materiales de diferente compacidad.

Encontramos: *Hildoceras* gr. *bifons* (BRUGUIERE), propio del Toarciense Medio.

La potencia estimada es de 50-60 m., aproximadamente.

1.2.2.4 Aaleniense-Bajociense (J_{21-22C})

Son las calizas llamadas «barra del Dogger», porque normalmente presentan un resalte que destaca sobre el terreno.

Tiene una parte inferior de unos 25 m. de caliza gris y gris oscura, en bancos de 0,5 a 1 m., y una parte superior constituida por calizas masivas en bancos de espesores métricos.

Se trata de una caliza oolítica gris oscura en la que con la lupa se puede observar algún gramo de cuarzo.

Encontramos: *Stephanoceras* aff. *mutabile* (QUENSTEDT) *Morrisithyris* aff. *uniformis* (SEIFERT); *Monsardithyris rouzevauxi* (ALMERAS), que indican un Bajociense Medio.

La potencia oscila de 35 a 45 m.

1.2.2.5 Bathoniense-Calloviense (J_{23-24C}, m)

Lo forman una alternancia de calizas, margas y calizas margosas, predominando las margas hacia la mitad del tramo.

Las calizas son algo arenosas y cuanto más ascendemos en la serie más arenosas se hacen. Son de un color gris parduzco y las margas negruzcas, y están dispuestas en bancos de potencias decimétricas a métricas, siendo su estratigraficación muy regular.

Se han encontrado: *Procerites* sp., *Indosphintes* sp. *Procerites subprocerum* (BUKMAN), que definen este tramo.

Su potencia es de 75 m., aproximadamente.

1.2.3 CRETACICO EN FACIES CONTINENTAL

Dentro de la Hoja tiene poca representación, pues sólo aflora una pequeña mancha en el norte, junto a Arlanzón, y en la esquina sur occidental, al sur de Mazueco.

Incluimos en este sistema a los sedimentos de facies continentales Weald y Utrillas.

El Weald se apoya discordante sobre el último tramo del Jurásico marino, aunque la discordancia sólo se ve regionalmente y no sobre el tramo. Asimismo, el Utrillas está discordante sobre el anterior, de una forma que ya explicaremos más adelante, en el apartado correspondiente.

1.2.3.1 Facies Weald

En primer lugar hemos de indicar que esta denominación es problemática, pues los diferentes autores que estudiaron estos materiales no están del todo de acuerdo.

También hemos de indicar que el Weald del sur pertenece al conjunto sedimentario llamado Sierra de los Cameros y el del norte al conjunto Vasco-Gótico.

El Paleozoico de la Sierra de la Demanda sería un umbral o límite de las dos cuencas, pero en realidad lo único que hace es dar leves diferencias paleogeográficas. La Hoja está situada precisamente en la estribación occidental de la Sierra de la Demanda, por lo que estamos en el punto de interferencia de las dos cuencas y en los márgenes, por lo que creemos que no podemos separar los dos Weald.

Como el Weald de los Cameros ha sido más estudiado, y los autores

de esta Hoja lo son también de la que limita al sur con ella (Covarrubias, número 277) y la del sur-este (Canales de la Sierra, núm. 278), nos referiremos al conjunto de los Cameros para los dos Weald.

Volviendo al problema, el de la denominación, diremos que los diferentes autores denominan a estos materiales facies Purbeck y Weald o Weald simplemente.

G. TISCHER (1966), A. BEUTHER (1966) y F. KNEUPER (1966) llaman al conjunto Weald, señalando que es una facies en sentido cronológico muy alto.

I. VALLADARES (1975) separa las facies detrítico-carbonáticas inferiores de las detríticas superiores y llama Purbeck a las primeras y Weald a las segundas.

Para todos estos autores la base de estas facies está dentro del Jurásico, por estudios de charáceas y ostrácodos realizados en el centro de la cuenca, pero J. WIEDMAN (1974) y P. BREUNER (1974) estudian más detenidamente estas facies del borde occidental de los Cameros y elevan la edad de estos materiales hasta un Berriasiense, suponiendo una laguna desde el Calloviense, por lo que demuestran que las superficies que separan unidades correlacionables litológicamente a lo largo de toda la cuenca son mucho más diácronas que lo que pensaban los anteriores autores, hecho que a nosotros nos encaja más con la idea que tenemos de esta cuenca sedimentaria continental. También los estudios micropaleontológicos realizados en estas Hojas nos datan Cretácico Inferior en facies Weald, y esto unido a que se nos hace difícil de separar en dos facies a un evidente único conjunto sedimentario nos inclina a llamar a estos materiales facies Weald, indicando que no encaja exactamente con la localidad tipo.

Así pues, emplearemos para su estudio el esquema de G. TISCHER, que siendo integrante de un equipo fue el que estudió más a fondo el conjunto Sierra de los Cameros.

Supone para esta zona dos grupos:

- Grupo Tera.
- Grupo Urbión.

Estos grupos encuadran litologías más o menos semejantes a lo largo de toda la cuenca, pero, como indicamos antes, sus contactos no son isócronos, pues varían su edad según estemos en el centro o en el borde de la cuenca.

Hay que indicar que el carácter sedimentológico de estos materiales es su gran complejidad, dado el tipo de cuenca que corresponde al delta de un gran río, dando lugar continuamente a cambios de facies, digitaciones, etcétera, tanto vertical como lateralmente.

1.2.3.1.1 *Grupo Tera*

Distinguimos dos litologías:

- Calizas y margas.
- Areniscas, conglomerados y margas.

1.2.3.1.1.1 *Calizas y margas (C_{11c}, m)*

Están siempre en la base, sobre la discordancia en la que inmediatamente encima hay un conglomerado calcáreo versicolor de muy poca potencia en el sur y de varios metros vistos en el norte, aunque aquí no se ve la discordancia por estar ésta tapizada por un cuaternario y un pliocuaternario.

Son calizas, margo calizas y margas, pero dispuestas de diferente manera en el N. que en el S.

En el norte es una alternancia de calizas y margas, con algún tramo de arenisca o caliza arenosa en paquetes de 0,5 m. a 1 m., predominando los colores gris blanquecino con algún tono rosáceo.

En el sur las calizas predominan sobre las margas y están dispuestas en tres paquetes masivos de varios metros con un total de 20 mm. Hay que indicar que estas calizas cambian lateralmente con mucha frecuencia, aunque en esta Hoja se presentan continuas.

Las calizas son grises, oscuras en fractura, algo oolíticas y su fauna de ostrácodos indica un régimen límnicosalobre, en la zona del sur dados como Cretácico Inferior, Berriasiense, aunque no con la precisión necesaria. Hemos de guiarnos para estas dataciones, una vez más, de los autores que trabajaron más recientemente en este tipo de sedimentos, J. WIEDMAN y P. BREUNER.

1.2.3.1.1.2 *Areniscas, conglomerados y margas (C_{11-12s}, cg)*

Sólo se presenta en el sur de Mazuecos, inmediatamente encima de la facies anterior, aunque hacia el sureste fuera de la Hoja está en cambio lateral con la facies anterior (C₁₁).

A techo está el grupo Urbión y discordantemente aparecen las arenas de Utrillas.

Son alternancias de areniscas, areniscas conglomeráticas y arcillas predominando los tonos rojizos. Su potencia es de 30 a 40 m. aproximadamente y su edad debe de corresponder, por correlación con las Hojas sur y sureste, Berriasiense alto-Valanginiense.

1.2.3.1.2 *Grupo Urbión. Conglomerados (C₁₂₋₁₃Cg)*

Es un tramo que está a techo del anterior y que en la Hoja del sur está separado de él por un tramo de calizas pisolíticas que aquí no encontramos,

pues al estar al borde de cuenca, tanto estas calizas como el Grupo Urbión en sí, van adelgazándose progresivamente y por consiguiente es muy difícil de separar.

Por criterios, pues, de cartografía con la Hoja del sur, hemos cartografiado esta formación adelgazándola en esta zona.

Su litología corresponde a areniscas conglomeráticas, conglomerados cuarzosos, arcillas y arenas. Es difícil aquí distinguirlo del Grupo Tera, como dijimos antes, porque no se ven las calizas pisolíticas. En realidad sólo se aprecia un aumento de los detríticos gruesos. Su potencia será de 10-20 m., desapareciendo progresivamente hacia el oeste.

La discordancia de la facies Utrillas lo hace desaparecer aquí.

Y en cuanto a su edad, como ya indicamos, por correlación de las Hojas sur y sureste debe ser Valanginiense-Hauteriviense.

1.2.3.2 «Facies Utrillas» (C₁₆S, cg)

Desde el último depósito de los materiales Weald de edad probable Hauteriviense existe un tiempo en que no hay deposición y probablemente haya erosión, y que dura el Barremiense y Aptense hasta que se depositan los primeros materiales en facies Utrillas de edad Albense, discordantes sobre los anteriores.

En esta Hoja sólo hay un retazo justo en la esquina suroeste de muy poca representación, pero que tiene una gran importancia, pues es precisamente allí donde se ve mejor la discordancia de Utrillas que en todas las demás zonas, pues el contacto de la facies Utrillas corta aquí a una línea isócrona, que es la hipotética prolongación de las calizas pisolíticas cartografiadas en la Hoja del Sur (Covarrubias, núm. 277) que corresponde a una leve ingresión marina que afectó al borde occidental de los Cameros.

Son areniscas, arenas caoliníferas, conglomerados y cantos sueltos, arcillas, todo muy cuarzoso y con tonalidades blanquecinas. Corresponde a las «facies Utrillas» de la Cordillera Ibérica de edad Albense y aquí sólo tendrá 20 m., aproximadamente.

1.3 Terciario

Está representado por una formación del Oligoceno y otra que coge parte del Plioceno y Cuaternario.

1.3.1 OLIGOCENO (T₃^A)

Se encuentran algunas extensiones por el borde norte de la Hoja, al N. de Garganchón, al N. de Uzquiza y en la zona oeste. Está discordante sobre los terrenos mesozoicos y corresponde a un Oligoceno de facies de borde.

Por encima de él y discordante se apoya un Mioceno, pero que no entra en la Hoja.

La secuencia está integrada por bloques y cantos poligénicos de rocas mesozoicas y paleozoicas, bien cimentadas por una matriz arcilloso-arenosa, rosa y parda clara, cuya granulometría descende de sur a norte y en la zona occidental de este a oeste, pasando de conglomerados a areniscas groseras y después a arcillas. La existencia de este predominio de detríticos gruesos en la franja meridional de la cuenca del Ebro refleja las características paleogeográficas de la Sierra de la Demanda y Cameros con respecto a la Sierra Cantabria, que tiene una distribución mayor de finos en sus materiales.

La relación de estos conglomerados con el borde mesozoico en Valmala y Garganchón es mediante un cabalgamiento.

Más al Oeste, los conglomerados reposan discordantes sobre las formaciones secundarias, con un plano de discordancia subhorizontal hasta de 15-20°, resaltando así una tectónica anterior al depósito del Oligoceno. Su potencia, dentro de la Hoja, no es muy importante, estimándose en 200-220 m.

1.3.2 PLIO-CUATERNARIO (T₂^B-Q)

Se encuentra esta formación dispersa en los alrededores de la Sierra de la Demanda, siendo la mancha más grande la que está al sur de Arlanzón.

Son recubrimientos discontinuos representantes de una superficie de erosión muy reciente inclinada en la misma dirección que la pendiente de la Sierra.

Corresponde a la formación tipo Raña, compuesta de cantos de cuarcita redondeados con arcillas rojizas y a veces algo arenosas.

Su potencia varía mucho, pudiendo tener en donde está mejor representado del orden de 50 m.

1.4 CUATERNARIO

Se han distinguido:

1.4.1 COLUVIAL (QC)

Son materiales depositados con escaso transporte en las laderas de las zonas elevadas existentes en la Hoja. Son heterogéneos, en cuanto a su composición y tamaño, y se encuentran con una matriz fangolítica.

1.4.2 DEPOSITO ALUVIAL Y LLANURA DE INUNDACION (QAI y QAI₁)

Sedimentos aluviales actuales constituidos por conglomerados, con una matriz arcillosa y cantos redondeados o subredondeados y angulosos con tamaños de hasta 50 cm.

Son cantos de cuarcitas, areniscas, conglomerados y pizarras de la Serie Paleozoica y cantos calizas de las formaciones mesozoicas. Haciendo una excepción, se ha diferenciado en la zona de Arlanzón una llanura de inundación debido a su gran extensión.

1.4.3 DEPOSITOS MORRENICOS (QGI)

En la zona del Pico Mencilla, cerca de Pineda de la Sierra, se encuentran unos depósitos morrénicos, que por su extensión y forma se ha creído conveniente diferenciarlo de los demás cuaternarios.

2 TECTONICA

La Hoja de Pradoluengo pertenece al conjunto de la Demanda, formado por un macizo paleozoico rodeado por terrenos secundarios, que limita al Norte y Oeste con las formaciones terciarias de las llanuras del Ebro y de Burgos.

Dicho macizo, que aparece aislado en medio de formaciones más recientes, constituye un nexo de unión entre las Cadenas Ibéricas, situadas al SE., y el conjunto primario, que va de Asturias a Galicia.

El Paleozoico tiene gran representación dentro de la Hoja y forma las Sierras de San Millán, Mencilla y Casajero.

2.1 ESTILOS ESTRUCTURALES

Se han distinguido dos estilos estructurales, uno el estilo hercínico y otro el estilo pirenaico-alpino.

2.1.1 ESTILO HERCINICO

La tectónica hercínica es polifásica, caracterizada por el emplazamiento de estructuras plegadas, planares y lineales, de todos los tamaños y con acompañamiento de recristalizaciones metamórficas de facies epizonal.

La intensidad de las deformaciones y las recristalizaciones metamórficas, en todo el conjunto de la Demanda, presenta un gradiente creciente desde el SE. hacia el NO., lo que puede considerarse como la consecuencia de las variaciones de la litología hacia series más pelíticas, y del aumento de los esfuerzos y las condiciones térmicas según esta dirección. La variación está muy bien expresada en la primera fase, e igualmente en la tercera, que se manifiesta con la máxima intensidad al NO. del macizo de la Demanda, que es la zona que abarca esta Hoja en un sector donde los fenómenos de la primera fase se ven también claramente.

El estilo de las estructuras observadas, y la intensidad del metamorfis-

mo, son muy característicos de los niveles superiores de la infraestructura de un dominio orogénico, no conociéndose aquí ni las etapas inferiores ni la superestructura. Las variaciones citadas anteriormente demuestran que no se trata de un conjunto homogéneo, tanto en lo que concierne a su evolución en el espacio, como en lo que concierne al tiempo; evolución que no se nota que haya terminado antes de la deposición de los conglomerados del Westfaliense Medio.

Teniendo en cuenta las relaciones geométricas entre las diferentes estructuras observadas, es posible establecer tres fases en el estilo hercínico.

2.1.1.1 Primera fase

Las formaciones precarboníferas, constituidas por muchas unidades distintas y litofacies cambiantes de E. a O. hacia series más pelíticas y, por consiguiente, más finamente estratificadas, no reaccionaron de manera homogénea frente a los primeros esfuerzos tectónicos.

Da lugar esta primera fase a grandes unidades estructurales, y a las meso y microestructuras, que se denominan estructuras de detalle.

2.1.1.1.1 Grandes estructuras

Destacan como grandes estructuras el sinclinal de Palazuelos-Arlazón y los pliegues que forman la Sierra de Casajero.

El sinclinal de Palazuelos-Arlazón está cortado en la parte oriental por la gran falla de Alarcia y llega hasta el Pantano de Arlanzón, donde es desplazado por el sistema de fallas SE.-NO., y se prolonga con dirección NE.-SO. hasta el pueblo de Palazuelos de la Sierra. El núcleo de este sinclinal está ocupado por materiales ordovícicos, donde alcanza el Ordovícico su máxima potencia.

Los pliegues de la Sierra de Casajero se forman en los materiales del Cámbrico Inferior, y sus ejes están en dirección E.-O., o bien NE.-SE. Son una serie de anticlinales y sinclinales de pocos kilómetros de desarrollo.

2.1.1.1.2 Estructuras de detalle

Se clasifican las estructuras de detalle en los siguientes tipos:

- Estructuras plegadas.
- Estructuras planares.
- Estructuras lineales.

A) ESTRUCTURAS PLEGADAS

Son pliegues contemporáneos al emplazamiento de las grandes estructuras plegadas, citadas anteriormente. Se trata de pliegues de arrastre, des-

arrollados en las alternancias arenisco-pizarrosas de los diferentes pisos del Cámbrico y Ordovícico. Se les ha denominado pliegues de ejes B_1 .

En los sectores de Trigaza, Villorobe y al norte del Arlanzón, los ejes de los pliegues están orientados entre N. 20° E. y N. 90° E. En el sector de Villorobe-Arlanzón es donde las orientaciones de los pliegues son más heterogéneas, pues aparece este sector como una zona más movida que el resto del macizo.

Las variaciones de la inclinación de los ejes de los pliegues B_1 oscilan entre ENE. y ESE., o bien entre ONO. y SO., siendo estas dos últimas direcciones las dominantes. Las dos direcciones coexisten en el sector de Trigaza. Estas variaciones de inclinación están relacionadas con una segunda fase tectónica, que se manifiesta, entre otras cosas, por los pliegues de escala centimétrica a decimétrica, que cortan a los pliegues de eje B_1 .

B) ESTRUCTURAS PLANARES

Los pliegues anteriores están acompañados de esquistosidad ligada a su emplazamiento.

Esta esquistosidad de la primera fase se le denominará S_1 . Se observa en las formaciones precarboníferas de todo el conjunto de la Demanda. Se puede tratar de una esquistosidad de fractura, caracterizada únicamente por superficies limoníticas que cortan y fraccionan los estratos, de una esquistosidad de flujo, puesta de manifiesto por numerosas pajuelas de filosilicatos secundarios, dispuestas paralelamente unas a otras según planos paralelos y oblicuos a la estratificación y, a veces, de una pseudofoliación en las rocas, que no es fácil de distinguir de la estratificación, y en la que se puede observar una alternancia de lechos micáceos y de cuarzo.

Estos tres tipos de esquistosidad tienen una repartición vertical y horizontal, que varía según la naturaleza petrográfica de la roca, su posición estratigráfica y su situación geográfica:

Al este, centro y sur de la Hoja, la esquistosidad de fractura y de flujo coexisten. Esta última se desarrolla en las finas alternancias y los niveles pelíticos, mientras que la primera afecta a los bancos de arenisca.

La pseudo-foliación, por último, está desarrollada en los niveles pelíticos y las finas alternancias del sector de Trigaza, donde precisamente el metamorfismo de las rocas es más intenso.

La orientación de S_1 resulta sensiblemente paralela a la de los ejes de los pliegues B_1 , y la inclinación de los planos de esquistosidad está en el sentido del plano axial del pliegue, bien más fuerte o más débil que el buzamiento de los estratos, según sea un flanco normal o inverso.

C) ESTRUCTURAS LINEALES

Las diferentes lineaciones observadas en la superficie de las rocas pueden agruparse en tres tipos:

a) Una lineación, por ordenación de minerales secundarios (minerales opacos), visible únicamente en las rocas de predominio pelítico, al NE. de la Hoja, donde aquéllos son más numerosos. Esta lineación visible sobre S_1 está orientada N. 10° E.

b) Lineaciones de intersección de los planos de esquistosidad S_1 con la estratificación S_0 , que es la lineación L_1 , orientada paralelamente a los pliegues de eje B_1 .

c) Las lineaciones más groseras corresponden a la prolongación de zonas almohadilladas, y están orientadas paralelamente a los ejes de los pliegues B_1 .

2.1.1.2 Segunda fase

Esta fase afecta a un material cuya heterogeneidad inicial fue notablemente aumentada por los efectos de la primera fase. Se caracteriza por la existencia de cabalgamientos de amplitudes comprendidas entre algunas decenas de metros y varios kilómetros, bien claros en los sectores de la Sierra de Mencilla, e igualmente por la superficie S_2 , juntas limoníticas visibles al microscopio en la mayor parte de las rocas, que corresponde a una segunda esquistosidad, muy borrosa, que deforma los minerales secundarios aparecidos durante y después de la primera fase.

La superficie de cabalgamiento, de inclinación diversa, son siempre más o menos paralelas a los planos axiales de los pliegues de la primera fase.

Esta segunda fase aparece como tangencial, no de plegamiento sino de compresión.

Dada la dirección de los desplazamientos en el sector de la Sierra de Mencilla, se puede suponer que los esfuerzos tenían la misma orientación que los de la primera fase. Fueron ejercidos sobre un material ya plegado y que, por eso, había perdido una gran parte de su capacidad de plegamiento. De aquí resultan unos movimientos de cizallamiento que se realizan en el nivel de las estructuras planares anteriores (S_0 y S_1), o según una nueva esquistosidad S_2 .

2.1.1.2.1 Grandes estructuras

Son las superficies de cabalgamiento de la Sierra de Mencilla, que se ven en la ladera O., cerca de la estación de invierno «Arrecidas I», y en los «klippes» que ocupan el pico Mencilla, la línea de cumbres y la ladera sur.

La superficie de cabalgamiento aprovecha, aparte de lo expuesto en las generalidades de la segunda fase, las diferencias de competencia entre las formaciones del Cámbrico Inferior, que resaltan enormemente entre la «Metarenisca de Barbadillo» y las «Pizarras de Riocabado», actuando estas últimas como niveles de despegue.

2.1.1.2.2 *Estructuras de detalle*

Esta segunda fase no parece aportar estructuras plegadas, ni lineales, y se caracteriza por una esquistosidad S_2 .

La esquistosidad S_2 , más borrada e irregular que la S_1 , corresponde siempre a una esquistosidad de fractura. Está caracterizada por una compactación de los filosilicatos primarios y secundarios a lo largo de las partículas limonitizadas, discontinuas, paralelas y oblicuas a la estratificación S_0 y a la esquistosidad S_1 , y se traduce igualmente por una ligera deformación de los minerales opacos, en los cuales las partes extremas están a veces hechas jirones. Esta esquistosidad, observada en la mayor parte de las rocas, concretamente en las del NE. de la Hoja, corresponde a las superficies de cizallamiento, análogas, pero de escala menor que la de las superficies de cabalgamiento de la Sierra de Mencilla. Su emplazamiento parece simultáneo y ligado a una nueva compresión de las estructuras de eje B_1 .

2.1.1.3 **Tercera fase**

Se manifiesta únicamente por estructuras de tipos y orientaciones diferentes a los de las anteriores, siendo muy local.

En el cuadrante NE. de la Hoja se manifiesta por pliegues con planos axiales subverticales, orientados entre 111° E. y N. 145° E., acompañados de una esquistosidad S_3 de crenulación, que está indicada, a veces, por filosilicatos de neoformación y cuyos planos deforman las esquistosidades S_1 y S_2 según pequeños pliegues de forma sigmoide. Estos pliegues demuestran la existencia de movimientos verticales de cizallamiento como resultado de una fase de aprietamiento de orientación NE.-SO. que, a escala regional, produce también variaciones en el buzamiento de los ejes de los pliegues B_1 .

La presencia de filosilicatos secundarios, dispuestos según los planos de la esquistosidad S_3 , demuestra la reaparición, en el cuadrante NE., de un metamorfismo epizonal, precisamente en el mismo sector donde fue más intenso el metamorfismo relacionado con la primera fase.

Esta tercera fase no da lugar a grandes estructuras, pero sí a estructuras de detalle.

2.1.1.3.1 *Estructuras de detalle*

Se clasifican, como en las fases anteriores, en tres tipos:

A) ESTRUCTURAS PLEGADAS

Estos pliegues no tienen la misma repartición geográfica que los B_1 . En la Hoja se localizan al N. de Trigaza y al N. de Villorobe.

Se trata de pliegues, algunas veces isópacos, con plano axial vertical, en Trigaza. Deforman la estratificación y la esquistosidad S_1 y S_2 , y aparecen frecuentemente acompañados por una esquistosidad de crenulación S_3 , que deforma a S_1 , según pequeños pliegues sigmoidales dispuestos entre planos S_3 .

Las orientaciones e inclinaciones de los ejes B_2 son menos variados que los de los ejes B_1 . Hay que considerar dos tipos:

1) Ejes de pliegues observados en los sectores de Trigaza y en la orilla derecha del río Arlanzón, entre Villorobe y el pantano. Su orientación es bastante constante y está comprendida entre N. 110° E. y N. 140° E. Los ejes están siempre inclinados hacia el SE., entre 5° y 30° .

2) Ejes de pliegues calculados de acuerdo con la disposición de los ejes B_1 . De orientación N. 165° E. y buzamiento comprendido entre 5° y 20° hacia el SE. Esto indica que los ejes B_1 están deformados por una fase tectónica posterior a su emplazamiento, a la que se pueden atribuir, aunque las orientaciones sean ligeramente diferentes, las estructuras observadas en el NE. de la Hoja.

B) ESTRUCTURAS PLANARES

La esquistosidad S_3 está relacionada con el emplazamiento de los pliegues de eje B_1 , y como ellas localizada en el N. de Trigaza y al N. de Villorobe. Algunas veces algún repliegue no es visible y aparece como la única manifestación de esta fase de plegamiento.

Se reconoce sobre todo por la deformación de los planos de esquistosidad S_1 en pequeños pliegues de forma sigmoidal, bien visibles con lupa y al microscopio, estructuras análogas a las resultantes de una esquistosidad de crenulación.

Los planos S_3 , orientados a menudo N. 100° E., están generalmente verticales o muy levantados, y aparecen claramente planos axiales de pliegues isópacos, en los niveles areniscosos.

C) ESTRUCTURAS LINEALES

Lineación L_3 , de intersección de las esquistosidades S_3 y S_1 , orientada paralelamente a los pliegues de eje B_2 . Esta lineación L_3 corresponde igualmente a una lineación de microplegamiento de los planos S_1 , de la misma orientación que la precedente; una y otra están relacionadas con el emplazamiento de la esquistosidad de crenulación S_3 .

2.1.1.4 Cronología

Teniendo en cuenta las relaciones geométricas entre las diferentes estructuras observadas, es posible establecer una cronología de su emplazamiento, que comprende varias fases:

A) LA PRIMERA FASE

Interesa al conjunto de la Hoja; durante la misma se han colocado en su lugar las grandes estructuras regionales y las estructuras de detalle con ellas relacionadas:

- a) Pliegues de arrastre, de eje B_1 .
- b) Esquistosidad S_1 .
- c) Lineaciones de intersección entre S_1 y S_2 , y zonas almohadilladas en la parte NE. de la Hoja.

B) LA SEGUNDA FASE

Se caracteriza por un nuevo juego de las estructuras precedentes, manifestado por:

- a) Las superficies S_2 , que corresponden, visto a escala microscópica, a las juntas limoníticas discontinuas que deforman la esquistosidad S_1 y los minerales secundarios, bien claras, concretamente en el sector de la Sierra de Mencilla, en donde pueden alcanzar y rebasar el kilómetro.

C) LA TERCERA FASE

Se manifiesta tan sólo localmente en el NE. Se caracteriza por:

- a) El plegamiento de las estructuras que aparecieron durante la primera fase, cuyos ejes, en proyección estereográfica, se disponen según un gran círculo, que admite como polo un eje B_2 , orientado N. 165° E., y con buzamiento hacia el SE.
- b) La presencia local, en el NE., de pliegues centimétricos o métricos, con planos axiales generalmente verticales o muy inclinados, cuyos ejes buzaban hacia el SE. con rumbos comprendidos entre N. 110° E. y N. 165° E.
- c) Una esquistosidad S_3 , muy inclinada o esquistosidad de crenulación, que deforma la esquistosidad S_1 produciendo pequeños pliegues de forma sigmoidal.
- d) Una lineación L_3 , visible en S_1 , y que corresponde a un microplegamiento de S_1 , o a una lineación por intersección de S_3 y S_1 . Ambos están orientados entre N. 110° E. y N. 145° E.

Asimismo, las deformaciones más recientes, que son:

a) Los «kink-bands», de orientación variable, y que algunos son paralelos a las grandes fallas que limitan, al N., el macizo y los terrenos secundarios circundantes.

b) Varios sistemas de lineaciones, que corresponden a los diferentes «kink-bands».

2.1.2 EL ESTILO PIRENAICO-ALPINO

Se trata igualmente de una tectónica polifásica, pero cuyas manifestaciones son de estilo diferente. Se puede, en efecto, observar la superposición de dos niveles estructurales:

- El zócalo, caracterizado por las estructuras prewestfalienses.
- Su recubrimiento, que reúne el conjunto de las formaciones carboníferas y secundarias.

El zócalo no reaccionó de manera homogénea ante los esfuerzos terciarios, sino que se fragmentó en muchos compartimentos, cuyos movimientos fueron de componentes variables según los sectores. Al N., los sistemas de los diferentes bloques trabajaron a compresión, originando fallas verticales que evolucionaron lateralmente a fallas inversas.

El recubrimiento no constituye un nivel estructural homogéneo. Se puede, en efecto, distinguir: El tegumento, o las formaciones conglomeradas y areniscas del Westfaliense y Trías Inferior, separados por las finas alternancias arenisco-arcillosas del Westfaliense Superior, constituyendo un primer nivel de despegue. El nivel plástico arcilloso-yesífero del Keuper, que es el de despegue principal. Y las formaciones jurásicas y cretácicas, cuya heterogeneidad litológica facilita manifiestamente el plegamiento.

El plegamiento de fondo, en la Demanda, determina en el recubrimiento una tectónica cuyo estilo varía según los sectores. Aparecen localmente, bien pliegues de revestimiento, en los que las estructuras guardan estrecha relación con el zócalo, o bien una tectónica en pliegues de cobertera, caracterizada por una importante disarmonía entre zócalo y recubrimiento; esta última se pliega, sin embargo, según direcciones paralelas a las de los accidentes del borde del zócalo.

Estas manifestaciones tectónicas son características de una superestructura, y no van acompañadas de recristalizaciones metamórficas ni de esquistosidades.

2.1.2.1 Tectónica del borde NE.

El contacto entre las formaciones precarboníferas y su cobertera carbonífera y mesozoica se realiza en este sector por medio de cabalgamientos.

Cabalgamientos de las formaciones cámbricas sobre las carboníferas y de éstas sobre las mesozoicas.

Las formaciones jurásicas despegadas de las arcillas del Keuper están en este sector descamadas en unidades monoclinales, orientadas NO.-SE., o sea con la misma dirección que las cabalgantes anteriores. Estas escamas están inclinadas al S. y, en la parte septentrional, cabalgan a los conglomerados terciarios.

2.1.2.2 Tectónica del resto de la Hoja

De las estructuras observadas en las formaciones carboníferas y secundarias, y de sus relaciones con las formaciones paleozoicas sobre las que reposan, se deduce que el hundimiento del macizo paleozoico hacia el O. y el SO. se efectúa por escalones sucesivos, elevados al NE. y hundidos al SO. No se observa ninguna estructura plegada de envergadura en este conjunto, donde la simplicidad estructural contrasta grandemente con la complejidad del borde N.

Los movimientos del substrato son esencialmente verticales, apreciándose generalmente en la cobertera por una disposición monoclin. Las capas están levantadas solamente en el contacto mismo de las principales fallas. Sin embargo, cuando quedan comprendidas entre dos elementos del zócalo, entre el Esculca y el borde NO. de la Sierra de Mencilia, por ejemplo, éstas se pliegan paralelamente a los bordes formando un sinclinal disimétrico.

El factor dominante de esta región es el importante enrejado de fallas, que se distribuyen según dos sistemas, NE.-SO. y NO.-SE. El último, muy bien expresado por medio de fallas que se siguen sin discontinuidad unos 40 km., condiciona las grandes líneas de la morfología de los principales relieves.

2.1.2.3 Conclusiones sobre la tectónica de la cobertera

El estudio tectónico del borde del macizo revela que éste se comporta como un zócalo respecto a los terrenos más recientes del borde norte.

La orientación E.-O. del macizo es sensiblemente análoga a la de las grandes estructuras plegadas durante la primera fase de la orogenia pre-westfaliense y la de las grandes fallas NO.-SE. coincide con la de los pliegues de ejes B₂. Las grandes estructuras terciarias parecen, pues, haber heredado las orientaciones de las estructuras antiguas.

El extremo occidental de la Demanda funcionó en el Terciario por tracción, mientras que el borde septentrional sufrió una compresión.

Esta zona fue particularmente inestable, pues estaba situada entre dos áreas de comportamiento epirogénico diferente: el macizo de la Demanda, al Sur, que se levantaba, y el valle del Ebro, al Norte, que se hundía.

Las formaciones carboníferas y secundarias que constituyen el revestimiento del zócalo pueden subdividirse en varios niveles estructurales. El Carbonífero y el Triásico Inferior, solidarios del substrato sobre el que reposan, se comportaron como un tegumento del zócalo. Los niveles de arcillas plásticas del Keuper representaron, como lo hacen habitualmente, el papel de nivel de despegue. Sobre él, las formaciones calizas del Jurásico se plegaron con direcciones y estilos similares a los de los accidentes del borde del zócalo.

Los conglomerados terciarios representan el último nivel estructural. Depositados después de las primeras fases tectónicas, y debido a su masa y posición sobre los sedimentos mesozoicos han condicionado la actuación de estos últimos en las fases tectónicas postreras.

El estudio de las relaciones entre las diferentes estructuras y los depósitos terciarios, permite determinar, en el borde norte, la sucesión de tres fases tectónicas separadas por períodos de calma relativa, durante las cuales fueron parcialmente erosionados los relieves del antepaís.

El activo papel representado por el zócalo demuestra que es el motor esencial de la tectónica, pues las estructuras que se observan en la cobertura no son sino reflejos más o menos fieles de sus movimientos y de su comportamiento.

2.2 EVOLUCION TECTONICA

Se pueden distinguir dos grandes períodos orogénicos. El primero está relacionado con la orogenia hercínica, y el segundo, con la pirenaico-alpina.

A) LA OROGENIA HERCINICA

No se ha podido comprobar la existencia de una tectónica precámbrica. Durante el Cámbrico sólo se han observado movimientos epirogénicos, evidenciados por la presencia de niveles de conglomerados en su base, y en su límite con el Ordovícico.

Antes de la deposición del Westfaliense se sucedieron tres fases orogénicas, que corresponden, como se ha visto anteriormente, a la sucesión de dos evoluciones orogénicas separadas por un período inactivo.

La importante laguna estratigráfica existente en el Tremadociense y el Westfaliense Inferior, impide la adopción de criterios estratigráficos para la datación de estas fases orogénicas, lo que obliga a tener en cuenta únicamente las relaciones de la Sierra de la Demanda con los dominios tectónicos próximos a ella.

Así, por comparación con las fases orogénicas datadas en la Cordillera Cantábrica, y teniendo en cuenta las semejanzas tectónicas regionales, se han relacionado las manifestaciones existentes en la Sierra de la Demanda

con la orogenia hercínica. Las dos primeras fases habrían acontecido dentro de un período comprendido entre el Namuriense y el Westfaliense, atribuyéndose a alguna de las subdivisiones de la fase sudética.

La tercera fase, relacionada con el rejuvenecimiento de relieves que originó el depósito de conglomerados del Westfaliense, debe asimilarse a la fase de Curavacas o palentina.

Durante el Westfaliense se debieron producir movimientos epirogénicos, como lo demuestra la presencia de varios niveles de conglomerados alternando con otros marinos.

La discordancia cartográfica observada en el Triásico y el Westfaliense, y el hecho de que los cantos carboníferos estén más fracturados que los terciarios, hace que se consideren estos movimientos como débiles repercusiones de las facies astúrico y saálica al final de la orogenia hercínica.

B) LA OROGENIA PIRENAICO-ALPINA

La discordancia observada en diversos puntos del borde septentrional de la Demanda, existente entre las formaciones mesozoicas plegadas y los conglomerados del Oligoceno, demuestra la existencia de una importante tectónica preoligocena. La ausencia de formaciones del Eoceno impide precisar con más detalle su edad. La débil discordancia entre las formaciones del Oligoceno y Mioceno, revela la existencia de movimientos entre ambos períodos, de intensidad menor que las precedentes.

El rejuvenecimiento de relieves, fosilizado por los depósitos pliocuaternarios, y los diversos niveles de cuaternarios observados, evidencian la existencia de movimientos epirogénicos recientes.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Al referirnos a la geología histórica del Paleozoico de esta Hoja lo haremos al conjunto del de la Sierra de la Demanda, pues en el contexto exclusivo de esta Hoja no se pueden sacar conclusiones para reconstruir su historia geológica, estudiada por W. SCHRIEL (1930) y F. LOTZE (1959). El último estudio importante sobre el macizo de la Demanda fue el realizado en la tesis doctoral de M. COLCHEN (1970), al que nos referiremos continuamente. Remitimos al lector interesado en este tema a la lectura de la Hoja de Ezcaray (núm. 240), en prensa, en la que el Paleozoico está representado en su totalidad.

La sedimentación paleozoica comienza probablemente en el Cámbrico Inferior, aunque no hay datos paleontológicos que permitan esta datación. Es continuación de una sedimentación precámbrica, sin grandes cambios paleogeográficos.

La presencia de areniscas conglomeráticas, que en el noroeste de la Sierra es un conglomerado fundamentalmente cuarcítico en la base, sugiere que proceden de la erosión de un antepaís, probablemente cristalino, cuyos materiales de erosión, removidos durante mucho tiempo, han sido transportados a una cuenca de sedimentación parecida a la precámbrica. Por consiguiente, los cantos de estos sedimentos, que tienen una composición petrográfica totalmente distinta de las de las pizarras precámbricas 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. Esta sedimentación detrítica evoluciona progresivamente en el tiempo, lo que se traduce en una disminución en el tamaño de los elementos detríticos en la zona noroeste, no observándose esto en esta Hoja, y existe un porcentaje menor de feldespatos en las rocas de los niveles superiores.

Las diferencias de litofacies entre las formaciones detríticas del Cámbrico Inferior, al norte y al sur de la Demanda, demuestran que los aportes no eran homogéneos y, en general, parece que el material detrítico, después de la sedimentación de los conglomerados de base del noreste, es más fino y está mejor clasificado en el norte que en el sur. En consecuencia, podemos deducir que en el norte del macizo la sedimentación fue epicontinental, pero con una cuenca lo suficientemente profunda para que las aguas pudieran distribuir regularmente el material detrítico. En el sur, en esta Hoja, el medio sedimentario debió de controlar muy poco las descargas de los materiales detríticos que le llegaban de un continente cercano, el mismo que el de la zona noroeste.

A este período le sigue una sedimentación más pelítica, constituida por las «pizarras de Riocabado», y a continuación, llevando el ritmo normal del ciclo, aparecen los primeros carbonatos, la «dolomía de Mansilla», cuya sedimentación se generaliza en toda la cuenca, recibiendo escasos sedimentos elásticos. Aquí hacen su aparición los primeros restos de fauna que no se han podido clasificar.

A continuación, en el Cámbrico Medio, sigue la sedimentación carbonatada simultáneamente con la de sedimentos arcillosos y clásticos que forman las «pizarras carbonatadas de Azarrulla» y las «pizarras verdes de río Gatón».

Las «pizarras carbonatadas de Azarrulla» a pesar de tener un carácter episódico, tienen una gran importancia, pues es donde se encuentra la escasa fauna de trilobites.

Continúa después la sedimentación durante el Cámbrico Superior con alternancias de metareniscas y pizarras y al final aparece una fase conglomerática, de carácter discontinuo, pues se observa bien cómo estos conglomerados cambian lateralmente a metareniscas, que indica un rejuvenecimiento del relieve del antepaís, en alguna etapa hercínica, y sobre el con-

glomerado se situaría el Ordovícico, que se deposita encima, en contacto normal, sin ningún cambio importante de las condiciones paleogeográficas, especialmente la del mismo antepaís.

Sobre los niveles ordovícicos sólo aparecen los depósitos carboníferos y los materiales de la cobertera mesozoica, existiendo una amplia laguna estratigráfica entre el Tremadoc y el Westfaliense.

Después de la deposición del Tremadoc se producen tres fases orogénicas hercínicas, que producen un rejuvenecimiento del relieve y al actuar la erosión se depositan verdaderas molasas post-orogénicas, que constituyen sedimentos de borde en un ámbito parálico y, probablemente, en prolongación de los de la misma edad que se conocen en los montes Cantábricos y Asturias.

La cuenca carbonífera se estableció en el NO. y O. de la actual Sierra de la Demanda, cuyas zonas centrales y orientales estaban emergidas. Hacia el S., no debía de sobrepasar el Puerto del Manquillo. Su límite al E. es más impreciso y debería de localizarse algunos kilómetros al SE. de Fresneda-Alarcia, donde las series son más delgadas y están más regularmente estratificadas que las de Pineda-Villasur.

Los sedimentos carboníferos se distribuyen, en cuanto a su situación geográfica, en varias zonas que, desde el relieve emergido hacia el centro de la cuenca, comprende:

- Una zona deltaica, recorrida por una red fluvial de curso muy variable, que da lugar a sedimentos muy groseros de tipo molásico.

- Una zona de plataforma epicontinental subsidente, donde la sedimentación es más regular, con gran influencia del dominio marino.

- Una zona más pelágica con sedimentos más finos y trabajados.

Los límites entre estas zonas no son muy estables.

M. COLCHEN (1970) indica para este Carbonífero cinco megasecuencias de sedimentación debidas a rejuvenecimientos periódicos del antepaís. En cada megasecuencia, la evolución sedimentaria sería, en esquema:

- En primer lugar, existe una erosión intensa de los relieves jóvenes, que da lugar a productos poligénicos, mal trabajados, que discurriendo por torrentes se disponen, después de un corto y rápido transporte, en la zona deltaica y, los menos groseros, en la zona de plataforma.

- En segundo lugar, al atenuarse el relieve del antepaís se produce una sedimentación correspondiente al comienzo de una fase de calma epirogénica en donde la subsidencia de las zonas deltaicas y de plataforma, por lo que el medio de sedimentación puede controlar mejor la llegada de los elementos, que se distribuyen de manera más regular. Al mismo tiempo se desarrolla en los bordes una flora e incluso se forman lagunas con faunas de Lamelibranquios. Se observan lentejones delgados de carbón, que debido a la ausencia de suelos

de vegetación en estos niveles, hace pensar que el carbón es de origen alóctono y que se sitúan en la zona deltaica a favor de canales.

- Por último, se produce una sedimentación detrítica fina y regularmente dispuesta, con numerosos apartes cuarzosos en secuencias sucesivas bien individualizadas, así como alguna secuencia carbonatada con numerosos restos de fauna marina.

El antepaís está ya muy arrasado, la zona deltaica es muy restringida y la sedimentación se efectúa principalmente en la zona de plataforma en franca comunicación con el dominio marino.

Estas tres etapas corresponderían a un ciclo sedimentario clásico, pero en este caso todos estos procesos sólo han llegado a su término en las dos últimas megasecuencias, pues los rejuvenecimientos del antepaís dan lugar a la interrupción de las dos últimas etapas en las tres primeras megasecuencias.

Acaba la sedimentación del Westfaliense, finaliza la sedimentación paleozoica y no encontramos nuevos sedimentos hasta el Triásico.

Antes de la deposición del Triásico hay unos movimientos que rejuvenecen el relieve y cuyos materiales de erosión se encuentran en los conglomerados y areniscas rojas de la base del Triásico. Es razonable pensar que una parte de la Demanda estaba emergida en el Triás. Se encuentran elementos paleozoicos en los cantos de los conglomerados basales y las constantes variaciones de potencia sugieren que los relieves paleozoicos existían ya en la parte central del actual macizo. Tras este período de fuerte erosión y una vez devastado el relieve que es conducido a un estado más o menos senil, se inicia una transgresión marina en el Muschelkalk, muy leve, y que tiene carácter discontinuo en algunos sitios. Esta transgresión afectó mucho más a la zona oriental, pues da más potencia en el Muschelkalk. Al finalizar el Muschelkalk se retiran las aguas en parte, dejando un mar muy somero y restringido, al mismo tiempo que el clima se hace de mayor sequedad. Estas nuevas condiciones de la cuenca del Keuper permiten el depósito de evaporitas. De cuando en cuando sobrevinieron, además, aportes terrígenos, arcillas y limos de colores rojizos que probablemente pudieran proceder de antiguos paleosuelos tropicales lavados y transportados hasta la cuenca, donde se difunden ampliamente. En la zona oriental de la Hoja se produce, durante el Keuper, un pequeño episodio volcánico submarino, que da lugar a las ofitas que encontramos, siendo éstas de pequeño volumen y muy aisladas. Estas emisiones volcánicas se produjeron a favor de fracturas en el Paleozoico y son muy corrientes en esa época.

En el Rhetiense-Hettangiense comienza, con las facies carbonatadas, la importante transgresión marina del Jurásico.

Las dolomías y carniolas estarían situadas en una zona próxima a la costa, entre la zona intermareal y supramareal, con un clima árido o semi-

árido. Con el Sinemuriense continúa la transgresión, estando ya en un medio claramente marino, que debe corresponder a la parte exterior de una plataforma y en una profundidad en la que no alcanza la luz, puesto que las calizas no presentan restos de algas y son muy micríticas.

Continúa después la sedimentación en la zona externa de la plataforma durante el Lías Superior, pero perdiendo profundidad paulatinamente hasta llegar en el Dogger Inferior a una zona de influencia del oleaje, al desarrollarse los bancos de corales y esponjas. A partir de estos bancos del Dogger Inferior, se manifiesta claramente la regresión marina, pues las facies quedan ya en una zona de influencia continental, perdiendo profundidad paulatinamente, desde una zona submareal poco profunda, cada vez con mayores aportes areniscosos y elevado porcentaje de algas, encontrándose a veces en el techo un microconglomerado calizo de cantos de cuarzo, que indica ya claramente una escasa profundidad y un acercamiento al continente muy marcado.

Durante el Calloviense, posiblemente al final del mismo, se retira completamente el mar Jurásico y se dan unos movimientos orogénicos leves, que dan lugar a un rejuvenecimiento del relieve muy suave regionalmente, pero que en alguna localidad más al sudeste, fuera de la Hoja, que antes de depositarse las facies continentales, se erosione todo el Dogger, el Lías e incluso parte de las carniolas del Rhetiense-Hettangiense.

Después de estos sedimentos, claramente marinos del Calloviense, se retira el mar y hay una laguna que llega hasta el Berriasiense en la que, o no hubo sedimentación o si la hubo se erosionó. Localmente no hay datos para afirmar lo uno o lo otro. Regionalmente se observa que hubo, por lo menos, algo de erosión.

En el Berriasiense se instala en la zona una cuenca sedimentaria de facies continental, separada en dos dominios. El del suroeste correspondería al gran delta Wealdico de la Sierra de los Cameros y el del N. a una cuenca similar. La diferencia entre ambos está en que los materiales de los que se forman sus sedimentos proceden de dos áreas fuente geográficamente algo separadas; el Weald del sur tendría su antepaís en el sur y suroeste, mientras que el del norte lo tendría en el oeste y noroeste, pero en realidad ambos tendrían una zona en común que se situaría en esta Hoja, pues el macizo de la Demanda sería un umbral que separaría algo a estos dominios continentales, pero sin influir mucho en las condiciones paleogeográficas de la cuenca sedimentaria.

Así pues, añadiendo la analogía de su litoestratigrafía, asimilamos las dos Weald a una misma etapa histórica.

Por causas tectónicas, hoy día todavía no aclaradas, un movimiento epigénico levantó el antepaís (en el caso del sur sería el «Macizo Castellano»), rejuveneciendo el relieve y entonces se instaló una extensa red fluvial que

depositó estos sedimentos formados a expensas de las rocas de ese antepaís.

Este movimiento epirogénico suponemos que comenzó en el Kimmeridgiense, pues hay sedimentos de esa edad en el centro de la cuenca que está más al SE. en la Hoja de Enciso, núm. 280.

Como esta Hoja se sitúa en el umbral que, como dijimos anteriormente, lo formaría el macizo de la Demanda, la sedimentación se produce mucho más tarde, y por correlación con la Hoja del sur, Covarrubias, núm. 277, pensamos que fue en el Berriasiense.

Al principio, la sedimentación todavía tiene mucha influencia marina, al estar en el límite, y se depositan las facies de calizas límnic-salobres de la base, que en el norte ocupa toda la extensión del afloramiento.

Sigue después una sedimentación marcadamente continental hasta el Valanginiense, en que pensamos que hay una ingresión marina que procedía del NO.

Esta Ingresión marina sería de muy corta duración y se observa muy bien en la Hoja del sur, Covarrubias, núm. 277, suponiéndola existente, pues, aquí.

La ingresión la forman unas calizas pisolíticas que, dado su pequeño espesor, no encontramos en esta Hoja y separan a los grupos Tera y Urbión.

En el Hauteriviense, los sedimentos conglomeráticos del grupo Urbión indican un movimiento epirogénico en el antepaís que rejuvenece el relieve, dando lugar, su posterior erosión, a la deposición de estos sedimentos clásicos groseros.

Al comienzo del Barremiense, existe una interrupción de la sedimentación y no encontramos materiales hasta el Albense. Como el Albense es discordante y aquí corta a una línea isócrona que es la que separa al Grupo Tera del de Urbión (esta línea sólo es isócrona en esta Hoja y en Covarrubias, número 277), pensamos que antes de la deposición de las arenas de Utrillas del Albense pudo haber una erosión algo marcada.

El régimen de sedimentación del Albense sería continental, pero iniciándose ya la transgresión marina del Cenomanense, que ya no aparece en esta Hoja.

Los conglomerados del Oligoceno, discordantes sobre el Mesozoico plegado, ponen de manifiesto la existencia de fases orogénicas anteriores a su deposición. Estando ausente el Eoceno, no es posible una mayor precisión en cuanto a la edad de estos primeros movimientos que, sin embargo, aparecen como contemporáneos de las primeras fases alpinas.

A esta primera fase orogénica sigue un período señalado por la erosión de los nuevos relieves, cuyos materiales se acumulan en el borde.

En los niveles superiores, según O. RIBA (1955-56), son predominantes al principio los elementos mesozoicos y después, a medida que la cobertera se erosiona, predominan los elementos del zócalo.

Siguen los movimientos epirogénicos y, fuera de la Hoja, tenemos un conjunto discordante sobre el Mesozoico que corresponde al Mioceno.

Durante una nueva fase orogénica post-miocena las grandes estructuras anteriores vuelven a activarse. Al N. de la Demanda estos movimientos hacen que el Mesozoico cabalgue al Terciario.

Al final del Terciario y al comienzo del Cuaternario, otros movimientos rejuvenecen los relieves y nos quedan testigos de unas superficies de erosión que arrancan de la Sierra, de edad Pliocuaternaria.

Por último, en el Cuaternario, encontramos en el Pico Mencilla el testigo de una leve acción glaciár. Se producen diferentes convulsiones, como indican las terrazas, y finalmente se instalan los sedimentos aluviales de la red fluvial actual.

4 PETROGRAFIA

En este apartado se hace una descripción microscópica de las rocas más características que forman cada uno de los tramos que componen la geología de la Hoja. Se seguirá la columna estratigráfica de muro a techo.

INTRODUCCION A LAS ROCAS DEL CAMBRICO

Dentro de esta serie se diferencian tres tipos de rocas, además de las dolomías del tramo superior del Cámbrico Inferior. Se repiten a lo largo de todo el Cámbrico, lo que indica fluctuaciones periódicas de la cuenca sedimentaria.

Los tres tipos de rocas son:

- a) Filitas (pizarras, según descripción macroscópica).
- b) Areniscas de grano fino.
- c) Areniscas de grano medio y grueso.

a) Filitas

Se reúnen bajo esta denominación rocas de metamorfismo extremadamente débil, aunque variable, constituidas casi exclusivamente por material grosero; en especial, el cuarzo es poco o nada importante.

b) Areniscas de grano fino

De esta forma se denomina a un conjunto de rocas en las que el cuarzo es ya un constituyente importante. Puede haber además feldespatos y micas detríticas en una matriz pelítica más o menos abundante.

El tamaño de grano es muy fino, y macroscópicamente pueden ser confundidas con las filitas (pizarras en algunos casos).

El metamorfismo puede apreciarse por el grado de reorganización del material pelítico.

c) Areniscas de grano medio a grueso

La granulometría de estas rocas es sensiblemente mayor que la de las anteriores, hasta encontrar términos que pueden ser clasificados como conglomerados.

El cuarzo es muy frecuente. Suele haber también feldespatos, y la matriz es variable en su composición.

El grado de metamorfismo en este tipo de rocas se manifiesta menos que en el anterior; esto es debido a sus características texturales y mineralógicas.

4.1 CAMBRICO

4.1.1 «METARENISCAS DE BARBADILLO DEL PEZ» (CA₁₁₋₁₂)

Minerales esenciales: cuarzo.

Minerales accesorios: biotita, con pérdida de hierro, sericita y opacos.

Textura: sefítica.

Clastos de cuarzo y metacuarzo de hasta 6 mm. de longitud, elongados y con acusadísima extinción ondulante.

Hay moscovita de neoformación a lo largo de planos de fractura.

Matriz predominantemente silíceo de grano fino.

4.1.2 «PIZARRAS DE RIOCABADO» (CA₁₂)

Minerales esenciales: moscovita, sericita, cuarzo, carbonato (a veces).

Minerales accesorios: turmalina, opacos, óxidos de hierro.

Textura: lepidoblástica de grano muy fino.

Constituyen un agregado orientado de moscovita-sericita, a veces con algunas moscovitas detriticas, pequeños granos de cuarzo y carbonato, que suelen estar orientados con la pizarrosidad, o también este último en pequeños lentejones. Es típico y distintivo de estas filitas el carbonato, así como la impregnación de óxidos de hierro que, a menudo, sigue los planos de pizarrosidad.

4.1.3 «DOLOMIAS DE MANSILLA»

Son rocas bastante puras, constituidas casi esencialmente por carbonato magnésico. El tamaño de grano es variable de unas a otras, pero en cada lámina es homogranular. Se atribuye este hecho a la recristalización de la roca y no a un carácter primario de la misma.

Su porosidad es muy baja, presentando con frecuencia fracturillas con cuarzo. Hay pequeños cuarzos que, en la mayor parte de las veces, evidencian un proceso de silicificación y no una procedencia detrítica.

Se observan además otras pequeñas fracturas en las que se disponen óxidos de hierro. En zonas donde la trama de fracturas es más apretada, hay cristales de siderita.

La calcita no aparece en ninguna de las muestras estudiadas, ni siquiera secundaria.

4.1.4 «PIZARRAS CON LENTEJONES CARBONATADOS DE MANSILLA» (CA₂₁)

a) Filitas (macroscópicamente, pizarras carbonatadas)

Semejantes a las anteriores.

b) Areniscas de grano fino

Minerales esenciales: cuarzo, moscovita, sericita, plagioclasa y feldespato potásico.

Minerales accesorios: carbonato (a veces), biotita (clorita), turmalina, circón, apatito y opacos.

Textura: blastosamítica de grano fino.

Pequeños clastos equigranulares de cuarzo, y también microclina, y a veces, plagioclasa, en una matriz sericítico arcillosa más o menos apizarrada.

A veces hay micas detríticas alargadas y flexionadas, y granos de carbonato rodeados por óxidos de hierro.

4.1.5 «PIZARRAS VERDES DE RIO GATON» (CA₂)

a) Areniscas de grano fino

Minerales esenciales: cuarzo, moscovita-sericita.

Minerales accesorios: plagioclasa, turmalina, circón, esfena y carbonatado (a veces) y opacos.

Textura: blastosamítica.

Existe una variación en la proporción relativa clastosmatriz. En ocasiones, esta última llega a ser dominante, pero parece que siempre se conservan elementos detríticos groseros.

No existen rasgos significativos que diferencien estas rocas de otras del mismo tipo, en distintos niveles del Cámbrico.

b) Areniscas de grano medio

Minerales esenciales: cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico.

Minerales accesorios: moscovita, sericita, circón y opacos. A veces, leucoxeno y biotita.

Textura: samítica.

Clastos de cuarzo dominantes, de hasta 2 mm. de longitud, generalmente monocristalinos, con extinción ondulante acusada. Feldespatos de menor tamaño con microclina, y también plagioclasa, que pueden constituir hasta un 15 por 100 del total. Sericita intergranular sin definir una orientación determinada.

El tamaño de grano puede ser a veces menor y más uniforme. Asimismo, la matriz sericítica puede llegar a ser prácticamente inexistente y los granos presentan entonces suturación en los bordes.

Se observan algunas micas alargadas y curvas de procedencia detrítica. Es destacable aquí el porcentaje en feldespatos y la escasez de matriz.

4.1.6 «ALTERNANCIAS DEL NAJERILLA» (CA₃)

Areniscas de grano fino

Minerales esenciales: cuarzo, moscovita y clorita.

Minerales accesorios: opacos y circón.

Textura: granolepidoblástica.

Presentan a veces el tipo intermedio entre las típicas filitas del CA₁₃ y CA₂₁, y las areniscas propiamente dichas. A diferencia de las primeras, hay aquí una mayor proporción en cuarzo y no presentan carbonatos.

Debido a la frecuencia de los granos de cuarzo (30 por 100, aproximadamente) y escaso desarrollo de las micas, la esquistosidad está mal definida. El cuarzo puede ser también de segregación.

Las muestras más detríticas no presentan diferencia apreciable con las del resto del Cámbrico.

4.2 ORDOVICICO (O₁₁)

Areniscas y pizarras (O₁₁)

Areniscas cuarcíticas de grano fino

Minerales esenciales: cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y clorita.

Minerales accesorios: turmalina, opacos y circón.

Textura: blastosamítica.

Lo más característico en las rocas de este sistema, y que podría diferenciarlas de las del Cámbrico, es su abundancia en cuarzo, junto con el tamaño de grano.

Normalmente, en el Cámbrico las areniscas de grano fino tenían una mayor proporción de material pelítico.

Se observan zonas más o menos sericíticas y numerosas micas detríticas, principalmente moscovita.

Las zonas más cuarcíticas presentan con frecuencia bordes recrystalizados.

La plagioclasa es característica de estas rocas, presentándose en granos maclados de tamaño similar al cuarzo.

4.3 CARBONIFERO (H₂^B)

a) Dolomías

Presentan un tamaño de grano medio a fino, heterogranular. Este carácter puede ser originado por recristalización diferencial. No se observan las silicificaciones típicas del Cámbrico.

Ambos caracteres parecen ser los más distintivos de estas dolomías.

Se observan de forma muy esporádica pequeñas moscovitas y cuarzos diminutos, detríticos.

b) Areniscas de grano fino

Clastos de cuarzo, carbonatos, moscovitas flexuosas detríticas y filitas.

Tamaño de grano medio (0,25 mm. o menos), equigranular; tipo de redondez, media. Como es lógico, el carbonato presenta una redondez algo más elevada. Los clastos de esta naturaleza presentan, asimismo, una película ferruginosa en los bordes. Bastantes de ellos tienen estructuras de oolitos y fósiles.

La matriz escasa, de tipo sericítico, no es siempre fácil de diferenciar de algunos de los clastos de filita.

Como accesorios más importantes se observan turmalina y esfena.

c) Conglomerados

Cantos de cuarzo, cuarcita, arenisca, filita y pizarra, de hasta más de 4 mm. de longitud máxima. La media se acerca al intervalo entre 2 y 4 mm.

El grado de redondez es mediano, y la forma del contorno varía de redondeada a más o menos rectangular, esencialmente en las filitas.

La matriz, muy escasa, no es fácil de diferenciar de los clastos, pues gran parte de los fragmentos de roca tienen también su matriz propia. En general, se puede asegurar que está constituida por los elementos más frecuentes en el total, es decir, cuarzo y sericita.

d) Areniscas de grano grueso

En su mayoría son rocas muy similares al tipo anterior, aunque de grano más fino.

Contienen clastos de igual naturaleza que la de los conglomerados, y además otros de cuarzo y, a veces, plagioclasa, muy tectonizados.

La roca en general no está tectonizada como estos últimos clastos.

Hay circón y opacos como accesorios.

4.4 OFITAS

Minerales esenciales: plagioclasa, sausalita, piroxeno, clorita.

Minerales accesorios: opacos, esfena, carbonatos, cuarzo.

Textura: subofítica o diabásica.

Sin ninguna característica especial dentro de este tipo de rocas. Presentan una alteración, en general, acusada.

Las plagioclasas son pequeñas, idiomorfas, tabulares, zonadas y macladas.

El piroxeno suele tener un tamaño algo mayor, y en la mayoría de los casos se presenta intersticial en el entramado de la plagioclasa.

El cuarzo es muy escaso y el carbonato es secundario.

5 METALOGENIA

En la Hoja de Pradoluengo se encuentran como mineralizaciones metálicas más importantes la de blenda-pirita-galena (B. P. G.), las de cobre y las de hierro.

A) MINERALIZACIONES DE B. P. G.

Forman filones que encajan en materiales prehercínicos. Se trata de fracturas que cortan la estratificación y esquistosidad, ocupadas por galena, blenda, algo de pirita y calcopirita, como menas, y como ganga, cuarzo, calcita y siderita. En la Hoja de Pradoluengo se encuentran en dos zonas: «Mina Carmina», situada en la cabecera de Arlanzón, donde esta mineralización fue objeto de explotación y «Costa Lusera», al este del puerto del Manquillo.

B) MINERALIZACIONES DE COBRE

En la zona de San Adrián de Juarros existe un indicio aislado de cobres grises, que consiste en un filón que arma en areniscas carboníferas. La mena consiste en tetraedrita y covellina, acompañadas de pirita, marcasita y goethita. La ganga es de cuarzo. Se trata de un pequeño filón de potencia milimétrica y de extensión reducida.

En el carbonífero de Pineda de la Sierra existe otro indicio, donde se encuentran carbonatos de cobre impregnando las areniscas carboníferas. Su extensión es muy limitada.

C) MINERALIZACIONES DE HIERRO

En las proximidades del pico Mencilla, y en las dolomías cámbricas allí aflorantes, se encuentran algunos indicios de mineralización de hierro. Se trata de concentraciones de hierro relacionados con fracturas, que actuarían

como zonas de descompresión, permitiendo a los fluidos procedentes del metamorfismo disolver parte del mineral primario existente en las dolomías, volviéndolo a depositar a favor de estas fracturas. Esta mineralización primaria de las dolomías cámbricas es característica de la Sierra de la Demanda, donde se encuentra la Hoja de Pradoluengo.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 ROCAS INDUSTRIALES

Es escasa la utilización con fines industriales de la litología de la región, limitándose a las calizas jurásicas, que se han utilizado ocasionalmente para la construcción del firme de algunas carreteras locales.

También aparecen en las margas del Keuper escasos y pequeños afloramientos de ofitas, que por estas circunstancias no permiten su aprovechamiento industrial.

Tanto en las pizarras cámbricas como ordovícicas, no se encontró ningún sitio donde estos materiales pudiesen aprovecharse para bloques o lajas de techar.

En las facies continentales mesozoicas y terciarias no se encuentran representados niveles caoliníferos aprovechables.

6.2 MINERIA

Actualmente no existe en la Hoja de Pradoluengo ninguna explotación minera activa, aunque en otros tiempos fueron muy abundantes las labores extractivas.

El mineral más importante fue la hulla, explotándose los niveles productivos del Westfaliense en las cuencas de Pineda de la Sierra, Valmala-Alarcía, Villasur de Herreros, Urrez y San Adrián de Juarros. Existieron gran cantidad de minas en cada una de estas cuencas, aunque las explotaciones más importantes estuvieron en las de San Adrián, Villasur y Valmala.

Las explotaciones más antiguas estuvieron en la cuenca de San Adrián, cuya explotación empezó en 1841.

En esta cuenca, que es la más importante, existen hasta seis capas, con potencias variables, entre 0,30 cm. y 1 m.

El análisis de una muestra escogida da los siguientes resultados:

Humedad	0,78 por 100
Cenizas	10,91 por 100
Volátiles	13,09 por 100
Carbono fijo	75,09 por 100
Azufre	1,14 por 100
Calorías	7.350

Da botón coquizable, y su estudio petrográfico ofrece las siguientes características:

Vitrinita	89	por 100
Semifusinita	1	por 100
Micrinita	0,5	por 100
Carburgilita	8	por 100
Carbopirita	1,5	por 100

Las otras cuencas son menos importantes y han sido menos estudiadas.

La producción de la zona sufrió muchas alternativas, dependiendo de los precios del mercado y siempre con el gran inconveniente de las dificultades de transporte. La época de mayor desarrollo de la minería de carbón coincidió con la Primera Guerra Mundial, construyéndose entonces el FF. CC. minero de Villafría a Bezares, hoy abandonado.

La última mina en explotación, situada en San Adrián de Juarros, cerró en 1970.

En cuanto a la minería metálica sólo cabe destacar «Mina Carmina», pequeña explotación que, por medio de un socavón y pocillo, explotó un filón de galena.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Dentro del estudio hidrogeológico de la zona, vemos que todo el conjunto Paleozoico tiene un carácter de impermeabilidad muy acusado. La escorrentía es predominantemente superficial, aprovechando los escasos caudales subterráneos, zonas de falla o de intenso diaclasado. Materiales, en general, muy litificados, cuarcíticos o arcillosos, con escasos niveles alveolares, y éstos discontinuos y de difícil investigación. Manantiales de escaso caudal, como máximo de 0,5-1 l/seg., generalmente por drenaje de suelos vegetales, a veces muy desarrollados en las zonas de bosque, en los que se instalan freáticos de ladera. Explotación difícil y poco rentable, por constituir dichos materiales paleozoicos el núcleo montañoso de la Sierra de la Demanda. Existen una serie de afluentes del río Tirón, que proceden de las Sierras del Sur, y que en conjunto presentan una red angular estirada en cola de caballo en cabecera, para presentarse finalmente con tendencia rectangular en los tramos finales de sus cursos y con clara inflexión dirigida hacia el oriente, al ser captados por el Ebro. No existe otro curso fluvial, si bien en épocas de precipitaciones suelen ser corrientes, arroyos transversales de régimen torrencial cuyas aguas normalmente recargan el acuífero superficial, que constituye la única cuenca superficial.

7 BIBLIOGRAFIA

- ASSENS, J. (1971).—«Notas sobre el Jurásico de la zona de Cameros». *Cuadernos Geol. Iber.*, núm. 2, pp. 637-41.
- AITKEN, R. (1932).—«Datos geológicos sobre el Norte de la Demanda». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXIII, pp. 309-310.
- (1942).—«The Sierra de la Demanda (Burgos, Spain): note of the tectonics of the norten margin». *Geol. Mag.*, vol. 79, pp. 33-48.
- BEUTHER, A.; DAHM, H. (1966).—«Der Jura und Wealden in Nordost Spanien». *Beihefte zum. Geologischen Jahrbuch Heft. 44.*
- BEUTHER, A. (1967).—«Geologische intersuchunger in Wealden und Utrillaschichten in westteil der Sierra de los Cameros». *Beith. Geol. J. B.*, número 44, pp. 103-122.
- BOQUERA, J.; GIL SERRANO, G., y ZUBIETA, J. M. (1976) (en prensa).—«Hoja geológica 1:50.000, núm. 21-11 (Ezcaray)». *IGME.*
- BRENNER, P. (1973).—«Ostrocoden und Charophyten del nordspanischen Wealden». *Inang Diss Tübingen.*
- BRENNER-WEDMANN, J. (1974).—«Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas». *I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica.* Cuenca.
- COLCHEN, M. (1960).—«Observations sur le Cambrien de la région d'Ezcaray (Sierra de la Demanda, prov. de Logroño, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. Fr.*, p. 135.
- (1963).—«Sur la tectonique de la bordare nord de la Sierra de la Demanda (Chaines Iberiques, Espagne)». *Extrait de C. R. Somm. des seanc. de la Soc. Geol. de France.* Fasc. 6, p. 196. Caja núm. 10.
- (1963).—«Etude tectonique du secteur Pradoluengo-Alarcia Sierra de la Demanda (Chaîne Iberiques, Espagne)». *Extrait du Bull. de la Soc. Geol. de France*, t. V, pp. 1068-1075, caja núm. 10.
- (1964).—«Sur les formations carboniferes du nord de la Sierra de la Demanda» (Chaîne Iberiques, Espagne)». *Extrait des comp. rendus des seanc. de l'Acord. del Scienc.*, t. 258, pp. 2863-2865, caja núm. 10.
- (1964).—«Sur une coupe a travers les formations paleozoiques de la Sierra de la Demanda (Burgos, Logroño, Espagne)». *Extrait du C. R. Somm. des seanc de la Soc. Geol. de France*, fasc. 10, p. 422, caja núm. 10.
- (1964).—«Sobre la tectónica del borde norte de la Sierra de la Demanda (Cadena Ibérica, España)». *Notas y Comun. IGME*, núm. 73, pp. 217-220.
- (1964).—«Successions Lithologiques et niveaux reperes dans le paleozoi-que antecarbonifere de la Sierra de la Demanda (Burgos, Logroño, Espagne)». *Extrait des comp. vendus des seanc. de l'Acord. des Scienc.*, tomo 259, pp. 4758-4761, caja núm. 10.

- (1965).—«Nouvelles donnees sur le carbonifere de la Sierra de la Demanda (Burgos, Espagne)». *Extrait des comp. vend. des seanc. de l'Acord. des Scienc.*, t. 260, pp. 1696-1699. Armonio V, Estante 7.
- (1966).—«Sur la tectonique tertiaire du massif paleozoique de la Sierra de la Demanda (Espagne) et de sa couverture mesozoique et cénozoique». *Bull. Soc. Geol. France*, t. VII, pp. 87-97.
- (1967).—«Sur la presence du Cambrien Superieur a "Prochuangia" et "Chuangia" dans la Sierra de la Demanda (Logroño)». *C. R. Acord. Sci.* Paris 264, pp. 1687-1690.
- (1968).—«Le Cambrien et ses limites dans la Sierra de la Demanda (Burgos, Logroño, Espagne)». *Comptes Rendu. Sect. Geol. de France*, fascículo 6, pp. 180-182.
- COLCHEN, M., y HAVLICEK, V. (1968).—«Le nivea á Billingsella of Pingulaeformis Nikitin du Cambrien de la Sierra de la Demanda (Logroño, Espagne)». *Compte Rendu. Sect. Geol. de France*, fascículo 4, p. 116.
- GIL SERRANO, G., y ZUBIETA, J. M. (1976) (en prensa).—«Hoja geológica 1:50.000, núm. 20-12 (Covarrubias)». *IGME*.
- GIL SERRANO, G.; JIMENEZ BENAYAS, S., y ZUBIETA, J. M. (1976) (en prensa).—«Hoja geológica 1:50.000, núm. 21-12 (Canales)». *IGME*.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1952).—«Carbonífero de Burgos». *Estudios geológicos*, núm. 16, p. 430.
- LOTBE, F. (1959).—«Zur tektonik der östlichen Sierra de la Demanda». *Neue Jahrbuch für Geologie aund Paläontologie*. Heft. 9, Stuttgart.
- PALACIOS, P., y SANCHEZ LOZANO (1885).—«La formación Wealdense en las provincias de Soria y Logroño», t. XII, Madrid.
- RIBA, O. (1955).—«Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde norte de la Sierra de la Demanda y Cameros». *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España*, núm. 39, pp. 39-50, 1 fig.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España (Región Cantábrica)». *Mem. IGME*, 78 (3 vols.), 357 pp.
- SANCHEZ LOZANO, R. (1894).—«Memoria de Logroño». Madrid.
- SCHRIEL, W. (1945).—«La Sierra de la Demanda y los Montes Obsrenes». *Consejo Sur. de Inv. Científicas de Madrid*.
- TISCHER, G., y BEUTHER, A. (1957).—«Die Wealden-Ablagerung der Sierra de los Cameros (Iberischen Ketten, Spanien)». *Beiheft 44 zum. Geol. Ichrbuch*. Hoja núm. 37, Caja núm. 37.
- TISCHER, G. (1966).—«El delta Wealdico de las montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos». *Notas y Comun. del IGME*, vol. 81, pp. 53-78.
- VALLADARES, M. I. (1976).—«Sedimentología del Jurásico y Cretácico al S. de la Siera de la Demanda (Provincias de Burgos y Soria)». *Universidad de Salamanca, Facultad de Ciencias*. Tesis doctoral.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA