

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VALCARLOS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

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

Deposito Legal: M - 23.497 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGMF.

La distribución del trabajo de geología es el siguiente:

- El Paleozoico del Collado Lindus-Monte Mendichuri, desde la mitad de la Hoja hacia el E., ha sido realizado por K. Klarr, con datos de H. F. Krausse y H. Requadt, de la Universidad Técnica de Clausthal (República Federal Alemana).
- El Paleozoico, desde el Collado Lindus-Monte Mendichuri hasta Monte Adi y Peña de Alba, por H. Roth, H. Requadt y J. Thiele, de la Universidad Técnica de Clausthal (República Federal Alemana).
- El Paleozoico al O. del Monte Adi y Peña de Alba, por R. E. Adler, H. U. de Boer, H. Jordan, A. Pilger y J. Thiele, con datos de H. F. Krausse, H. Requadt y W. Wille (Universidad Técnica de Clausthal, Alemania Federal).
- El Herciniano de Arizcun, en el NO. de la Hoja, por R. Müller.
- La cuenca Permotriásica, al NO. de la Hoja, por D. Müller, con datos de H. F. Krausse (Universidad Técnica de Clausthal, República Federal Alemana).
- El Mesozoico y el Terciario, por Angel Carbayo Olivares, Licenciado en Ciencias Geológicas, de la Investigación Geológica de Navarra, que dirige técnicamente el doctor Ingeniero Joaquín del Valle de Lersundi, y lleva a cabo la dirección de Obras Públicas de la Excelentísima Diputación Foral de Navarra.

Las dataciones cronoestratigráficas y estudios sedimentológicos del Mesozoico y Terciario están basadas en los Informes de José Ramírez del Pozo, Doctor en Ciencias Geológicas, CIEPSA, como Consultor de las Investigaciones Geológicas de Navarra, y en los Informes de Macropaleontología de Adaro y en datos de la Universidad Técnica de Clausthal.

Los estudios petrológicos y sedimentológicos del Paleozoico se han efectuado en los correspondientes laboratorios de Adaro.

Los análisis químicos se han realizado en el Laboratorio Químico de la Diputación Foral de Navarra.

La Memoria explicativa ha sido redactada por A. Carbayo, H. F. Krausse y A. Pilger.

1 ESTRATIGRAFIA

Generalidades

En la Hoja de Valcarlos se encuentran series de estratos paleozoicos que abarcan desde el Ordovícico hasta el Namuriense (Westfaliense?). Todos los pisos del Devónico tienen macro y microfauna determinativa.

Las formaciones citadas fueron afectadas conjuntamente por el plegamiento herciniano, como consecuencia del cual se consolidaron. Discordantes sobre las series estratigráficas de edad herciniana reposan los depósitos pérmicos y triásicos, que comienzan bien con brechas en el primer caso, o bien con conglomerados en el Buntsandstein y que en la Hoja de Valcarlos comprende también Muschelkalk y Keuper.

Cubiertos por el cabalgamiento tectónico herciniano, en la parte más al sur de la Hoja aflora el flysch formado por depósitos de edad Maastrichtiense o Paleoceno. Los depósitos más recientes son de edad cuaternaria: gravas, arenas y arcillas, que forman terrazas o dejan su carga detrítica en las orillas de las corrientes fluviales.

En esta Hoja se observa que el Paleozoico es cada vez de edad más reciente desde E. a O. Resulta así que las capas más antiguas se encuentran en la parte oriental del macizo Aldudes-Quinto Real, comprendida entre Roncesvalles y Valcarlos. Las capas hercinianas más recientes que comprende la Hoja son las que rodean la formación de magnesita de Eugui. En el NO. se sitúan los depósitos pérmicos y triásicos. Al SE., en discordancia con el herciniano, se encuentran los sedimentos cretácicos.

1.1 PALEOZOICO PREHERCINIANO

1.1.1 ORDOVICICO (O)

Es una formación muy arenosa, y a causa del epimetamorfismo ahora se presenta en bancos de cuarcitas y esquistos cuarcíticos.

K. KLARR (1971) divide este sistema en tres formaciones:

1.1.1.1 Formación de las cuarcitas (Og)

Su parte más baja no se puede situar en cuanto a edad, porque, excepto huellas imposibles de interpretar, no tiene fósiles.

Se compone en su parte inferior de unos 120 m. de cuarcitas, con intercalaciones de esquistos, a las que siguen unos 600 m. de cuarcitas claras en bancos bien definidos, con escasas intercalaciones de esquistos. La potencia de las cuarcitas oscila entre 10 cm. y 1 m. En los esquistos intercalados se observa un comienzo de filitización.

1.1.1.2 Formación alternante cuarcita-esquisto (Oe)

Comienza en su base con predominio de cuarcitas, y gradualmente hacia el techo aumenta la frecuencia y potencia de los niveles de esquistos. El conjunto presenta un espesor de cerca de 800 m.; la proporción de cuarcita alcanza el 60 por 100 del total. Es frecuente también el veteado de esquistos arenosos en los niveles de esquistos. El techo de (Oe) es una cuarcita de, por lo menos, 5 m. de espesor.

En el vecino macizo francés de Labourd, LAVERDIERE (1930) halló una fauna probablemente de edad Caradociense alto. Este autor halló un *Orthis* del grupo *O. plicata*, SOW., la glabella de un *Calymene* y algunas conchas del género *Cuculella*, dentro de la misma formación.

1.1.1.3 (Os)

Esta formación está constituida por esquistos arenosos dispuestos en bandas que presentan filitización. Tiene un espesor de, por lo menos, 350 metros; las capas muestran el carácter monótono de los esquistos hojosos, de color verde azulado, de brillo sedoso, con intercalaciones de esquistos arenosos con «flaser» que llegan a tener 5 cm. de grosor, o de cuarcitas que forman bancos generalmente algo más potentes. Esta formación presenta una facies que en su parte inferior recuerda a la formación subyacente (Oe). La parte superior, de unos 100 m. de espesor, se compone de esquistos arcillo-arenosos, duros y de color verde azulado, que en su techo se enlaza con los esquistos arcillosos del Silúrico. No se han hallado fósiles.

les en el terreno de la Hoja; LAMARE encontró graptolitos en el vecino macizo de Labourd del Silúrico más bajo. Sin embargo, la formación tiene en parte el aspecto de pertenecer al Ordovícico, por lo que nosotros la consideramos como el paso del Ordovícico Superior al Silúrico Inferior, señalando la imposibilidad de establecer un límite preciso.

No es improbable que todo el complejo cuarcítico comience con el Arenigiense o Llandeiloense y que pueda compararse con la arenisca Armoricana, lo que se correspondería con las circunstancias estratigráficas de otras partes del norte de España y del sur y oeste de Francia. En todo caso, sobre la serie cuarcítica se encuentra el Silúrico fosilífero (antes llamado Gotlándico).

1.1.2 SILURICO (S)

El Silúrico fosilífero seguro se encuentra sólo en la parte SE. de la Hoja. Aquí aparece, por un lado, como una franja de 180 m., tectónicamente fragmentada, situada al borde NE. del Ordovícico, entre Orbaiceta y Gañecoleta, en la misma raya fronteriza franco-española. Por un lado, existen buenos asomos silúricos en Valcarlos, representados aquí por esquistos arcillosos gris-azulados a negros, deleznales, pero con típicas facies graptolíticas, que se han ido desarrollando en las pizarras de (Os). Como fósiles tenemos *Monograptus priodon*, BRONN, que en parte los situamos en el Wenlockiense, en parte todavía en el Tarannoniense. En esta formación, H. REQUADT (1971) ha encontrado la zona de *eosteinhornensis* (det. O. H. WALLISER), que data el Ludlowiense Superior. También se han encontrado diversos ejemplares (det. T. DEL PAN), entre los que se han reconocido: *Monograptus vomerinus*, NICHOLSON, que data el Wenlockiense, y *Stegerynchus cf. praecursor*, FOERSTE, que determina el Wenlockiense-Ludlowiense Inferior.

Hacia el techo, dentro todavía del Silúrico, los típicos esquistos de graptolitos pasan a otros más duros en los que a medida que se asciende en la formación se intercalan lechos delgados de arena y algunos lentejones de caliza oscura. H. REQUADT (1972) llama a esta formación «esquistos de Arnéguy», y de su parte media describe una fauna de conodontos que sitúa en el Ludlowiense Superior.

1.1.3 ORDOVICICO-SILURICO (O-S)

Está constituido este tramo por materiales de (Og), (Oe), (Os) y (S), y se han cartografiado en conjunto debido a su complejidad tectónica, y, por tanto, su dificultad de separación.

1.1.4 DEVONICO (D)

Generalidades

El Devónico Inferior se señala en dos zonas de la Hoja. Una de ellas, iniciada en el E., forma una banda de dirección NO.-SE. que, partiendo del SE. en la fábrica de Orbaiceta, se dirige a lo largo de la frontera franco-española, la cruza luego en Gañecoleta y se continúa más allá de Valcarlos. La otra zona se extiende desde Roncesvalles hacia el O. a lo largo también de la frontera, tuerce por un momento hacia el S. y vuelve luego a acercarse a aquélla hacia el O. Hacia la mitad de la Hoja se realiza un cambio lateral de facies del Devónico Inferior, que H. REQUADT (1973) ha denominado «Grupo de Valcarlos» al E. y «grupo de Quinto Real» al O. El Devónico Inferior está formado por series que, por sus características sedimentarias y faunísticas, permiten situarlas en los pisos Gedinense, Siegniense, Emsiense Inferior y Emsiense Superior. Este es un período con una gran inestabilidad en la cuenca, con cambios frecuentes de potencia y de facies; hay abundantes sedimentos clásticos (psefitas, psamitas y pelitas). Incluso se encuentran en él carbonatos, especialmente en el Emsiense, con calizas, dolomías y brechas sinsedimentarias.

1.1.4.1 **Devónico Inferior (D₁)**

Este tramo está dispuesto en forma de pequeños acunamientos tectónicos que se presentan al noroeste de la Hoja, dentro de la cuenca permotriásica. No se puede dividir, ni distinguir en edad detallada, por la ausencia de fósiles, cizallamiento tectónico intensivo y por la falta de techo y muro. Solamente comparando su litología con la de zonas próximas se ha podido datar como Devónico Inferior.

El espesor máximo del Devónico Inferior alcanza en el macizo Aldudes-Quinto Real de 1.500 a 1.700 m.; hacia el O. este espesor se reduce.

En la distribución del Devónico Inferior, H. REQUADT (1972) distingue el «grupo Valcarlos», que según K. KLARR (1971) tiene unos 1.500 m. de potencia, según se dijo con anterioridad. Merced a los caracteres litofaciales, aquel autor separa varias formaciones, datadas con seguridad gracias a la macro y microfauna. Sin embargo, los límites bioestratigráficos permanecen dentro de las formaciones litofaciales, sin que sea posible fijar límites cronoestratigráficos con exactitud.

1.1.4.2 **Gediniense-Siegniense Inferior (D₁₁₋₁₂)**

El límite entre el Silúrico y el Devónico Inferior se encuentra en el interior de la formación «esquistos Arnéguy», ya citados, y que K. KLARR (1971)

describe como una alternancia de areniscas calcáreas y esquistos silíceos de unos 700 m. de potencia. El mismo K. KLARR ha encontrado microfauna de conodontos, entre otros: *Icriodus angustoides* cf. *angustoides*, CARLS-GANDL., 1969 (det. P. CARLS), que denota el límite de edad Gedinense-Siegeniense Inferior. En los «esquistos de Arnéguy» al lado francés, al E. de Valcarlos, se debe situar el Gedinense, según H. REQUADT (1973) (det. P. CARLS).

1.1.4.3 Gedinense-Emsiense Inferior (D₁₁₋₁₃⁰⁻¹)

«Cuarcitas Aldudes». C. HEDDEBAUT (1965) las ha definido como areniscas cuarcíticas blancas con aspecto de azúcar. Las sitúa al E. y O. del río Nive de Aldudes. Potencia mínima, 300 m.

Según H. REQUADT (1973) esta formación presenta un período que desciende de un probable Emsiense Inferior a un posible Gedinense.

1.1.4.4 Gedinense-Emsiense Medio (D₁₂₋₁₃⁰⁻²)

Consta de dolomías y cuarcitas, con un espesor total de 500 m., siendo característica la alternancia en bancos de dolomías y cuarcitas, ambas de color claro. Especialmente al N. de Valcarlos aparecen brechas muy características. Los cantos que las forman son muy angulosos, heterogéneos y heterométricos y su tamaño llega a ser de 15 cm. Se componen, sobre todo, de dolomía y de cuarcita blanca, sacaroidea, brillante. El cemento rojo que traba los cantos está integrado por granos de cuarzo angulosos impregnados de hematites hidratada. Según H. REQUADT (1973) y otros, las brechas se formaron en un estadio temprano de la diagénesis. H. REQUADT (1973) les da el nombre de «formación Ondarrolle», aldea del lado francés, donde H. REQUADT (1973) encontró conodontos de edad Gedinense. Debido a que en el techo de esta formación se ha encontrado fauna correspondiente al Emsiense Inferior, se puede afirmar que ésta comprende desde Gedinense a Emsiense Medio (*).

1.1.4.5 Emsiense Inferior-Medio (D₁₃¹⁻²)

Formación Urepel. (En el O.) Comienza con una alternancia de dolomías y areniscas cuarcíticas claras, y en este conjunto gradualmente hacia arriba se desarrollan las dolomías; en la parte superior de éstas aparecen esquistos dolomíticos y calcáreos de poca potencia, que adquieren un ma-

(*) Se hace constar que bioestratigráficamente sólo existen Emsiense Inferior y Emsiense Superior, pero las normas MAGNA marcan la existencia de Emsiense Medio. El problema se ha resuelto considerando una parte indefinida del Emsiense Inferior y otra del Emsiense Superior como Emsiense Medio.

yor desarrollo según se asciende en la formación. Suprayacen a ésta areniscas cuarcíticas, claras, con dos niveles, constituidos por brechas rojizas. Aquéllas tienen escaso contenido en dolomía. Toda la formación citada presenta un espesor mínimo de 135 m.

La fauna encontrada determina una edad Emsiense Inferior, pero hay indicios de que puede señalar una edad más alta en la escala cronoestratigráfica. H. REQUADT (1973) (det. P. CARLS) encontró, entre otros, los siguientes ejemplares: *Platyorthis cricularis* (SOWERBY), *Euryspirifer cf. pellico* (ARCHIAC-VERNEUIL, 1845) y *Leptostrophia cf. magnifica* (HALL).

El techo de esta formación no se ha reconocido a causa de la tectónica.

1.1.4.6 Emsiense (D₁₃¹⁻³)

Formación alternante dolomía-caliza. Sobre la «Formación Ondarrolle» (D₁₂₋₁₃⁰⁻²) sigue la que K. KLARR (1971) llama «formación de esquistos de braquiópodos», que en esencia es de edad Emsiense Inferior. Está formada por esquistos fosilíferos de hasta unos 100 m. de potencia, con abundantes braquiópodos, entre otros los ejemplares siguientes (det. T. DEL PAN, 1973). *Orthis cf. orbicularis*, VERNEUIL; *Tentaculites cf. scalaris*, BARRIOS, y *Retzia adrieni*, VERNEUIL-D'ARCHIAC, que datan al Emsiense. K. KLARR ha encontrado fauna cuya edad está comprendida en la parte superior del Emsiense Inferior o, en otros sitios, queda dentro del Emsiense Superior en su parte inferior.

Sobre la formación de pizarras de braquiópodos y con un potente salto litológico-facial, siguen las formaciones alternantes dolomía-caliza y la constituida por esquistos y areniscas. La formación dolomía-caliza llega a tener 700 m. de espesor; a trechos, los carbonatos pasan lateralmente a alternancia arcillo-areniscosa con disminución de carbonatos. Las calizas en bancos contienen crinoideos, corales rugosos y tabulados, que, según J. KULLMANN (en K. KLARR, 1971), pertenecen al Emsiense Superior y llegan hasta el Devónico Medio. Según P. CARLS (en KLARR, 1971), las pizarras con braquiópodos deben pertenecer, con mucha probabilidad, al Emsiense Superior. Acaso, incluso, la parte superior fuera ya Eifeliense, según C. HEDDEBAUT (1965). Se ha encontrado también, entre otros, la fauna siguiente (det. T. DEL PAN): *Favosites aff. cervicornis*, GOLDFURS; *Fenestella aff. explanata*, ROEMER, y *Trematospira cf. multistriata* (HALL).

La parte occidental del Devónico Inferior de la Hoja número 26-06, la designa H. REQUADT (1973) bajo el nombre de «grupo Quinto Real». La mayor extensión de este grupo se encuentra en zona francesa, pero penetra también en la española. La formación más baja está formada por la «cuarcita Aldudes» (D₁₁₋₁₃¹) ya descrita.

1.1.4.7 Emsiense Medio-Superior (D₁₃²⁻³)

«Esquistos Autringo»

Tienen un espesor medio de unos 350 m. y son arenosos y ferruginosos (H. REQUADT, 1973). Se ha encontrado la fauna siguiente: «*Spirifer*» cf. *mischkei*, FRECH; *Leptos trophia magnifica* (?), HALL, y *Streptorhynchus* cf. *umbraculum*, SCHLOTHEIM (det. T. DEL PAN). En su parte más alta se encuentra una fauna de conodontos (H. REQUADT, 1973) del Emsiense Superior.

1.1.4.8 Emsiense Superior

«Formación Quinto» (D₁₃³)

Yace sobre los «esquistos Autringo» y tiene 210 m. de potencia, comenzando con una alternancia de arenisca y dolomía, a la que sigue dolomía y después otra alternancia de dolomías y areniscas cuarcíticas.

No se han reconocido fósiles para esta formación, pero se data como Emsiense Superior al estar situada entre los «esquistos Autringo» y «formación Urquiaga», que será descrita posteriormente.

«Formación Urquiaga» (Dc₁₃³)

Suprayace a la anterior dispuesta normalmente. Su parte inferior está formada por la alternancia de dolomías y esquistos en bancos. Le suceden las areniscas, a veces con estratificación cruzada y a continuación calizas finamente bandeadas, y, por último, un tramo coralífero. Presenta una potencia de 500 m.

H. REQUADT (1973) ha hallado fauna del Emsiense Superior en la parte más baja de la formación; así, entre otros: *Leptostrophia* cf. *magnifica*, HALL (1857); *Anathyris ezquerrai* (ARCHIAC y VERNEUIL, 1845), y *Euryspirifer paradoxus* (SCHLOTHEIM, 1813).

1.1.4.9 Eifeliense-Givetiense

«Formación Odiá» (D₂)

Comienza con calizas, que verticalmente hacia arriba y de manera gradual pasan, en principio, a margas, y asimismo, éstas a esquistos. Hacia la mitad de la formación continúan esquistos arenosos, después esquistos carbonatados y, por fin, esquistos arcillosos. El conjunto presenta una potencia de unos 250 m.

Según H. REQUADT (1973) esta formación pertenece ya al Eifeliense;

su base contiene fósiles que datan el límite Emsiense Superior-Eifeliense. Entre otros, se han encontrado los siguientes ejemplares: *Pseudocryphaeus* sp., *Platyorthis* cf. *circularis* (SOWERBY), *Schizophoria* sp. y *Paraspirifer cultrijugatus* cf. *cultrijugatus* (F. ROEMER, 1844). Sin embargo, en el campo no es posible definir un límite neto entre el Devónico Inferior y el Medio.

1.1.4.10 Givetiense-Frasniense Inferior

«Esquistos Argús» (D₂₂₋₃₁⁰⁻¹)

Son esquistos blandos y oscuros, cuyo espesor varía de 500 a 800 m. A trechos, sobre todo en la parte superior, entre dichos esquistos se presentan calizas oscuras, que aportan conodontos como fósiles característicos del Mesodevónico y datan el Givetiense, con la excepción de la parte más alta. En las zonas N. y S., H. REQUADT (1973) ha encontrado, entre otros: *Icriodus obliquimarginatus*, BISCHOFF y ZIEGLER, 1957; *Polygnathus linguiformis*, HINDE, 1879, y *Polygnathus pseudofoliatus*, WITTEKIND, 1965, que datan la zona de *obliquimarginatus* correspondiente a la parte baja del Givetiense. La parte alta ha sido datada por M. WIRTH (1967) con las zonas de *varcus* y *hermanni-cristatus*. La parte más alta de los «esquistos Argús» pertenece al Devónico Superior, a juzgar por las determinaciones de los goniatites hechas por KULLMANN (1970).

«Calizas Iturrumburu» (Dc₂₂₋₃₁⁰⁻¹)

Se sitúa al sur de la Hoja. Según H. REQUADT (1973) representa lateralmente los «esquistos Argús», y yace sobre la «formación Odiá» (D₂). Presentan un color gris claro y se encuentran dispuestas en bancos con una potencia total de unos 300 m.

M. WIRTH (1967) y H. REQUADT (1973) han encontrado fauna de conodontos, que en la parte baja datan zona de *obliquimarginatus*, con *Spathognathodus bipennatus*, BISCHOFF y ZIEGLER (1957), e *Icriodus* aff. *obliquimarginatus*, BISCHOFF y ZIEGLER (1957), entre otros. Las calizas suben pasando la zona de *varcus*, con *Polygnathus varcus*, STAUFFER, 1940; *Polygnathus linguiformis micronatus*, WITTEKIND, 1965, y *Polygnathus linguiformis linguiformis*, HINDE (1879), entre otros; pasan por la zona *hermanni-cristatus*, con los conodontos *Schmidtnognathus hermanni*, ZIEGLER (1965); *Schmidtnognathus pietzeri*, ZIEGLER (1965); *Schmidtnognathus wittekindti*, ZIEGLER (1965), entre otros, definiendo el límite entre Givetiense y Frasniense. Terminan las citadas calizas con la zona *asymetricus*, que data el comienzo del Frasniense, con los conodontos *Schmidtnognathus wittekindti*, ZIEGLER (1965); *Palmatolepis transithaus*, MULLER (1956), y *Polygnathus ordinatus*, BRYANT (1921), entre otros.

En resumen, las «calizas Iturrumburu» definen una edad de Givetiense a Frasnense Inferior.

1.1.4.11 Eifeliense-Frasniense Inferior (D_{21-31}^{0-1})

Debido a la complejidad tectónica resulta muy difícil separar las unidades litológicas que componen este tramo cartográfico; muy probablemente contiene parte de las formaciones ya descritas con los nombres de «formación Odiá» (D_2) y «esquistos Argús» (D_{22-31}^{0-1}).

1.1.4.12 Frasnense Inferior (D_{31}^1)

«Esquistos Lastur»

Solamente se ha cartografiado esta formación al sur de la Hoja y supra-yace en contacto normal sobre las «calizas Iturrumburu». Presentan gran similitud con los «esquistos Argús» y no se ha reconocido el límite superior, debido a la existencia de una falla inversa; por tanto, no es posible conocer el alcance de la edad ni la potencia.

1.1.4.13 Frasnense Inferior-Medio (D_{31}^{1-2})

El Frasnense Inferior-Medio comprende la «formación Adarza», la «arenisca caliza Zuregún» y los «esquistos Zocoa».

La «formación Adarza» consta de bancos de cuarcita, de 10 a 30 cm. de espesor, con tramos intermedios de esquistos arcillosos negros, que presentan una variación lateral de potencia desde unos metros hasta 50 m. en la parte central. La potencia total de la formación oscila entre 150 y 175 m.; más al N., fuera ya de la Hoja, llega a ser de 250 a 300 m.

La siguiente formación está constituida por la «arenisca caliza Zuregún», que se caracteriza por el cemento calcáreo que traba los granos de arenisca. Algunos de éstos alcanzan un grosor de 20 a 50 cm. Intercalados aparecen esquistos arcillosos negros, sin cal abajo y calcáreos arriba. En los esquistos arcillosos encontraron K. MOHR y H. U. DE BOER goniatites y lamelibranchios. J. KULLMANN (1970) pudo situar los goniatites en el Frasnense Inferior. El espesor total de la formación es de unos 250 m.

Los «esquistos Zocoa» que le siguen forman una alternancia de esquistos arcillosos y cuarcitas, cuyo grosor medio es de pocos centímetros. Los bancos de cuarcita llegan a tener 20 cm. de espesor; característica de ellos es la estratificación cruzada que poseen. La potencia total de la formación oscila entre 200 m. por el S. y 300 m. por el N.

1.1.4.14 Frasnense Medio-Superior (D_{3-1}^{2-3})

El Frasnense Medio-Superior está constituido por la «*formación Trepá*», las «*cuarcitas Ocoro*» y la parte baja de los «*esquistos Artesiaga*».

La «*formación Trepá*» consta de cuarcitas oscuras, areniscas calizas y esquistos arcillosos oscuros. Su espesor oscila entre 150 y 250 m. En los 70 a 80 m. más altos, las areniscas se extinguen casi por completo. De esta manera la formación queda reducida a los duros y oscuros esquistos arcillosos, con escasos bancos de arenisca calcárea.

La «*cuarcita Ocoro*» tiene bancos bien definidos de cuarcita de color muy claro, a la que se intercalan a veces esquistos de pocos centímetros de espesor, pero que, circunstancialmente, pueden alcanzar unos metros. La potencia de los bancos de cuarcita varía entre 10 cm. y 2 m. El espesor total de la «*cuarcita Ocoro*» oscila entre los 150 y los 175 m. Los braquiópodos que contiene no se han clasificado.

Sobre la anterior se encuentran los «*esquistos Artesiaga*», de edad Frasnense Medio en la parte baja, y Superior en la alta. Se trata de una formación de estratos constituidos por esquistos arcillosos, a veces algo arenosos, que con frecuencia se presentan en forma de pizarrines (Griffelschiefer). El espesor total de esta formación tan monótona y escasa en fósiles está comprendido entre 150 y 300 m.

Las cinco formaciones descritas anteriormente desde la «*formación Adarza*» hasta la «*cuarcita Ocoro*» se identifican como pertenecientes al Frasnense Inferior y Medio (conjunto de un espesor de 1.500 m.), y dada la naturaleza macroclástica de su litología, que marca un límite neto tanto sobre los «*esquistos Argús*» como debajo de la formación suprayacente, denominada «*esquistos Artesiaga*», a todo el conjunto se le ha dado el nombre de «*grupo de Irurita*». Sobre estos sedimentos macroclásticos («*grupo de Irurita*») hay un cambio en la forma de sedimentación, y comienza una secuencia estratigráfica en la cual alternan las capas clásticas abigarradas, con calizas y dolomías, y que abarca desde el Devónico Superior hasta el Namuriense B Bajo.

1.1.4.15 Frasnense Superior-Dinantiense ($D_{31}^3-H_1^A$)

El cambio ya citado comienza con la formación «*caliza con "flaser" Picuda*», que junto con la formación «*arenisca Abartán*» forman este nivel estratigráfico.

La primera de estas formaciones está constituida por calizas con «*flaser*» y glandulares, y margas con un espesor total de 30 a 40 m. Hacia el Norte estas rocas pasan lateralmente a esquistos arenosos claros de tonos gris-marrón. La edad de la caliza con «*flaser*» se ha podido determinar por

los conodontos hallados por M. WIRTH (1967), que la sitúan en el Frasnien- se Superior. Esta formación soporta la ya citada «arenisca Abartán» y está constituida por capas, cuya potencia total oscila entre 60 y 100 m. Es de color abigarrado, violeta, gris-amarillento; las rocas predominantes son areniscas cuarcíticas, con un tramo intermedio, donde alternan finas pasadas de esquistos arenosos algo micáceos, de color gris amarillento y areniscas abigarradas ondulantes.

Es posible que la parte superior abarque la parte alta del Frasnien- se Superior, Famenien- se y parte baja del Carbonífero Inferior, pero la falta de fósiles característicos impide decidir esta cuestión, ya que, si bien hay braquiópodos, no presentan caracteres suficientes para su exacta deter- minación.

Como Devónico Superior (Famenien- se) seguro podemos considerar sola- mente una mancha localizada en Sotalar, al SO. de la Hoja, que posee una facies especial, formada por una caliza arcillosa gris oscura de unos 20 m. de espesor, en la cual M. WIRTH (1967) encontró conodontos de los pisos Nehdenien- se-Hembergien- se-Dasbergien- se (pisos del Famenien- se). Supone- mos que pudiera pertenecer así a un horizonte correspondiente al «marbre gritte» de los Pirineos Centrales, facies que en nuestra zona no hemos podido señalar. No se han encontrado fósiles en lentejones calizos en otros afloramientos que nos hubieran precisado este nivel. Unicamente H. U. DE BOER (1965) encontró cerca del puerto de Artesiaga, en la Hoja vecina de Sumbilla, en una serie de calizas de 11 m. de potencia, el coral *Pillipsastraea*.

1.1.5 CARBONIFERO

1.1.5.1 Dinantiense-Namuriense B (H_{1-1}^{A-Bb})

Está constituido este piso por las formaciones «caliza pastel Suriáin» y «esquistos abigarrados Arga».

La primera se encuentra sobre la «arenisca Abartán» y es de color ro- jizo y azulado, con un espesor de 10 a 20 m. M. WIRTH (1967) encontró aquí conodontos del Viseiense.

El límite Frasnien- se-Famenien- se y este último tramo entero, junto con el límite Devónico-Carbonífero, se superponen, comprendidos, por tanto, en- tre la «caliza con "flaser" Picuda», de seguro nivel estratigráfico alto del Frasnien- se Superior, y la «caliza pastel Suriáin» del Viseiense. Solamente hay un nivel seguro Famenien- se en la facies especial de Sotalar, según se ha citado ya, y no se ha encontrado ninguna prueba de la existencia del Tournaisien- se. Las capas que siguen al techo de la «caliza pastel Su- riáin» están formadas por esquistos rojos y verdes con pocas intercalacio- nes dolomíticas, que contienen, en tramos que ascienden progresivamente aumentados hacia el techo, lentejones de dolomía. A esta última formación

la denominamos «esquistos abigarrados Arga», que tienen de 50 a 60 m. de espesor. En ellos se encuentra el límite entre el Carbonífero Inferior y el Superior, ya que en su parte inferior M. WIRTH (1957) ha determinado, mediante conodontos, una edad Viseense, y en su parte superior se encontraron goniatites del Namuriense B (J. KULLMANN, 1970).

En la facies especial de Sotalar, sobre las calizas arcillosas de edad Nehdeniense-Hembergiense-Dasbergiense (pisos bajos del Fameniense), siguen esquistos arcillosos de color gris a gris-amarillo, seguidos a su vez por silixitas oscuras. Verticalmente sobre ellas se han desarrollado las «calizas pastel Rurián», y sobre éstas, los ya citados «esquistos abigarrados Arga».

1.1.5.2 Namuriense B (H_1^{bb})

Continúa una formación de carbonatos cuya potencia total asciende a los 300 m., constituida, en la base, por «dolomía Ochaverri» (Hd_1^{bb}), y como suprayacente, la «magnesita de Eugui» («Formación Asturreta») (Hm_1^{bb}), que alcanza como máximo hasta 160 m. de espesor. Sobre ella siguen de nuevo dolomías, y por último, calizas con esquistos calcáreos, «Formación Baserdi», a los que M. WIRTH (1957) atribuye edad Namuriense B por la existencia de determinados conodontos.

La magnesita es un cambio lateral de facies de las dolomías, y así, en su ausencia, los distintos niveles de estas últimas se confunden en una sola unidad litológica, en la que resulta muy difícil hacer una separación.

Dentro de la magnesita aparecen esquistos en estratos delgados, y en los cuales J. GOMEZ DE LLARENA (1950 y más tarde) encontró goniatites (det. H. SCHMIDT, 1951, 1955, y J. KULLMANN, 1970), y que datan Namuriense B. En la parte inferior de la magnesita, A. PILGER encontró brechas de silixita probablemente procedentes del Carbonífero Inferior y que, con posterioridad, en el Carbonífero Superior se resedimentaron.

1.1.5.3 Namuriense B - Westfaliense? (H_{1-2}^{bb-B})

«Formación Olazar». Como suprayacente de las formaciones ya citadas (H_1^{bb}) se encuentra esta formación, que consta de esquistos y grauwacas con unos niveles de conglomerados. Comienza sobre las calizas y esquistos calcáreos («Formación Baserdi»); su parte alta está erosionada y así se desconoce el techo, y por tanto, su potencia, que suponemos de unos 1.000 m., si bien solamente se han podido apreciar 800 m.

La «formación Olazar» está constituida en su mayor parte por esquistos monótonos que frecuentemente son arenosos y bandeados. A veces en al-

ternancia con ellos se encuentran finos bancos de grauwacas. Menos frecuentes que éstos y en la parte más alta del conjunto, los niveles de grauwacas son potentes, y en bancos de mayor espesor. H. F. KRAUSSE y R. MULLER, en el año 1963, encontraron en la parte alta niveles de conglomerados, con cantos, de tamaño próximo a nueces, de naturaleza cuarcítica, cuarzos lechosos y silexitas; el cemento es arenoso y silíceo.

En la parte baja de la formación ya citada hay goniatites y lamelibranquios y, por el contrario, en la alta, existe flora del Carbonífero Superior.

Se han encontrado ejemplares faunísticos (det. J. KULLMANN, 1970) que datan un Namuriense, B.

Respecto a la flora (leg. R. MULLER; det. H. PFEFFERKORN), permite deducir una edad Westfaliense para la parte alta de la formación.

Diabasas (ϵ^3). Las diabasas señaladas en la Hoja han sido descritas en detalle por H. U. DE BOER y K. MOHR (1966). Muy cerca del límite SO. de esta Hoja, pero en la limitrofe de Sumbilla, H. F. KRAUSSE (1973) ha encontrado un yacimiento de diabasas en los estratos del Namuriense B., lo que implica una edad más reciente para estas rocas. No presentan vestigios de haber sido afectadas por la acción de la orogenia herciniana, y de aquí se deduce su edad mesozoica (H. F. KRAUSSE, 1973-b).

1.2 PALEOZOICO POSTHERCINIANO Y MESOZOICO

Generalidades.

El estadio del geosinclinal herciniano termina con el Westfaliense, y la secuencia estratigráfica desde el Ordovícico hasta el Carbonífero Superior fue deformada y plegada durante la fase tectónica astúrica, antes de la sedimentación del Estefaniense B. Este se presenta discordante sobre el herciniano en la Hoja cercana de Vera de Bidasoa.

En la presente Hoja se encuentran Pérmico y Buntsandstein, ambos discordantes sobre el zócalo herciniano. P. LAMARE (1936) denominó como Permotriás al conjunto citado. Está formado por una secuencia detrítica muy potente y con pocos fósiles. Aparte cartografió el Muschelkalk, constituido por carbonatos, y el Keuper, con litología de arcillas, margas y pequeños niveles dolomíticos en la parte más alta.

A causa de la ausencia de fósiles —excepción hecha de la flora— el Permotriásico se ha dividido mediante criterios litológicos. Los criterios litológicos y faciales son subjetivos pero válidos, ya que actualmente es imposible emplear criterios bio y crono-estratigráficos. D. MÜLLER (1969), basándose en la comparación detallada de perfiles estratigráficos, causas tectónicas y condiciones de sedimentación, dividió el Pérmico en dos formaciones, y el Buntsandstein en cuatro.

Las formaciones pérmicas están constituidas, en su mayor parte, por sedimentos macroclásticos que proceden de materiales erosionados en pun-

tos muy próximos. Son en su parte baja horizontes potentes, formados por brechas de naturaleza carbonatada y a veces con intercalaciones de arenas y limos también carbonatados. En la parte alta, pero sólo localmente, el Pérmico está constituido por conglomerados muy potentes.

El Triásico comienza con el conglomerado basal del Buntsandstein y recubre todas las cuencas pérmicas, así como gran parte del zócalo hercyniano. Dicho conglomerado está formado por cantos cuarcíticos y cuarzos lechosos bien redondeados, que sirven como límite neto de separación entre el Pérmico y el Triásico.

1.2.1 PERMICO (P)

La constitución litológica y facial cambia rápidamente de un lugar a otro en el tiempo y el espacio; de aquí se deduce la imposibilidad de fijar un perfil tipo y una secuencia estratigráfica general. Sólo mediante el conocimiento de múltiples perfiles litológicos, junto con investigaciones detalladas en el campo, es posible realizar una síntesis de las dos formaciones: «formación carbonatos» y «formación conglomerados y arenisca».

1.2.1.1 «Formación carbonatos» (P₁)

D. MÜLLER ha reunido como dicha formación a cinco subformaciones con un desarrollo facial distinto:

- a) La subformación más frecuente, en la mayoría de los puntos, se presenta en forma de brechas carbonatadas y en general es la de mayor potencia. Se sitúa normalmente en la mitad de la formación P₁, y a veces también en la parte inferior. Tiene un espesor variable desde unos metros hasta 200 como máximo. Presentan un color de rojo marrón a marrón rojo y están dispuestas en alternancia de bancos de limos arenosos y bancos de brechas carbonatadas de 15 m. de potencia. Los cantos son de calizas, calizas arcillosas, cuarcitas, cuarzos, silixitas y esquistos; aquéllos frecuentemente presentan color rojizo, violáceo y rojo marrón hasta rojo violeta, algunos cuarcíticos y calizos tienen color gris y blanquecino. El cemento cambia entre arenoso y carbonatado. Las proporciones de los componentes en la brecha cambian mucho de uno a otro afloramiento. Rara vez hay niveles de limos arenosos no carbonatados.
- b) «Formación carbonatos-limolitas». Se distribuyen ampliamente por toda la zona, pero con menos frecuencia que a). Especialmente en la parte N. (Hoja de Maya), la potencia varía entre 40 y 90 m. Su principal litología está formada de limolitas arenosas rojas y a veces amarillentas; en general tienen carbonatos y afloran casi siempre como bancos compactos y de unos metros de espesor. Con menos

frecuencia hay arcillitas carbonatadas en placas de poco espesor, a veces friables o areniscas de cemento calcáreo, gris claras, de aproximadamente 1 m. de potencia. Estas últimas pasan lateralmente a calizas algo areniscosas, limolíticas o arcillosas en capas de forma sedinodulosa, que en fractura presentan color rojo-marrón y pátina amarillenta.

Dentro de la «formación carbonatos-limolitas» unos horizontes tienen más continuidad que otros, pero todos cambian lateralmente.

- c) «Formación areniscas-limolitas». Esta se sitúa con preferencia al N. (Hoja de Maya), pero también en la presente Hoja, y siempre, cuando existe, está en las partes bajas de (P₁). No tiene carbonatos y aparece como alternancia de limolitas duras color rojo-marrón o marrón-rojo, con areniscas en bancos gruesos, gris-rojizas hasta rojas. A veces hay intercalaciones de arcillitas de poca potencia y color rojo marrón o rojo-violeta. El espesor de la formación varía entre unos metros y unos 100 m. como máximo.
- d) «Formación brechas de esquistos». Esta se sitúa al N. (Hoja de Maya). Es en parte masiva, en parte estratificada con bancos de unos metros, y están constituidas, en general, por esquistos brechoides. En la parte superior se entremezclan a veces brechas de carbonatos y rara vez cantos rodados de cuarcitas. Tiene en conjunto una potencia máxima de 100 m.
- e) «Formación caliza». Con preferencia en el E. y SO. del monte Autza, pero en su mayor parte al otro lado de la frontera francesa aflora esta formación. Presenta 100 m. de potencia entre dos tramos de «brechas carbonatadas» a). Consta en general de calizas puras en bancos potentes, duros y de fractura astillosa. Tiene color variado que comprende rojo-marrón, marrón-rojo y rojo-violeta como más importantes; a veces hay bancos de color rojizo-violáceo, con estelas irregulares de color verde. En la parte baja presenta colores amarillos. A veces las calizas son masivas y de estratificación oscura. Frecuentemente los bancos duros calizas cambian verticalmente, pasando a forma alternante con calizas arcillosas, color veteadado rojo, amarillo y blanco y con formas seminodulosas y brechoides. Rara vez, en algunas capas calizas, hay pequeños tramos de arcillitas, que originan formas amigdaloides.

La «formación carbonato» (P₁) total es muy variable, no sólo en facies, sino también en su potencia total, y así varía desde muchos puntos donde no existe a otros donde puede alcanzar 220 m. e incluso más, en la presente Hoja.

No se han encontrado fósiles ni microfósiles, por lo que su datación es arbitraria.

1.2.1.2 «Formación conglomerado-arenisca» (P₂)

La cuenca pérmica se divide en dos tramos importantes; uno de éstos está situado dentro de la presente Hoja, en el O. y S. del Monte Autza, y el otro en la Hoja limítrofe (Maya de Baztán), a unos 8 Km. más al N.

La «formación conglomerado-arenisca» (que D. MÜLLER en 1969 denominó «formación conglomerado-arenisca-limolita») se sedimentó en las dos subcuencas pérmicas, que eran muy profundas y de continua subsidencia.

La litología muestra una alternancia de bancos de conglomerados, entre 5 y 15 m. de espesor, con limolitas y areniscas, ambas de color rojo marrón; las areniscas en parte son duras, en parte deleznales y a veces son de color rojo pálido. La potencia de los bancos limolíticos y areniscosos es la misma que la de los conglomerados. Los cantos de estos últimos son redondeados y semiangulosos, constituidos por cuarcitas y cuarzos de tamaño variable de un banco a otro, en bancos próximos, y la media es de 1 a 7 cm. El cemento es arenoso o arcillo-ferroso. Debido a esto, el conglomerado no es muy compacto y se aprecian huecos próximos a 1 cm. La potencia total oscila de 0 a 180 m.

La presencia de limolitas, cemento arcillo-ferroso y gran cantidad de huecos constituyen un buen criterio de diferenciación respecto a los conglomerados basales del Triás.

1.2.2 TRIASICO (T_c)

Generalidades

Sobre el Pérmico se presenta el Triás en facies germánica, dividido en Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. La unidad baja, el Buntsandstein, es completamente de naturaleza clástica. El Muschelkalk está formado por carbonatos y el Keuper por arcillas y arcillas carbonatadas.

1.2.2.1 Buntsandstein (T_{G1})

Después de la sedimentación del Pérmico, como ya se ha citado, las formaciones del Buntsandstein invadieron con sus niveles basales los depósitos pérmicos, y la invasión fue de tal importancia que llegó a poner en contacto dichos niveles con las formaciones hercinianas, sobre las que quedaron discordantes. Es discutible la discordancia entre Pérmico y Buntsandstein; es cierto que se observa raras veces y con carácter local, pero en general se presentan concordantes.

D. MÜLLER (1969 y 1973) dividió el Buntsandstein en cuatro formaciones; las dos inferiores forman una unidad en el Mapa.

1.2.2.1.1 *Buntsandstein Inferior-Medio* (T_{G11-12})

Comienza frecuentemente con un conglomerado basal, pero también muchas veces lo hace con arenisca roja clara violácea, de grano grueso.

El límite de Pérmico y Trías se ha puesto donde terminan las intercalaciones limolítico-arcillosas del primero, en unos casos, y en otros, en los puntos donde cambian verticalmente los conglomerados deleznable, con huecos, a otros de cemento silíceo y más compactos del Trías. El Buntsandstein comienza con el «conglomerado basal», y donde éste no existe, con la «formación arenisca». Estas dos formaciones se han cartografiado en conjunto.

- a) «*Conglomerado basal*». Está formado por cantos de cuarzo lechosos, cuarcita y, con menos frecuencia, silixitas y areniscas; muy rara vez se encuentran otros componentes tales como esquistos verdes, magmatitas, o como la «arenisca Abartán», del Devónico. Los cantos son bien redondeados y con un diámetro de 0,5 hasta 30 cm. Muchas veces los cantos mayores presentan vestigios de presión tectónica, al tener pequeñas concavidades en su superficie. El cemento es de color rojo pálido hasta gris-rojo, de naturaleza arenosa y silícea y tan duro que las fracturas afectan igualmente a cantos y cemento. La potencia varía de 0 a 40 m. como máximo. En la parte alta de la segunda mitad de la formación se encuentran con frecuencia bancos de arenisca de poco espesor, como máximo de 1 m. y que no tienen cantos o muy pocos. La potencia de dichas areniscas intercaladas aumenta o disminuye en relación directa con las variaciones de potencia de la formación.

En conjunto dicha formación presenta un color rojo claro hasta gris rojo.

- b) «*Formación de areniscas*». Esta suprayace al «conglomerado basal» y también se pone en contacto con las formaciones paleozoicas. Con ella comienza una secuencia que muestra uniformidad, continuidad y vasta extensión. En el muro y techo tiene límites netos. El muro varía de infrayacente, según se ha dicho, y el techo está constituido por formaciones uniformes de areniscas, limolitas y arcillitas.

Se presenta generalmente en bancos gruesos, con menos frecuencia en forma de placas duras. Tienen color rojo claro violáceo hasta gris rojo; a veces también rojo gris claro. El grano de las areniscas varía de tamaño medio a fino. El cemento es silíceo arenoso y rara vez cuarcítico secundario.

La arenisca tiene mica fina, distribuida en desorden espacial

en contraste con la de la siguiente formación, que se presenta en planos coincidentes con la estratificación. Manifiesta estratificación cruzada (rara vez marcas de corriente, huellas de desecación y «ripple-marks»), con ángulo de unos 20°, mientras que la formación suprayacente espaciadamente presenta dicha estratificación, y cuando la tiene, suele ser con ángulos menores. Estos dos hechos constituyen un buen criterio de identificación para ambas formaciones.

El conjunto tiene un espesor de 40 a 200 m. y una media de 100 m.

1.2.2.1.2 *Buntsandstein Medio-Superior* (T_{G12-12})

Con límite neto se sitúa sobre la formación arenisca una alternancia arenisca, limolita y arcillita que D. MÜLLER (1969) ha denominado «Wechsel-Folge». Hacia la mitad de esta formación hay un nivel con el «conglomerado superior del Buntsandstein»; éste se cartografía con facilidad y sirve como subdivisión de la «formación alternante». Debajo de dicho nivel, en la citada alternancia, la proporción arenosa es mayor que la de limolitas y arcillitas.

La formación, sin considerar el nivel de conglomerados, está constituida por una alternancia de areniscas rojas marrón a marrón rojo, violáceas y a veces amarillentas a blancas, de grano fino a medio, con limolitas y arcillitas de color rojo marrón. Verticalmente hay una variación irregular de potencia en las capas.

Los niveles son placas finas y medianas, rara vez gruesas, generalmente de límite neto. Estas rocas tienen cemento arenoso muy poroso y deleznable y esporádicamente es silíceo arenoso.

Los planos de estratificación son con frecuencia ricos en mica; el relleno de ésta entre las capas es del orden de 1 mm. a 1 cm.

El nivel de «conglomerado superior del Buntsandstein» (Oberes Buntsandstein-Konglomerat, D. MÜLLER, 1969 y 1973) es un horizonte fácil de cartografiar, pero no siempre de conglomerados. En la parte media de «Wechsel-Folge» comienza rápidamente este nivel con areniscas blancas hasta gris claras y además de grano más grueso que las otras de la formación. Presentan grano medio con 0,4 mm. como máximo y frecuentemente un punteado amarillo marrón. La potencia de las capas varía entre unos centímetros y un metro. Tienen menor cantidad de mica que el resto de la formación. Rara vez se encuentran feldespatos caolinizados con granos de hasta 0,3 mm. Tienen una potencia media de 8 m. En general, muestran algunos cantos de cuarzo diseminados. Frecuentemente las areniscas blancas con cantos pasan lateralmente a conglomerados. Estos conglomerados se pueden distinguir bien de los conglomerados basales por tener cuarzo lechoso y cuarzo rojo y rojizo, y alguna vez se han encontrado cantos

de sílexitas. El diámetro medio de los cantos tiene de 2 mm. a 5 cm. como máximo. El cemento generalmente es claro, silíceo, arenoso y duro. Muchas veces se pueden distinguir dos tramos de conglomerados en este nivel. En conjunto el espesor es de unos 2,5 m.

En el nivel de «conglomerado superior del Buntsandstein» se ha encontrado flora como único vestigio bioestratigráfico dentro de todo el Buntsandstein. Así se han determinado en la Hoja limítrofe (Maya de Baztán) (leg. D. MÜLLER, 1969; det. F. SCHAARSCHMIDT): ramas y frutos de *Albertina*, *SCHIMPFER* y *MOUGEOUT*; hojas de *Yucites vogesiacus*, *SCHIMPFER* y *MOUGEOUT*; *Neocalamites* sp. y restos de *Schizoneura*. Del mismo yacimiento, T. DEL PAN ha determinado otros géneros. Aunque no se ha encontrado *Voltzia heterophylla*, es posible datar con esos ejemplares el Buntsandstein Medio.

1.2.2.1.3 *Buntsandstein Superior* (T₀₁₂)

Definido como Röt por D. MÜLLER (1969).

Sobre la formación alternante del Buntsandstein Medio-Superior se sitúa otra de naturaleza litológica muy distinta y, por tanto, fácil de cartografiar. Está formada por arcillitas abigarradas, de rojo a verde y blanco, entre las que se intercalan a veces niveles calcáreos ondulados de 1 a 4 cm. de espesor.

Podría confundirse en principio este tramo con el Keuper en cuanto a litología se refiere, pero la posición estratigráfica y la ausencia de yesos en aquél, proporcionan un criterio válido en general para diferenciarlos.

El Röt indica la transición de la sedimentación clástica del Triásico Inferior a la carbonatada del Triásico Medio.

1.2.2.2 *Muschelkalk* (T₀₂)

Los afloramientos de esta formación carbonatada están situados al noroeste de la Hoja, y en ella no se han reconocido techo y muro en un mismo tramo, bien sea por la complejidad tectónica existente, o bien por la dificultad de afloramiento, pero la resultante es que se desconoce su potencia.

Comienza la formación con calizas grises, arenosas y dolomíticas, a las que se superponen calizas oscuras, con intercalaciones de dolomías de color marrón claro.

Siguen niveles finos de calizas grises con estratificación ondulante, a las que se intercalan margas.

Finalmente continúan calizas y dolomías similares a las de la base.

En esta Hoja no se ha encontrado fauna, pero sí en la limítrofe (Maya del Baztán), y dada la evidente identidad litológica de afloramientos en ambas, es razón suficiente para atribuir la misma datación y que corresponde al *Muschelkalk*.

1.2.2.3 Keuper (T₀₃)

Este piso está constituido por arcillas abigarradas de colores rojos, verdes y grises, con yesos fibrosos blancos.

En estrecha relación con el Keuper, suelen estar las ofitas, que son rocas de fuerte deformación tectónica y que en la Hoja representan considerables extensiones. Con frecuencia se presentan muy alteradas en superficie.

1.2.3 JURASICO (J)

Generalidades

En esta Hoja solamente afloran tres niveles de Jurásico de pequeña extensión y situados al NO., y se han cartografiado con criterios litológicos, como continuación de los de la Hoja de Sumbilla, donde adquieren un desarrollo considerable; manifiestan naturaleza carbonatada en mayor o menor grado.

1.2.3.1 Hettangiense-Sinemuriense Medio (J₁₁₋₁₂⁰⁻²)

Se desconoce el muro por motivos tectónicos y está constituido por carnioles grises, dolomías y calizas dolomíticas bandeadas con cuarzos idiomórficos. Siguen calizas azuladas de grano fino y pátina gris. La potencia del conjunto muestra un mínimo de 160 m.

Los tramos dolomíticos son azoicos y el calizo no proporciona fauna determinativa, y se atribuye edad Hettangiense-Sinemuriense Medio, a causa de consideraciones microfaciales.

1.2.3.2 Sinemuriense Medio-Toarciense (J₁₂₋₁₄²⁻⁰)

Está formado por arcillas calcáreas beige alternando con calizas arcillosas de color beige y azulado, y a veces con pequeñas inclusiones de óxidos de hierro. Se desconoce la potencia.

Esta formación contiene belemnites y una asociación microfaunística típica para esta microfacies, de carácter regional, que permite atribuir una edad Sinemuriense Medio-Toarciense.

1.2.3.3 Aalenense-Kimmeridgiense (J₂₁₋₃₂)

Sobre el conjunto anterior se sitúa una formación alternante constituida por calizas arcillosas y calizas, cuyos términos van enriqueciéndose gradualmente en carbonatos. En algunos niveles destaca la presencia de nódulos de pirita. Se han encontrado Ammonites inclasificables. De la misma manera

que en el piso anterior, asociación microfaunística y microfacies determinan la edad.

1.2.4 CRETACICO

Generalidades

El Cretácico se sitúa en la parte más oriental de la Hoja de Valcarlos, apoyándose discordantemente sobre el zócalo herciniano, bien sea el Cretácico Inferior, bien la base del Superior. En el Sur, el contacto sobre el zócalo se hace tectónicamente con pisos más altos del Cretácico Superior. El primero de aquéllos está constituido por elementos macroclásticos, y el segundo, por una formación calcárea monótona en general y muy rica en microfauna, que permite datar con precisión las distintas edades, si exceptuamos un Campaniense-Maastrichtiense, donde gran parte de las muestras tomadas han resultado azoicas. Hay que destacar en todo el Cretácico la presencia de hiatos estratigráficos muy considerables, a veces afectando a varios pisos en toda la Hoja, y otras sólo parcialmente, pero que en todo caso manifiesta una actividad tectónica intensa en sendos períodos de tiempo.

1.2.4.1 **Albiense-Cenomaniense Inferior (C₁₆₋₂₁⁰⁻²)**

Comienza este nivel por un tramo basal, constituido por conglomerados no bien redondeados, con cantos de cuarzo lechoso, de cuarcitas y a veces de fragmentos de pizarras, o bien de areniscas; en todos los casos presentan dichos cantos un diámetro próximo a 1 cm. generalmente. El cemento es de naturaleza arenoso-silíceo y la potencia no excede de los 10 m. Se superponen 8 m. de arenisca beige-violácea, bien estratificada en bancos de 10 a 20 cm., en las que aumentan el cuarzo y la fracción arenosa en orden ascendente. Finalmente se encuentran unas pizarras arenosas, débilmente margosas, teñidas por óxidos de hierro y que corresponden a un espesor de unos 15 m. El conjunto citado invade discordantemente dos formaciones paleozoicas, la D₁₂₋₁₃⁰⁻¹ y la D₁₃.

La ausencia de fauna impide la datación paleontológica (sólo se han determinado Gasterópodos). La identificación de estas facies por su posición y edad (pudingas de Mendibelza) con las «facies de Utrillas» ha permitido a SOUQUET (1966), atribuirles una edad Albiense-Cenomaniense Inferior (D₁₆₋₂₁⁰⁻²). Más tarde, K. KLARR (1971) les adjudica edad vraconiense. No obstante, en esta Memoria se continúa datando como Albiense-Cenomaniense Inferior a la citada formación.

1.2.4.2 Cenomaniense Superior (C₂₋₃²⁻³)

Este piso estratigráfico queda bien reflejado en la columna de Urculu (x=800,25; y=940,575; z=1.285 m.). Se presenta discordante con el nivel paleozoico D₁₃ y discordante con el Albiense-Cenomaniense Inferior (C₁₆₋₂₁⁰⁻²), ya estudiado, y consta de 10 m. de calizas (biopelmicritas) grises azuladas algo arenosas, con indicios glauconíferos en algunos bancos, los cuales presentan potencia de 20 a 30 cm. Hacia el Este, entre Urculu y Mendilaz, las facies son más arenosas, y al sur de este último se acuña. La presencia de *Praealveolina cretacea brevis* (REICHEL) permite datar este tramo como Cenomaniense, y dada la posición respecto al piso subyacente, más concretamente como Cenomaniense Superior (C₂₁²⁻³).

1.2.4.3 Turoniense (C₂₂)

Este nivel estratigráfico suprayace concordantemente con el anterior. Está constituido por calizas (biopelmicritas) grises azuladas, con proporción variable, aunque siempre pequeña, de arenas, limos y arcillas, y en bancos generalmente bien estratificados. Presenta una potencia de 90 m. La microfaua determinada corresponde a ejemplares de *Pithonella ovalis* (KAUFMANN); *Globotruncana helvetica*, BOLLI, y *Globotruncana* cf. *sigali*, REICHEL, y otros, que permiten atribuir a esta formación una edad Turoniense (C₂₂).

Al sur del pico de Mendilaz este nivel también se acuña, presentando una posición discordante respecto al (C₁₆₋₂₁⁰⁻²).

1.2.4.4 Santoniense (C₂₄)

Sobre el anterior, en las proximidades del pico de Urculu (x=800,25; y=940,575; z=1.285 m.) continúa un tramo litológico de 11 m., con un nivel calizo en la base (biopelmicrita) provisto de abundantísima glauconita. El resto está constituido por conglomerados calizos de 5 a 10 cm. de diámetro y matriz calizo-arcillosa y que a veces presenta un aspecto seminodular. Se superponen 114 m. de calizas grises (biopelmicritas), con algún tramo intermedio de cemento esparítico (biopeloesparita). La cantidad de arcilla es variable para todo este episodio calizo, pero siempre, aunque pequeña, en mayores proporciones que de arena y limo para los primeros 50 m.; en el resto sólo existe arena, en un porcentaje realmente insignificante. En el seno de gran parte de las capas existen agregados silíceos de formas caprichosas, irregulares e incluso lenticulares, todos ellos de tamaños variables y que en algún caso las formas últimas alcanzan un valor de 6 cm. de espesor y 2 m. de longitud. Hacia el Sur, el complejo litológico

citado adquiere progresivamente un carácter uniforme y se transforma en una unidad caliza (biopelmicrita), donde los componentes terrígenos son muy escasos y tanto el nivel de conglomerados como los agregados silíceos han desaparecido.

Todo el conjunto anterior queda caracterizado por abundante microfauna, y destacan como ejemplares de mayor valor cronoestratigráfico: *Nummofallosia cretacea* (SCHLUMB.), *Dictyopsella kiliani*, MUN.-CHALM., y *Lacazina elongata*, MUN.-CHALM., que definen el Santoniense (C₂₄).

Se manifiesta así la ausencia de Coniaciense en toda la Hoja afectado por un hiato estratigráfico, lo que implica una posición discordante del (C₂₄) respecto al Turoniense, que se extiende a todos los términos inferiores del Cretácico (C) e incluso al nivel Paleozoico (D₁₃¹⁻³).

1.2.4.5 Campaniense-Maastrichtiense (C₂₅₋₂₆)

Existe un nivel litológico constituido por arcillas calcáreas grises, con alguna intercalación de limonita, y que suprayace en casi toda la Hoja al nivel estratigráfico (C₂₄). Es difícil dar su potencia, pero se estima en un mínimo de 200 m. La mayoría de las muestras tomadas desgraciadamente son azoicas, pero dos de ellas han suministrado microfauna determinativa formada por ejemplares de *Globotruncana* cf. *rosseta*, CARSEY; *Globotruncana gansseri*, BOLLI, y la ya citada *Navarella joaquinii*, CIRY y RAT, y permiten asignar a este tramo una edad también Maastrichtiense. Sin embargo, P. SOUQUET (1967) y otros lo consideran como Campaniense y Maastrichtiense muy difíciles de separar, razón por la cual se ha considerado como Campaniense-Maastrichtiense.

1.2.4.6 Maastrichtiense (C₂₆^C)

Al noreste del pico de Urculu (x=800,25; y=941,70; z=1.100 m.) y próximo a la frontera francesa, sobre el Santoniense, está situado un nivel muy característico de calizas (biopelmicritas) de color violáceo, con un 4 por 100 de glauconita y que se acuña rápidamente hacia el Este por cambio de facies, en algún otro caso la proporción de glauconita es del 20 por 100. La microfauna existente, que consiste en *Globotruncana contusa*, CUSHMAN; *Globotruncana* cf. *citae*, BOLLI; *Globotruncana* cf. *stuartiformis*, DALBIEZ; *Navarella joaquinii*, CIRY y RAT, y otros, permite atribuir una edad correspondiente al Maastrichtiense (C₂₆^C). De esto se infiere la presencia de un hiato estratigráfico que afecta a todo el Campaniense, al menos en ese lugar.

(C₂₆) Esta formación, constituida por arenas arcillosas amarillentas, dispuestas a veces en finos bancos y con situación aproximada x=935; y=785, ofrece serias dificultades respecto a espesor no determinable, y en cuanto

a edad, por su carácter azoico. Sin embargo, se le atribuye edad Maastrichtiense (C₂₆), debido a su posición estratigráfica, pues está situada debajo de un Paleoceno muy bien datado.

1.3 Terciario

1.3.1 Paleoceno

1.3.1.1 Maastrichtiense-Paleoceno

Se encuentra esta serie al sur del cabalgamiento de Roncesvalles, situada en el sur de la Hoja. Se ha comprobado en algunos puntos que el Paleoceno está constituido frecuentemente por un flysch de areniscas calcáreas, arcillas calcoarenosas y arcillas calcáreas, todas ellas de espesor variable. Esta litofacies puede corresponder también al Maastrichtiense, según se ha constatado mediante fauna en un punto. Y así, J. P. MANGIN (1963) en el flysch situado al sur de la Fábrica de Orbaiceta, en el sureste de la Hoja, determinó la existencia del género *Navarella*, que claramente corresponde al Maastrichtiense. Se ha intentado por nuestra parte localizar dicho piso en otros sitios, a fin de intentar separarlo del Paleoceno, y ello mediante una toma exhaustiva de muestras, pero se han obtenido resultados negativos por carencia de fauna. Asimismo ha ocurrido para la base del Paleoceno en esa facies. Sin embargo, parcialmente se ha resuelto el problema, puesto que en varios puntos se ha reconocido un tramo calizo que indudablemente representa la base del Paleoceno y dispuesto generalmente en contacto mecánico con el Paleozoico. Pero desgraciadamente hay zonas donde este nivel calizo no ha sido localizado, y este hecho puede ser debido a diversas razones, bien porque el cabalgamiento lo haya ocultado, bien porque exista un cambio lateral de facies a flysch, o por último, pueda existir un hiato estratigráfico que le haya afectado. Por tanto, al desconocer la existencia en general del referido límite cronoestratigráfico se ha adoptado el criterio de definir toda la formación como correspondiente a Maastrichtiense-Paleoceno.

El tramo calizo ya citado presenta color gris beige, grano muy fino y potencia que oscila entre 20 y 28 m. Contiene en su base un fósil característico que es la *Globigerina daubjergensis*, BRONNMANN, y que data la base del Paleoceno. El techo ha suministrado la *Globigerina aff. tricolulinoi-des*, PLUMM, también del Paleoceno.

Se superponen unos 220 m. de flysch, constituido por capas de arenisca con cemento calcáreo y fino espesor, alternando con niveles más potentes de arcillas calcáreas y arenosas, ambas en proporción variable y de color beige. De esta formación se ha reconocido, entre otros, la *Globigerina velascoensis*, que data el techo del Paleoceno.

1.3.1.2 Eoceno (T_2^A)

Constituido por un flysch de areniscas calcáreas grises azuladas y arcillas calcoarenosas y limosas de color beige. El predominio de potencia de éstas sobre aquéllas es notorio en general. El conjunto muestra un espesor mínimo de 180 m., y el fósil determinativo de esta edad es la *Globorotalia quetra*, BOLLI.

1.4 CUATERNARIO

Se ha puesto en el Mapa como indiferenciado, dada la dificultad de separar los distintos tipos, y así, unas veces se mezclan los derrubios de ladera con glacis; otras, terrazas con glacis, etc. Ello se explica por los fuertes contrastes orográficos de la Hoja, que hace que, por ejemplo, sobre un glacis se halle establecido un drenaje con depósito posterior y de distinta naturaleza. En los valles de los ríos suelen existir depósitos de gravas, arenas y limos a veces mezclados con cantos angulosos procedentes de los escarpes.

2 TECTONICA

2.1 PLEGAMIENTO HERCINIANO

El hiato más fuerte y *orogénico* propiamente dicho (tectógeno y morfológico) del Paleozoico de los Pirineos occidentales está situado entre los pisos, bioestratigráficamente seguros, del Namuriense B y del Estefaniense Medio. Su edad es la Astúrica. La tectogénesis Astúrica deformó los sedimentos del geosinclinal de tal modo que se transformó en un macizo constituido por plegamientos de toda forma, con estructuras de compresión y de distensión, de dobladuras y cizallamientos, corrimientos horizontales, fallas normales e inversas, esquistosidad y diaclasamiento. En suma, todos los efectos producidos por la orogénesis Astúrica se nos ofrecen ahora con una complejidad mucho mayor que los resultados de la orogénesis alpídica. Todo ello no debemos atribuirlo solamente a la reimpresión impuesta por la orogénesis alpídica, en forma de esquistosidad, cizallamiento y plegamiento de estilo germánico, sino que la deformación astúrica se realizó en varias fases que se sucedieron, pero se superponen unas con otras (H. F. KRAUSSE, 1973).

2.2 LAS ESTRUCTURAS HERCINIANAS

Como acabamos de decir, fue grande la complejidad tectónica creada por la deformación astúrica. Según H. F. KRAUSSE, 1973, los elementos

tectónicos dominantes muestran una fuerte vergencia de rumbo O. y SO.; son frecuentes los pliegues isoclinales, y a menudo están volcados y cizallados. A estas estructuras se suma una, en general, clara esquistosidad, cuyo rumbo corre aproximadamente paralelo al eje y al plano axial. Sobre los flancos normales de los pliegues tendidos se constituyen, en muchos casos, pliegues parásitos, que en parte, están seccionados por fallas inversas y cabalgamientos. Son muy frecuentes también los pliegues de empujes transversales («Querstauchungsfalten»), así como los cizallamientos de igual sentido («Querstauchungsscherflächen»).

Los flancos verticales o subverticales volcados poseen a veces un plegamiento especial, con frecuencia aplastado y cizallado. En muchos casos los deslizamientos sobre los planos de estratificación compensan los efectos resultantes de las fuertes compresiones. No son raros los acordillamientos (boudinage). En ocasiones la distensión resultante de los empujes transversales es acompañada por fallas normales, transversales también. No es rara la esquistosidad deslizante horizontal («Gleitbrett-schieferung»), de la cual resulta un plegamiento en escamas. Al término de la orogénesis se presentan unos grandes corrimientos y fallas que producen la estructura en grandes escamas y cabalgamientos.

En cuanto al rumbo de las formaciones plegadas y corrimientos de la Hoja, se diferencia claramente la parte occidental de la oriental. En aquélla, en la zona de la magnesita de Eguí, predominan los pliegues y cabalgamientos de dirección N.-S. y NNO.-SSE. Merecen ser citados aquí los anticlinales de Ocoro y de Asturreta.

El anticlinal de Ocoro muestra una inmersión hacia el S., lo que motiva el asomo de capas cada vez más recientes. Se observa bien el rumbo hacia el S. del techo de la magnesita y dolomía. Este anticlinal muestra una vergencia hacia el O., en la cual el flanco O. está volcado, y de trecho en trecho plegado isoclinamente. La esquistosidad marcha paralela al rumbo axial. Por el N., el anticlinal está cruzado por fallas inversas de rumbo O.-E. Según H. V. DE BOER, estas fallas son de edad herciniana. La zona de escamas cobijadas que se encuentra también en este anticlinal se ha originado en la orogenia herciniana, y más tarde ha adquirido su estructura tectónica actual.

El anticlinal de Asturreta describe una bóveda de plegamiento en cuyo núcleo afloran estratos o capas famenienses y del Carbonífero Inferior, que se sumerge axialmente lo mismo por el N. que por el S. bajo los sedimentos del flysch namuriense.

Por la zona de la magnesita, en la parte O. de la Hoja, pasa, según K. MOHR y A. PILGER (1965), el *lineamiento* de Elizondo, orientado de N. a S., que es un antiguo elemento de dirección N.-S., el cual cruza toda la cadena pirenaica y presenta claramente los caracteres propios tanto estra-tigráficos como tectónicos, mineros y morfológicos que lo integran.

La parte O. de la Hoja, en la cual se define bien el rumbo N.-S. de los elementos tectónicos que la constituyen, está atravesada la parte E. por el *cabalgamiento de Urquiaga*, de gran amplitud, que se prolonga según el rumbo NNO.-SSE., en el cual el Devónico Inferior y Medio se apoyan sobre el Devónico Superior.

Según H. F. KRAUSSE, 1973 b, pág. 108: La tendencia regional de los ejes de pliegues, cabalgamientos y fallas inversas en el Macizo Quinto Real-Aldudes, es NO.-SE. La tendencia local en algunas partes es N.-S. (NNO.-SSE.).

Las partes central y oriental de la Hoja Valcarlos están formadas por estructuras tectónicas y cabalgamientos, de rumbo N.-S. predominante.

Condicionadas por la suma dureza de la cuarcita ordovícica, que en gruesas masas de estratos forman los cabalgamientos, se observa que aquéllas asoman más potentes que los anticlinales, se comprueba así que la estructura tectónica, tanto en grande como en pequeño, depende ante todo de la clase de roca que constituye el terreno. También aquí se aprecia una evidente vergencia O. y, sobre todo, SO. Es notable la gran escama de cabalgamiento de la cuarcita ordovícica, que también se destaca morfológicamente. Hacia el NO. su eje se oculta bajo materiales más recientes. En Valcarlos existe un domo de plegamiento en cuyo núcleo afloran los esquistos silúricos de graptolitos.

2.3 LA ACTIVIDAD TECTONICA ALPIDICA

Con el plegamiento herciniano, una gran parte de los Pirineos occidentales, entre los que se cuentan los que comprende esta Hoja, se consolidan de modo casi definitivo, ya que durante la orogenia alpídica constituyen bloques autóctonos. Sólo en algunos puntos son afectados por la nueva orogenia, si bien se fragmentan y chocan unos contra otros. Más tarde, los geosinclinales neomesozoicos y terciarios quedan sometidos a los empujes de la orogénesis alpídica. Por la parte N. de esta Hoja se observa la aguda discordancia del Triásico, que reposa sobre los terrenos hercinianos arrasados y convertidos en amplias penillanuras. En la parte S. de la Hoja aflora el flysch cretácico y terciario antiguo, el cual queda cubierto por el gran cabalgamiento de edad herciniana, cuya orientación general es la de E. a O.

En cuanto a la deformación de los estratos en los tiempos posteriores al herciniano, conforme con las observaciones de H. F. KRAUSSE (1973), diremos que los movimientos tectónicos de edad alpídica son de carácter de pliegues y fallas, en donde predominan, entre estas últimas, las inversas.

Si bien los movimientos tectónicos de edad alpídica, sobre todo los del Cretácico, se suponen existentes en los Pirineos occidentales, sólo pueden demostrarse en la parte SE. del macizo Aldudes-Quinto-Real y de esta Hoja,

en donde existen diversos hiatos estratigráficos, algunos de espectacular amplitud en el tiempo y no tanto en el espacio.

El gran cabalgamiento herciniano sobre el flysch de la zona externa de los Pirineos es de edad pirenaica, es decir, situado entre el Eoceno y el Oligoceno. La fase orogénica pirenaica es así la más importante de las que se han ido sucediendo en la orogenia alpídica.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 EVOLUCION DEL GEOSINCLINAL HERCINIANO

En el terreno ocupado por la Hoja número 91, la serie sedimentaria comienza con el Ordovícico, cuyo espesor, de unos 1.500 m., lo constituyen depósitos psamíticos, como fundamento del geosinclinal en su fase inicial. Los sedimentos se hacen cada vez más arcillosos e indican la transición al Silúrico. Los graptolitos indican una fase de tranquilidad. El paso al Devónico se hace sin una interrupción sedimentaria. Como ya los antiguos indicaban, y KRAUSSE lo confirma en 1973, no existe ningún indicio de orogenia caledónica, bien fuera tectónica (entre Ordovícico y Silúrico) ni ericánica (entre Silúrico y Devónico).

En el Devónico Inferior se nota la inestabilidad del subsuelo por la notable variedad de facies, unas veces domina el carácter clástico, otras la formación de los carbonatos en medio tranquilo (calizas y dolomías). Son típicas las brechas de este período y la rápida evolución de los depósitos (REQUADT, 1972). Los deslizamientos de las masas brechoideas confirman el estado de movilidad con que se encuentra el terreno.

En cambio, las facies de quietud marina se desarrollan durante el Devónico Medio y llegan hasta el Frasnense, en donde vuelve a constituirse el grupo macroclástico arenoso. Otra facies de agua tranquila la encontramos en los potentes «esquistos Artesiaga», que con la «caliza "con flaser" Picuda» cierra este subperíodo del Frasnense.

Existe una facies especial del Famenense en la cuenca del río Arga, definida por la facies Sotalar, ya antes descrita. Luego sigue el grupo Eugui del Carbonífero Inferior. El límite Frasnense-Famenense se encuentra sobre la «caliza con "flaser" Picuda», con la fauna de conodontos y bajo la «caliza pastel Suriáin» con conodontos en nivel equivalente a los esquistos abigarrados, que podrían corresponder al «marbre griotte». El paso del Devónico al Carbonífero debemos suponerlo entre la «caliza con "flaser" Picuda» y la «caliza pastel Suriáin». Es posible que esté situada sobre el lentejón calizo de la facies especial.

El límite Carbonífero Inferior-Carbonífero Superior debe estar situado entre la «caliza pastel Suriáin» (con conodontos) y la serie carbonatada (con

goniatites del Namuriense B). El espacio que queda entre las dos series es de unos 60 m., que suponemos están ocupados por los «esquistos abigarrados Arga».

Establecida así la fijación de niveles de horizontes y pisos estratigráficos, podremos reflexionar sobre el gran espesor que tiene el Frasnense, ya antes citado, que en un corte normal va desde la parte superior de los «esquistos Argús» hasta por encima de la «caliza con "flaser" Picuda», lo que hace suponer una potencia total de 1.300 a 1.550 m.

En cambio, el Devónico Superior (Fameniense) tiene un espesor muy pequeño, que está comprendido entre los 30 y 90 m. Un espesor semejante lo muestra también el Carbonífero Inferior, en el cual se miden series de estratos de 70 a 100 m. El Fameniense, junto con el Carbonífero Inferior, alcanza en el corte normal una potencia máxima de unos 190 m. y una mínima de por lo menos 90. El espesor medio más probable que poseen debe ser de unos 120 m. (A. PILGER, 1973).

Desde luego, en el límite entre el Devónico y el Carbonífero no ha debido existir una auténtica deformación orogénica eoherciniana de cierta intensidad, puesto que por ninguna parte se ha podido hallar una estructura anterior al Carbonífero Inferior o una patente discordancia en el plegamiento. Sí, en cambio, atribuimos este rápido cambio de facies y de espesor sedimentario —desde luego, de poco desarrollo— tanto del Devónico Superior como del Carbonífero Inferior, o bien si atribuimos el límite entre Devónico y Carbonífero a fuertes movimientos epirogénicos tectónicos de carácter macrorregional, entonces podríamos pensar en la posible existencia de una orogénesis de edad bretónica. Incluso podríamos hablar de movimientos sinorogénicos (H. F. KRAUSSE, 1973).

No hay indicios de carácter tectónico en el paso del Carbonífero Inferior al Superior. El límite entre uno y otro de este Carbonífero se encuentra en los «esquistos abigarrados Arga», en cuya época no han existido movimientos orogénicos.

En el Namuriense B tenemos un sorprendente cambio de facies en las series sedimentarias carbonatadas con la aparición de la magnesita y la dolomía. Se ve una sucesión de, por lo menos, 800 a 1.000 m. de potencia de estratos portadores de restos animales y vegetales, con sedimentos de tipo flysch, esquistos arcillosos y grauwacas con intercalaciones conglomeráticas, datadas del Carbonífero Superior, que incluye también tramos altos del Namuriense y Westfaliense. A este Carbonífero Superior pertenecen también las series de idéntica composición variada del macizo de Cinco Villas. Debido al gran espesor de esta formación carbonífera y a las masas de cantos rodados o guijarros intercaladas, se tiende a considerar la posible existencia de una fosa o de una depresión marginal, que indicará haber pertenecido a un orógeno herciniano antiguo. Pero esta idea se esfuma tan pronto como recordamos la uniformidad de la sedimentación conservada en el

ámbito geosinclinal, con los 5.000 a 6.000 m. de Paleozoico Antiguo y la perfecta concordancia comprobada tras el Ordovícico hasta el Carbonífero Superior, sin que, además, se reconozca que tanto el Westfaliense-Estefaniense, por un lado, y el Carbonífero Inferior o las series anteriores a éste, se hubieran constituido en una fosa especial (H. F. KRAUSSE, 1973).

Si se comparan los datos observados en el terreno y los resultados de sus investigaciones en el ámbito sedimentario paleozoico de los Pirineos occidentales de España con los de otros países de semejantes circunstancias, tendremos que obtener la conclusión de que no se trata de un eugeosinclinal, sino más bien de un *miogeosinclinal*, que en distintas épocas, como por ejemplo, según REQUADT (1971), en el Devónico Inferior, se comportó como un mar nerítico móvil. En apoyo de esta hipótesis se comprueba la falta de magmatitas iniciales, el escaso espesor relativo de sus sedimentos y su metamorfismo tan poco desarrollado (H. F. KRAUSSE, 1973).

En total, el geosinclinal está relleno por sedimentos, de espesor comprendido entre los 5.000 y los 6.000 m., cuyo carácter predominante es el macroclástico; además, por sus depósitos carbonatados y en parte también arcillosos. Como vulcanitas geosinclinales, únicamente se presentan las tobas poco potentes del Frasnense. Indicios de un débil metamorfismo regional, de carácter anchi- a epi-metamórfico, sólo aparecen en el Paleozoico Antiguo de la parte E. de la Hoja de Valcarlos.

3.2 CICLO POSTHERCINIANO

La presencia de las formaciones clásticas correspondientes tanto al Pérmico Inferior (P₁) como al Superior (P₂) sitúan la cuenca en esta Hoja al sur del monte Autza y también a unos kilómetros al norte. Estuvo separado por un umbral en el que o bien no se produjo sedimentación, o si la hubo, fue con una simultánea erosión. Este umbral corresponde a la zona de Errazu y Puerto de Izpegui, donde no existen sedimentos de aquella época.

Por otra parte, la considerable potencia, así como la naturaleza litológica de las formaciones pérmicas, indican una continua subsidencia en la cuenca con aportes también incesantes de materiales hercinianos próximos y sometidos a una fuerte erosión.

Comienza el Buntsandstein con una invasión de materiales también clásticos, de tal importancia, que no sólo cubrió los sedimentos pérmicos, sino también el zócalo herciniano. La deposición sobre este último fue discordante, pero no así sobre el Pérmico, y de aquí se deduce la inexistencia de movimientos tectónicos durante esta época.

En el Muschelkalk los sedimentos muestran ya carácter marino y de constitución carbonatada (calizas y dolomías).

Con el comienzo del Keuper cambian las condiciones de sedimentación hacia un medio lagunar, según se desprende de la presencia de yesos y

cuya formación requirió una fuerte evaporación. Este hecho, como es sabido, indica la existencia de unas condiciones climáticas de sequedad considerables, que se corroboran, además, por la escasez de fauna durante esta época, como también es sabido.

Hay un cambio en el medio de deposición con el paso al Jurásico, pero de una manera gradual, y así el Hettangiense está constituido por carnioles y calizas dolomíticas bandeadas, que corresponden a un medio salobre las primeras y de carácter marino, pero costero, las segundas, dada su estrecha relación con las mareas en cuanto a su origen. Más tarde, durante el Sinemuriense y Toarciense, se va hacia facies más profundas (arcillas calcáreas), y ya en el Aalenense-Kimmeridgiense hacia facies más calizas y probablemente menos profundas. Se vislumbra una transgresión seguida de una regresión.

Durante el comienzo del Albiense existía en la región un antepaís (Macizo de Aldudes) de considerables proporciones, formado por los materiales hercinianos, y que sometidos a una fuerte erosión, suministraron los elementos macroclásticos necesarios para que se realizara la sedimentación en la cuenca durante todo el Albiense-Cenomaniense Inferior. La región ocupaba una zona muy costera y formaba parte de la plataforma subpirenaica, de acuerdo con P. SOUQUET (1967) (pág. 126). Según este autor, existieron movimientos epírogénicos durante el Aptiense y Albiense-Cenomaniense Inferior, y resulta evidente que ellos fueron la causa de la transgresión, iniciada en el comienzo y durante esta época y establecieron la disposición de la cuenca para su relleno posterior.

En el comienzo del Cenomaniense Superior continúa la transgresión, que pone los sedimentos en contacto discordante con el zócalo herciniano hacia el Oeste y asimismo del Albiense-Cenomaniense Inferior. La transgresión hacia el Oeste está en relación con el hundimiento de la plataforma sudpirenaica en esa misma dirección (SOUQUET, 1967), según se deduce de la observación del Mapa.

Durante el Turoniense la sedimentación es continua si se exceptúa el Sur, donde hay un hiato estratigráfico que le afecta totalmente y donde se muestra discordante con el Albiense-Cenomaniense Inferior.

Al comienzo de esta época y en los puntos donde hay sedimentación, se realiza hacia facies más profundas en sentido ascendente, de donde resulta cómo la transgresión, iniciada en el Cenomaniense Superior, continúa durante el comienzo del Turoniense, se detiene a partir de entonces y el mar adquiere un estado de tranquilidad que persiste en el resto de ese período.

Durante todo el Coniacense se interrumpe la sedimentación en los dominios de la Hoja, con lo que cabe asegurar la existencia de una gran movilidad en la cuenca, causa de una regresión que se comprueba al este de la Hoja.

El comienzo del Santoniense se caracteriza por una abundancia extraordinaria del glauconita, que, como es sabido, marca la existencia de un importante hiato estratigráfico, detectado además bioestratigráficamente y que afectó a todo el Coniaciense, según se ha indicado.

La presencia de conglomerados en la base del Santoniense señala el comienzo de una gran transgresión, mayor que la realizada en el Cenomaniense Superior, que invadió todos los términos anteriores, incluido el techo del herciniano y en todos los casos de manera discordante; esto fue así por la gran actividad epirogénica existente durante el Coniaciense.

Cabe señalar que todos los movimientos intracretácicos originaron levantamientos y hundimientos en la cuenca, siguiendo las directrices marcadas por los movimientos antecenomanienses, y este hecho se deduce observando en el sureste del Mapa la zona en que se producen las discordancias intracretácicas y que indudablemente corresponde a levantamientos sucesivos.

Simultáneamente la cuenca santoniense estuvo sometida a una subsidencia continua, puesto que todo el episodio calizo manifiesta potencia considerable en relación con el ambiente sedimentario existente y que correspondía a litofacies poco profundas. En conexión con la subsidencia debieron existir movimientos epirogénicos.

Más tarde continúa la transgresión durante el comienzo del Campaniense, seguida de un período de relativa tranquilidad, a juzgar por la monotonía de la facies (arcillas calcáreas) y que corresponde a zonas profundas. P. SOUQUET (1967) demuestra cómo en esta época la cuenca de sedimentación adquirió la mayor distribución geográfica de todo el Cretácico Superior.

Hay una pequeña zona situada al norte del Cretácico de la Hoja en que está ausente el Campaniense y que continúa hacia el Oeste. Es indudable que en este período existió una zona de altos fondos que impidió la sedimentación, y estrechamente relacionados con dicho lugar hubo movimientos tectónicos de carácter epirogénico.

Comienza el Maastrichtiense en general con una continuidad de la facies anterior, pero sucesivamente hay un tránsito a otras arenosas y ferruginosas cada vez más costeras, firme reflejo de una importante regresión y que P. SOUQUET (1967) muestra, como es general, para toda la cuenca sudpirenaica.

La base del Paleoceno queda determinada en diversos lugares por un tramo calizo de ambiente sedimentario más profundo (exterior de plataforma). Este hecho implica el paso brusco de la regresión maastrichtiense, ya citada, a una transgresión; sigue un período de estabilidad marina y de nuevo otra regresión (facies litoral), con subsiguiente estado de calma, que pudo afectar al resto del Paleoceno.

En otros lugares no hay solución de continuidad entre la facies maastrich-

tiense y la paleocena (siempre facies poco profundas), razón por la cual existió un período de tranquilidad en la cuenca.

A la vista de lo expuesto se puede concluir cómo, durante una parte del Paleoceno, la cuenca de sedimentación se individualizó en varias subcuencas, transformándose en una única el resto de ese período. Y no cabe duda que estos fenómenos de la cuenca fueron consecuencia de movimientos del zócalo maastrichtiense.

Durante el Eoceno, la cuenca de sedimentación, en lo que respecta a esta Hoja, permaneció en un estado de tranquilidad.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 YACIMIENTOS MINERALES

4.1.1 LA MAGNESITA DE EUGUI (A. PILGER, 1973)

La «serie carbonatada», cuyo espesor llega a ser de 160 m., constituida por magnesita cristalina, es un elemento estratigráfico del Namuriense Inferior B (perteneciente al Carbonífero Superior).

J. GOMEZ DE LLARENA ha descrito las circunstancias del descubrimiento y extracción de este valioso mineral en varias de sus publicaciones, de las que anotamos aquí algunas (1950, 1951, 1954, 1965, 1972). A. PILGER (1959) considera la magnesita como una serie concordante con los restantes elementos constituyentes del Namuriense y que, junto con ellos, ha tomado parte en el plegamiento herciniano. La erosión deja al descubierto aquí y allá la magnesita, lo que al principio, antes de conocerse su verdadera disposición, inducía a pensar que se trataba de pequeños lentejones de este mineral.

Comprobada su continuidad, como muestra el Mapa geológico a escala 1/25.000, publicado por el Instituto Geológico de la Universidad Técnica de Clausthal-Zellerfeld, se han podido señalar tres grandes anticlinales (entre otros, Asturreta-Ocoro) y un pequeño sinclinal en la magnesita de la serie carbonatada, comprendida en la Hoja de Valcarlos, cuyos ejes llevan un rumbo N.-S. y se hunden hacia el S. Al mismo tiempo se reconoce que la magnesita, en donde alcanza su mayor potencia, parece estar situada en la zona afectada por el lineamiento de Elizondo, de rumbo N.-S., que, como hemos dicho antes (K. MOHR y A. PILGER, 1965), atraviesa los Pirineos occidentales en toda su anchura.

Lo mismo en el muro que en el techo, la magnesita está rodeada por la dolomía; además, en el techo se encuentra también envuelta por calizas y esquistos negros. Los lentejones dolomíticos se presentan en cantidades variables, lo mismo que ocurre con los esquistos, incluso en el interior de

la bien estratificada magnesita. Lateralmente, hacia el NO. y SE., la magnesita se acuña, viéndose así que las bandas de este mineral se van reduciendo cada vez más y acaban por identarse con las dolomías. Suponiendo que los estratos plegados se desarrollaran hasta quedar completamente extendidos, la superficie ocupada por la magnesita tendría una extensión comprendida entre 30 y 50 Km². En cuanto a la amplitud de la parte explotable, teniendo en cuenta su espesor y la proporción correspondiente de MgO, la calculamos, a lo sumo, entre 1/6 y 1/8 de la extensión total. Resultan así valores comprendidos entre 95 y 98 de MgO.

Sobre la génesis de la magnesita haremos aquí únicamente una breve referencia, prescindiendo además de tratar sobre los problemas mineralógicos y geoquímicos. En cambio, señalaremos que se halla en preparación el cuaderno 12 de los «Clausthaler Geologischen Abhandlungen» (Cuadernos Geológicos de Clausthal). J. G. DE LLARENA, desde su primera publicación en 1950, supone la génesis puramente sedimentaria de la magnesita durante el Carbonífero Superior, seguida de una recristalización. La lista completa de las publicaciones de este autor muestra la invariabilidad de su hipótesis. Entre otros argumentos presentados por G. DE LLARENA, anotamos aquí los estratos esquistosos portadores de goniatites contenidos en la magnesita bien estratificada y, además, su indentamiento con la dolomía. J. P. DESTOMBES (1955, 1956), F. LOTZE (1955), E. CLARR (1956), A. PILGER (1959), R. ADLER y D. RICHTER (1961), etc., interpretan la magnesita como una sustitución (Verdrängung) metasomática de las calizas y dolomías carboníferas por las soluciones hidrotermales magnesitanas durante la era alpídica. Sobre todo, estos autores indican que en la inmediata cercanía del yacimiento se encuentra también la magnesita en el Emsiense y en el Triásico. A. PILGER (1959) pudo probar su formación hidrotermal. Primeramente K. MOHR (1964), luego H. REQUADT (Asociación Geológica de Clausthal, no publicada todavía) admiten desde 1964 el origen profundo de la magnesita y la aportación posterior de las soluciones magnesíferas al mar del Carbonífero Superior. Según esta hipótesis, ambos autores consideran la magnesita de Eugui como una formación sinsedimentaria-hidrotermal, constituida durante el Namuriense B., la cual fue seguida por una recristalización.

4.1.2 MINERALES METALICOS ABIGARRADOS

En la parte oriental de la Hoja número 91 existen unos insignificantes filoncillos portadores de Cu, Zn, y Pb, que en parte se han tratado de explorar con vistas a su posible valor minero.

4.2 CANTERAS

Los materiales canterables son de distinta naturaleza y se extienden por

toda la Hoja. Las ofitas, utilizadas como firme en carreteras, no son objeto de explotación a gran escala. Las placas de arenisca de la «Wechsel-Folge» del Buntsandstein Medio-Superior se utilizan para la construcción y se explotan en algunos puntos. Las calizas se han explotado aisladamente y utilizado como áridos en construcción de carreteras. En el noroeste de la Hoja, casi en el límite con la contigua (Sumbilla), se ha explotado antiguamente una cantera de caolín.

4.3 HIDROGEOLOGIA

Varios tramos litológicos muestran caracteres de posibles acuíferos dada su naturaleza. Así ocurre con las cuarcitas, dolomías y calizas, todas ellas paleozoicas, con permeabilidad alta por fracturación y que en las zonas oriental y suroccidental presentan además estructuras favorables (Og y Hd₁^{bb}). Tienen también un interés considerable los niveles calizos del Cretácico Superior al sureste de la Hoja, donde se observa un Karst muy desarrollado, y asimismo constituyen pequeñas cuencas cerradas que desarrollan dolinas en los contactos infra y suprayacente; no obstante, las estructuras favorables son inexistentes. También determinadas formaciones del Cuaternario pueden tener importancia desde el punto de vista hidrogeológico.

Pero pese a las condiciones anteriores, si tenemos en cuenta la alta pluviosidad existente en toda la Hoja, junto con la gran altitud, que permite la presencia de nieve durante varios meses al año, se puede concluir afirmando, que existe abundancia de agua para las necesidades actuales de la zona, sin que haya que recurrir a captaciones subterráneas.

5 BIBLIOGRAFIA

- ADLER, R. E. (1964).—«Kartier-und Arbeitsbericht 1964-Unveröföftl». *Bericht Geol. Inst., Bergakademie Clausthal (Techn. Hochschule), Clausthal-Zellerfeld*.
- ADLER, R., y D. RICHTER (1961).—«Bemerkungen zur geologischen Situation der Magnesitvorkommen bei Urepel in den französischen Westpyrenäen». *Z. Erzbergb. Metallhüttenw.*, 14, 1, S. 17-23, 9 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- BACON, M., y F. GRAY (1970).—«A Gravity Survey in the Eastern Part of the Bay of Biscay». *Earth Planet. Sc. Letters*, 10, 1, pp. 101-105, Amsterdam.
- BARROIS, D. (1879).—«Le marbre griotte des Pyrénées». *Ann. Soc. Géol. Nord*, 6, p. 271, Lille.
- BERTRAND, L. (1911).—«Sur la prolongation des nappes nord-pyrénéennes

- dans les Pyrénées occidentales». *C. R. Acad. Sc.*, 152, pp. 476-478, 1 fig., Paris.
- (1911).—«Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales; essai d'une carte structurale des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, 4 sér., 11, pp. 122-153, 6 figs., 1 pl., Paris.
- BERTRAND, L., y L. MENGAUD (1912).—«Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France*, sér., 12, pp. 504-515, Paris.
- BOULANGER, D., y G. DEICHA (1961).—«A propos de la pegmatite de Hélette (massif du Labourd, Basses Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1961, 7, p. 179, Paris.
- BOER, H. U. de (1965).—«Das Paläozoikum nördlich der Magnesitvorkommen von Eugui/Navarra in den spanischen Westpyrenäen und die Wasserversorgung der Gemeinde Irurita/Navarra». *Unveröfftl. Diplomarbeit, Geol. Inst. Bergakademie Clausthal-Techn. Hochschule*, 75 u. 13 S., 32 u. 4 Abb., 2 Tab., 2 u. 5 Taf., 10 Karten u. Profil-Anl., Clausthal-Zellerfeld.
- (1966).—«Beispiele spitzwinkliger Achsenübergrägung aus den spanischen Westpyrenäen». *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 116 (1964), 3, S. 753-760, 7 Abb., Hannover.
- BOER, H.-U. de, y K. MOHR (1966).—«Zum Magmatismus im Aldudes-Quinto Real-Massiv in den spanischen Westpyrenäen». *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 116 (1964), 3, S. 761-772, 3 Abb., Hannover.
- BOER, H.-U. de; H.-F. KRAUSSE; K. MOHR; R. MÜLLER; A. PILGER, y H. REQUADT (1971).—«La région de magnésite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales espagnoles-une explication de la carte géologique». *Actes VI^e Congrès Intern., Etudes Pyrénéennes, Bagnères-de-Bigorre*, 18, 22. Sept. 1971 (im Druck), Toulouse, 1973.
- CAREZ, L. (1903).—«La géologie des Pyrénées françaises». *Mém. Carte Géol. France*, Fasc. 1, 744 p., 2 pl., Paris.
- (1909).—«La géologie des Pyrénées françaises». *Mém. Carte. Géol. France*, 13, Fasc. 6 (suppl.), pp. 3.381-3.728, Paris.
- CASTERAS, M. (1943).—«Remarques sur la structure des Pyrénées occidentales entre les vallées d'Ossau et de la Nive. Révision des Feuilles de Mauleon et d'Urdo au 80.000^e». *Bull. Carte Géol. France*, 44, 212, pp. 291-307, 3 figs., Paris.
- (1953).—«Sur la constitution du socle et de la couverture détritique du massif d'Igounee (Basses-Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1953, pp. 334-337, Paris.
- (1954).—«Phase de plissement dans les Pyrénées basques orientales». *C. R. 19^e Sess., Congrès Géol. Intern. Alger.*, 1952, sect. XIII, fasc. XIV, pp. 143-164, 2 figs., 1 pl., Alger.

- (1961).—«Sur les socle paléozoïque du massif d'Igouonce (Basses-Pyrénées); découverte du Dévonien Supérieur». *C. R. Acad. Sc.*, 252, Sér. D, pp. 1.042-1.044, Paris.
- CASTERAS, M., y J. P. PARIS (1964).—«Sur le socle paléozoïque d'Igouonce (Basses-Pyrénées); nouveaux affleurement». *C. R. Acad. Sc.*, 259, Sér. D, pp. 3.791-3.795, Paris.
- CASTERAS, M., y SOUQUET, P. (1965).—«Sur la constitution et sur la stratigraphie du revêtement crétacé du massif de Mendibelza (Pyrénées occidentales)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1965, 7, pp. 225-226, Paris.
- (1966).—«Sur les accidents de la couverture de la zone primaire axiale au Sud du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1966, 9, pp. 368-369, 1 fig., Paris.
- CASTERAS, M.; M. FREY, y J. GALHARAGUE (1967).—«Sur les terrains paléozoïques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)». *C. R. Acad. Sc.*, 264, Sér. D, pp. 1.677-1.682, 1 fig., Paris.
- CIRY, R. (1951).—«Observations sur le Crétacé de la Navarre espagnole au nord-ouest de Pamplone». *C. R. Acad. Sc.*, 233, pp. 72-74, Paris.
- CIRY, R., y P. LAMARE (1894-1967).—*Bull. Soc. Géol. France* (7), 11, pp. 755-761, 1 fig., Paris, 1969 (Nachruf, enthält Liste der Publikationen P. LAMARE'S).
- CIRY, R.; M. AMIOT, y P. FEUILLEE (1964).—«Les transgressions crétacées sur le massif d'Oroz-Betelu (Navarre espagnole)». *Bull. Soc. Géol. France*, 5 sér., 5, pp. 701-707, Paris.
- CIRY, R.; P. RAT; J. P. MANGIN; P. FEUILLEE; M. AMIOT; M. COLCHEN, y J.-H. DELANCE (1967).—«Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France; des Pyrénées aux Asturies, du 11 au 18 septembre 1967». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1967, 9, pp. 389-444, 17 figs., 1 pl., Paris.
- CLIN, M. (1968).—«Dimension et mouvements en tectonique». *Mises à Jour Scientifiques*, 3, pp. 175-212, 6 figs., Paris (Gauthier-Villars).
- CLIN, M.; J. DELFAUD; M. GOTTIS; J. MULLER, y P. ROGER.—«Contribution à la géologie du massif de la Forêt des Arbailles (Pyrénées occidentales)». *C. R. Acad. Sc.*, 265, Ser. D, pp. 181-183, Paris, 1967.
- CLIN, M.; J. MULLER, y P. ROGER (1968).—«La composition des mouvements dans la tectogénèse de la chaîne pyrénéenne». *C. R. 86^e Congrès Assoc. Française Avancement Sc.*, Sc. Terr., 2^e groupe sect., Vol. spec. 1967, Actes Soc. Winnéenne Bordeaux, p. 85, Bordeaux, 1968.
- CLIN, M.; C. HEDDEBAUT; R. MIROUSE; J. MULLER; P. ROGER, y M. WALTERLOT (1970).—«Le cycle hercynien dans les Pyrénées». *Ann. Soc. Géol. Nord*, 90, 4, pp. 253-276, 3 figs., Lille.
- CULOT, G. (1965).—«Etude du bord meridional du massif d'Igouonce et des chaînes calcaires de la Haute-Soule». *Thèse 3^e cycle Univ. Toulouse*, Fac. Sc., Nr. 338, 128 p., Toulouse, 1965 (non publiée).
- CHAPRAL, O. de (1955).—«Le Jurrassique et le Crétacé Inférieur en bordure

- du Massif Baigourra-Labourd (Basses-Pyrénées)». *Thèse Doct. 3^e Cycle. Fac. Sc. Univ. Bordeaux*, 44 p., 47 figs., 12 pl., Bordeaux, 1955 (non publiée).
- CHESTERIKOFF, A. (1963).—«Etude géologique et métallogénique de la région de Burguete-Arive-Arrieta (Pays basque espagnol)». *Thèse Doct. 3^e Cycle Fac. Sc. Univ. Paris*, 127 p., 1 carte géol., Paris (non publiée).
- (1964).—«Note sur l'existence d'une paléodôme dans la région de Burguete-Arive-Arrieta (Pyrénées basques espagnoles) et ses relations métallogénique avec les mineralisations périphériques». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1964, 4, p. 147, Paris, et *Bull. Soc. Géol. France* (7), 6, pp. 225-232, 2 figs., Paris.
- DAMESTOY, G. (1961).—«Etude de la série dévonienne de la vallée du Quintua (Basses-Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1961, 3, pp. 75-76, Paris.
- (1961).—«Esquisse tectonique du massif des Aldudes-Quinto Real (Basses-Pyrénées)» (Note préliminaire). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1961, 4, pp. 86-87, 2 figs., Paris.
- DESTOMBES, J.-P. (1947).—«Le Muschelkalk de Saint-Jean-Pied-de-Port». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1947, 10, pp. 213-215, Paris.
- (1955).—«Origine métasomatique et âge des magnésites (Giobertites) des Pyrénées occidentales». *C. R. Acad. Sc.*, 240, pp. 1.117-1.119, Paris.
- (1956).—«Magnésites (Giobertites) des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France*, 6 sér., 6, pp. 461-476, Paris.
- DESTOMBES, J. P., y C. GUIRAUDIE (1965).—«Tectonique et formations paléozoïques de la région d'Iraty, Massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)». *Actes 4^e Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Pau-Lourdes*, 11, 16 sept. 1962, 1 (1), pp. 43-48, 2 figs., Toulouse.
- DUBAR, G. (1926).—«Sur quelques points de la tectonique des Pyrénées basques». *Bull. Soc. Géol. France*, 26, 4, pp. 93-100, Paris.
- (1927).—«Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le NW de l'Espagne aux temps jurassiques». *C. R. 14 Congrès Géol. Intern., Madrid, 1926* (2), pp. 585-589, 1 fig., Madrid.
- (1930).—«Lias et Jurassique du Baztán (Haute vallée de la Bidasoa, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France*, 30, 4, pp. 589-608, 2 pl., Paris.
- (1931).—«Sur la présence, dans les Basses Pyrénées, des goniatites carbonifères de Mondette». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1931, 14, pp. 212-213, Paris.
- DUBAR, G., y J.-W. LAVADIERE (1928).—«Sur la présence de grès d'âge Dévonien Supérieur au Sud-Est de Saint-Jean-Pied-de-Port (Basses Pyrénées)». *Bull. Soc. Géol. France*, 28 (4), pp. 395-399, 3 figs., Paris.
- DUBAR, G., y D. LE MAITRE (1961).—«Sur la découverte d'un Dévonien à plantes au Sud-Ouest de Licq-Atherey (Basses-Pyrénées)». *C. R. Acad. Sc.* 252, 9, Sér. D, pp. 1.359-1.361, Paris.

- FEUILLEE, P. (1964).—«Sur l'âge cénonanien des calcaires à Caprines des Pyrénées basques occidentales». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1964, 2, pp. 90-92, 1 fig., Paris.
- (1965).—«Contribution à la connaissance du Crétacé moyen du Nord et de l'Ouest de la Navarre espagnole». *Actes 4^e Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes*, Pau-Lourdes, 11, 16 sept. 1962, 1, sect. 1, pp. 49-59, 1 fig., Toulouse.
- (1965).—«Sobre la edad Cenomanense de las calizas con caprinidos de los Pirineos Vascos occidentales». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 1965, 79, pp. 161-165, Madrid.
- (1966).—«Les formations Crétacées entre les Aldudes et le Mendibelza (Pyrénées basques)». *C. R. Acad. Sc.*, 262, Sér. D, 15, pp. 1.617-1.620, Paris.
- FEUILLEE, P., y B. MATHEY (1972).—«Le matériel des brèches du Crétacé Supérieur basque (Pyrénées basques occidentales)». *C. R. Acad. Sc.*, 274, Sér. D, pp. 2.419-2.422, Paris.
- FOURNIER, E. (1905).—«Etudes géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive». *Bull. Soc. Géol. France*, 4 Sér., 5, pp. 699-723, 16 figs., Paris.
- (1907).—«Nouvelles études sur la partie occidentale de la chaîne des pyrénées entre la vallée d'Ossau et celle de Roncesvaux (Valcarlos)». *Bull. Soc. Géol. France*, 4 Sér., 7, pp. 138-157, 23 figs., Paris.
- (1908).—«Etudes sur les Pyrénées basques (Basses-Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa)». *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 18, 121, pp. 491-548, 33 figuras, Paris.
- (1910).—«Sur la tectonique de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, 4 Sér., 10, pp. 85-99, 6 figs., Paris.
- (1913).—«Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France*, 4 Sér., 13, pp. 183-211, 15 figs., Paris.
- FOURNIER, E., y P.-W. STUART-MENTEATH (1926).—«Sur quelques points de la tectonique des Pyrénées basques». *Bull. Soc. Géol. France*, 4 Sér., 26, páginas 93-100, Paris.
- FREY, M. (1968).—«Etude géologique de la partie occidentale et centrale du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)». *Thèse 3^e cycle Fac. Sc. Nr.*, 613, Univ. Toulouse, 117 p., Toulouse (non publiée).
- GAERTNER, H. R. v. (1969).—«Zur tektonischen und magmatischen Entwicklung der Kratone (Pyrenäen und Kaukasus als extreme Fälle der Aulakogene)». *Beih. Geol. Jb.*, 80, S. 117-145, 15 Abb., Hannover.
- GALHARGUE, J. (1966).—«Etude géologique de la zone de relais des massifs d'Igouze et de Mendibelza (Basses Pyrénées)». *Thèse 3^e cycle Fac. Sc. Nr.*, 433, Univ. Toulouse, 121 p., Toulouse (non publiée).
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1950).—«La magnesita de Eugui (Navarra)». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid*, 48, pp. 67-70, Madrid.

- (1950).—«La magnesite (giobertite) de la haute vallée de l'Arga (Pyrénées de la Navarre espagnole) et d'Urepel (Basses-Pyrénées)». *C. R. Acad. Sc.*, 231, pp. 1.521-1.522, Paris.
- (1951).—«Die Lagerstätten des sedimentären Magnesites im Paläozoikum der Westpyrenäen». *Berg. u. Hüttenm. Mh.*, 96, 11, S. 221-227, Wien, 1951.
- (1953).—«Observaciones paleontológicas y geológicas en Navarra y Babilonia Baja (León)». *Est. Geol.*, 18, pp. 321-322, Madrid.
- (1954).—«Contribución al estudio de la magnesita sedimentaria». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 1954, pp. 361-386, Madrid.
- (1956).—«Datos paleontológicos sobre los terrenos paleozoicos del valle alto del Arga, Quinto Real (Navarra) e Irún (Guipúzcoa)». *Actes 2^e Congr. Intern. Etudes Pyrénéennes*, Luchon-Pau, 1954, 2 (sect. 1), pp. 61-72, 7 figuras, Toulouse.
- (1965).—«Aportaciones gráficas al estudio de la magnesita sedimentaria de Asturreta (Navarra)». *Est. Geol.*, 20, pp. 315-337, 31 figs., Madrid.
- GOTTIS, M. (1972).—«Construction d'un modèle géodynamique pyrénéen». *C. R. Acad. Sc.*, 275, Sér. D. pp. 2.099-2.102, 1 fig., Paris.
- GOTTIS, M., y P. ROGER.—«Rivages marines Pyrénéennes au Trias Inférieur? Existence d'une terrasse de tempête aux temps triasique, sur l'emplacement du massif de la Rhune». *Actes Soc. Linné Bordeaux*, 102, Sér. B, 8, 8 p. 2 pl., Bordeaux.
- GUBLER, Y.; M. CASTERAS; R. CIRY, y P. LAMARE (1947).—«Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans le bassin du Laurhibar, au Sud-Est de Mendive (Basses-Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1947, 16, pp. 329-330, Paris.
- GUBLER, Y., y D. SCHNEEGANS (1948).—«Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacées Inférieur)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1948, pp. 130-131, Paris.
- (1948).—«Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacé Supérieur)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1948, pp. 151-153, Paris.
- GUBLER, Y., y O. CHAPRAL (1955).—«Une coupe du Jurassique Supérieur au Pays basque (région de Cambo à Saint-Esteban, feuilles Bayonne-Mauléon-Orthez)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1955, pp. 132-135, Paris.
- HEDDEBAUT, C. (1965).—«Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)». *Bull. Soc. Géol. France*, 7, pp. 631-639, 7 figs., 1 pl., Paris.
- (1966).—«Données nouvelles sur le Silurien et le Dévonien des Pyrénées Basques». *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 86, pp. 197-200, 1 fig., Lille.
- (1967).—«Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1967, 7, pp. 280-281, 1 fig., Paris.
- (1967).—«Decouverte d'une Westphalien à plantes dans les Pyrénées

- basques françaises». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1967, 3, pp. 81-82, Paris.
- (1970).—«Sur l'âge des formations paléozoïques du massif des Cinco-Villas (Pays basque espagnol)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1970, 6, p. 205, Paris.
- (1973).—«Etudes géologiques dans les massifs paléozoïques basques». *Thèse Université, Sc. et Techn.* Lille, France.
- HENRY, J. (1967).—«Le problème des Etages Tectoniques dans la Zone Nord-Pyrénéenne Occidentale»-«Etages Tectoniques». *Colloque Neuchâtel*, 18-21 avril, 1966, pp. 253-268, 9 figs. (ALA Bacounière), Neuchâtel.
- KLARR, K. (1971).—«Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes-Quinto Real-Massiv (spanische Westpyrenäen)». *Clausthal Geol. Abh.*, 11, 184 S., 42 Abb., 1 Tab., 16 Beil., Clausthal-Zellerfeld.
- (1973).—«La structure géologique de la partie Sud-Est du massif des Aldudes-Quinto Real (Pyrénées occidentales)». *Actes VI^e Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Bagnères-de-Bigorre*, 18-22 Sept. 1971 (im Druck), Toulouse, 1973.
- KRAUSSE, H.-F. (1967).—«Bericht zum Forschungsvorhaben "Lineamente in den Westpyrenäen". *Unveröfftl. Bericht an die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg*, 60 S., 2 Anl., *Geol. Inst. T. U. Clausthal*, Clausthal-Zellerfeld, 1969.
- (1973).—«Übersicht über die tektonischen Formungen und Strukturen in den spanischen Westpyrenäen». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142, 1, S. 1-29, 12 Abb. Stuttgart (1973 a).
- (1973).—«The Tectonical Evolution of the Spanish Western Pyrénées». *Actes VI^e Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes, Bagnères-de-Bigorre*, 18-22 Sept., 1971 (im Druck), Toulouse, 1973 b.
- (1973).—«Über den geologischen bau variszischer massive und ihrer alpidischen mantelschichten in den Baskischen Pyrenäen». *Trabilitationsschrift-Technis. Universität Clausthal*, Clausthal-Zellerfeld, den 26 Feb., 1973.
- KRYLATOV, S. (1964).—«Sur les relations des lydiennes dinantiennes à "nodules" phosphatés de Saint-Nazaire-de-Ladarez (Hérault) avec leur substratum Calcaire, et le problème de la lacune du Tournaisien». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1964, 6, pp. 258-260, 1 fig., Paris.
- KULLMANN, J. (1970).—«Oberdevonische und karbonische Goniatiten-Faunen in den Spanischen Westpyrenäen». *Clausthaler Geol. Abh.*, H. 12 (in Vorbereitung), Mskript. 14 S., b. d. Redaktion eingegangen 7. Sep.
- LACROIX, A. (1894).—«Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées». *Bull. Carte Géol. France*, 6, 42, pages 307-446, 23 figs., 3 pl., Paris.
- (1917).—«La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées». *C. R. Acad. Sc.*, 165, pp. 293-298, Paris.

- (1920).—«Les roches éruptives du Crétacé pyrenéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées». *C. R. Acad. Sc.*, 170, pp. 685-692, Paris.
- LAMARE, P. (1924).—«Sur la présence de granites dans les vallées de Baztan et de Bertizarana (Haute Bidasoa) et leur signification tectonique». *C. R. Acad. Sc.*, 179, pp. 1.412-1.415, Paris.
- (1928).—«Feuille de Bayonne au 80.000^e (région espagnole)». *Bull. Serv. Carte Géol. France* (C. R. Collab. Campagne 1927), 31, 170, pp. 106-116, Paris.
- (1928).—«Le problème du Trias dans les Pyrénées basques». *Bull. Soc. Géol. France* (4), 28, pp. 99-111, Paris.
- (1936).—«Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne.» *Mém. Soc. Géol. France* (N. S.) 12, 27, 464 p., 305 figs., 7 pls., 1 carte géol. colorée au 1:200.000, Paris.
- (1938).—«Structure de la Basse-Navarre aux environs de Bidarray, de Saint-Etienne-de-Baigorry et des Aldudes». *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 39, 196, pp. 133-144, 4 figs., 1 pl. (carte géol. colorée au 1/50.000), Paris.
- (1940).—«Le rôle et l'extension des mouvements orogéniques antéaptiens dans les Pyrénées de la Basse-Navarre française». *C. R. Acad. Sc.*, 211, páginas 230-231, Paris.
- (1940).—«Les anomalies structurales des environs de Jaxu et de Bustince, en Basse-Navarre française». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1940, páginas 112-114, Paris.
- (1942).—«Remarques sur la structure du Pays basque». *Bull. Soc. Géol. France* (5), 11, pp. 97-112, 2 figs., Paris.
- (1943).—«Les roches intrusives anté-hercyniennes des Pyrénées basques d'Espagne». *Bull. Soc. Française Minér.*, 66 (1-6), pp. 337-370, Paris.
- (1945).—«Sur la tectonique de la partie occidentale du massif de Mendibelza, et les relations structurales de ce massif avec celui des Aldudes». *C. R. Acad. Sc.*, 221, pp. 585-586, Paris.
- (1946).—«La terminaison orientale du massif des Aldudes, aux environs d'Arnéguy» (Révision de la feuille de Saint-Jean-Pied-de Port au 1/80.000). *Bull. Carte Géol. France*, 45, 216, pp. 265-305, 4 figs., 4 pls., Paris, 1946 (littérature).
- (1950).—«La structure géologique des Pyrénées basques». *Actes 1^{er} Cong. Int. Estudios Pirenaicos* (San Sebastián), sec. 1, 18, 44 p., 1 carte struct. au 1/200.000, Zaragoza.
- (1952).—«Une modalité tectonique propre au Trias moyen et supérieur: la "structure en glaçon"». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1952, 12, páginas 232-234, Paris.
- (1954).—«Superposition des mouvements orogéniques antéaptien, antécénomaniens et éocènes sur la lisière septentrionale des Pyrénées basques». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1954, pp. 110-113, Paris.

- (1956).—«Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port de la carte géologique de la France au 1/80.000 (2^e édit. 1953), avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords». *Actes 2^e Cong. Int. Estudios Pirenaicos Luchon-Pau*, sect. 1, 2, pp. 72-123, 2 pls., 1 fig., Toulouse.
- LAVADIERE, J.-W. (1930).—«Contribution à l'étude de terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales». *Mém. Soc. Géol. Nord*, 10, 2, 131 p., 13 figs., 1 tabl., 8 pls., 1 carte, Lille.
- LE MAITRE, D., y C. HEDDEBAUT (1962).—«Découverte d'un gisement à Gastrocrinus dans le Dévonien Inférieur des Aldudes (Basses-Pyrénées)». *C. R. Acad. Sc.*, 254, Sér. D, 13, pp. 2.399-2.400, 1 fig., Paris.
- (1963).—«Présence de gisements à Scyphocrinites dans les Pyrénées basques». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1963, 8, pp. 273-274, 1 fig., Paris.
- LE PICHON, X., y J. C. SIBUET (1971).—«Western Extension of Boundary Between European and Iberian Plates During the Pyrenean Orogeny». *Earth. Planet. Sci. Letters*, 12, 1, pp. 83-88, Amsterdam.
- LOTZE, F. (1931).—«Über die Bedeutung nordöstlich gerichteter Strukturelemente für den Bau der Westpyrenäen». *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, Math, Phys, Kl., Fachgr. IV, 1, S. 1-13, 5 Abb., Berlín.
- (1955).—«Referate 1012, 1013, 1014 über Arbeiten von J. GOMEZ DE LLARENA (1950, 1952, 1953)». *Zbl. Geol. Paläont.*, I, 1955, 3, S. 334-336, Stuttgart.
- (1957).—«Mapa Geológico de la Zona Oeste de los Pirineos y Este de la Cordillera Cantábrica». M. 1/200.000, public. por Compañía Petrolífera Iberia, S. A., Dortmund.
- (1959).—«Das Westende der Pyrenäen». *Jb. Akad. Wiss. Lit.*, Mainz, 1958, S. 279-284, Wiesbaden.
- (1971).—«Zur geologischen Geschichte der Bucht von Biscaya». *N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh. 1971, 2, S. 99-101, Stuttgart.
- LLOPIS LLADO, N. (1966).—«Sur la paléogéographie du Nord de Espagne pendant le Dévonien Supérieur». *C. R. Acad. Sc.*, 262, Sér. D, pp. 2.417-2.420, Paris.
- (1966).—«Sur la structure hercynienne de l'Espagne et ses rapports avec la Chaîne hercynienne en Europe occidentale». *C. R. Acad. Sc.*, 262, Sér. D, 25, pp. 2.581-2.584, Paris.
- (1965).—«Sur la paléogéographie du Dévonien du Nord de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1965, 9, pp. 290-292, Paris.
- LLOPIS LLADO, N.; J. F. DE VILLALTA; R. CABANAS; J. R. PELAEZ PRUNDA, y L. VILAS (1967).—«Le Dévonien de l'Espagne». *Intern. Sympos. Devonian System*, Vol. I, pp. 171-187, 9 figs., Calgary.
- MAILLARD, P. (1966).—«Etude géologique et métallogénique de la région de Valcarlos (Navarra)». *Thèse Doct. 3^e Cycle, Fac. Sc. Univ. Paris*, 108 p., 17 figs., 1 carte géol., au 1/20.000, Paris (non publiée).
- MALLADA, L. (1882).—«Reconocimiento geológico de la provincia de Nava-

- rra». *Bol. Com. Mapa Geól. España*, 9, pp. 1-64, 1 mapa geol. en color 1/800.000, Madrid.
- (1896-98).—«Explicación del Mapa Geológico de España». III (Dev., Carb.), Madrid.
- MANGIN, J. P. (1960).—«Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon». *Pirineos*, 51-58, 631 p., 113 figs., 19 pls., 1 carte géol. au 1/200.000, Zaragoza.
- (1962).—«L'orientation pyrénéenne résultante insolite des directions armoricaine et varisque?». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1962, 5, pp. 143-144, Paris.
- (1965).—«Le segment Basco-Aragonais d'un "Front Sud-Pyrénéen"». *Actes IV Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Pau-Lourdes*, 11-16, Set. 1962, 1 (1), pp. 69-73, 1 fig., Toulouse.
- MANGIN, J. P., y P. RAT (1962).—«L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)». *Liv. mém. P. FALLOT, Soc. Géol. France*, 1, páginas 333-349, 10 figs., 1 carte, Paris.
- MATTAUER, M. (1964).—«Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne de Pyrénées». *C. R. Acad. Sc.*, 259, Sér. D, pp. 2.891-2.894, Paris.
- (1968).—«Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne». *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn*, 10, pp. 3-12, 5 figs., Paris.
- (1969).—«Sur la rotation de l'Espagne». (Commentaires aux notes de D. H. MATTHEWS et C. A. WILLIAMS et de X. LE PICHON.) *Earth Planet. Sci. Letters*, 7, 1, pp. 87-88, Amsterdam.
- MATTAUER, M., y M. SEGURET (1966).—«Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1966, 1, pp. 10-12, 1 fig., Paris.
- MIROUSE, R. (1966).—«Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées». *Thèse Doct. Sc. Nat.*, 2 t. (re-notypée), 672 p., 16 pls., 135 figs., 2 cartes, Toulouse, 1962; *Mém. Carte Géol. France*, 451 p., 122 figs., 16 pls., 3 pls. dépl., Paris.
- (1965).—«Tectonique hercynienne et tectonique alpine dans la partie occidentale de la zone Primaire axiale des Pyrénées». *Actes 4^e Congrès Int. Etudes Pyrénéennes*, Pau-Lourdes, 11-16 Sept. 1962, 1, sect. 1, páginas 75-83, 1 fig., Toulouse.
- (1967).—«Le Dévonien des Pyrénées occidentales et Centrales (France)». *Intern. Sympos. Devonian System.*, Vol. I, pp. 153-170, 1 fig., Calgary.
- MOHR, R., y A. PILGER (1965).—«Das Nord-Süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen». *Geol. Rdsch.*, 54 (1964), 2, S. 1.044-1.060, 7 Abb., Stuttgart.
- MÜLLER, D. (1969).—«Perm und Trias im Valle del Baztán (spanische Westpyrenäen)». *Dissertation, Fak. Natur- u. Geisteswiss. T. U. Clausthal*, 128, 15 Abb., zahlr. Profiltaf., u. 2 geol. Karten, Clausthal-Zellerfeld.

- (1973).—«Perm und Trias im Valle del Baztán—ein Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der spanischen Westpyrenäen». *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 142, 1, S. 30-43, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- MÜLLER, RAINER (1967).—«Kartierung und Genese des Paläozoikums von Arizkun». *Unveröffl. Untersuchungsbericht, Geol. Inst. Techn. Univ. Clausthal*, 131 S., zahlr. Abb. u. Taf., 5 Karten u. Profilanl, Clausthal-Zellerfeld, 1967.
- MULLER, J. (1965).—«Le revêtement permo-triassique du Jarra et de l'Arroyo en Pays de Cize (Pyrénées occidentales françaises). Analyse structurale et cinématique des déformations». *Actes Soc. Linnéenne Bordeaux*, 102, Sér. B, 9, 34 p., 28 figs., 2 pls., 2 cartes, Bordeaux.
- (1967).—«Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales». *C. R. Acad. Sc.*, 265, Sér. D, pp. 400-402, Paris.
- NOLLAU, G. (1972).—«Übersicht von bisherigen Deutungen der geotektonischen Entwicklung der Biscaya». *Zbl. Geol. Paläont.*, 1971, 9/10, S. 747-766 (S. 443-462), 1 Abb., Stuttgart, 1972 (Literatur).
- PALACIOS, P. (1897).—«Ofitas de la Provincia de Navarra». *Bol. Com. Mapa Geol. España* (1895), 22 (2 Sér., 2), pp. 173-174, Madrid.
- (1919).—«Los terrenos mesozoicos de Navarra». *Bol. I. G. M. E.*, 40 (2^e Sér. 20), pp. 1-155, 19 figs., 1 mapa geol. 1/400.000, Madrid.
- (1919).—«La formación cambriana en el Pirineo Navarro». *Bol. I. G. M. E.*, 40 (2 Sér. 20), pp. 159-162, 1 fig., Madrid.
- PARIS, J. P. (1964).—«Etude d'une partie du Massif d'Igouze et de ses abords septentrionaux en Barétous et Basse-Soule». *Thèse 3^e Cycle, Univ. Toulouse, Fac. Sc.*, Nr. 330, 170 p., Toulouse (Dactylographie).
- PILGER, A. (1959).—«Zur Genese der Magnesite in den Westpyrenäen». *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 111, 1, S. 198-208, 7 Abb., 2 Taf., Hannover.
- (1966).—«Die Magnesitlagerstätten in den westlichen Pyrenäen». Vortrag gehalten am 4-9-1963 auf der 115. Hauptversammlung der Deutschen Geol. Ges. in Münster. *Westf. Z. deutsch. Geol. Ges.*, 115, (1963), S. 924, Hannover.
- (1973).—«Die Entwicklung von Oberdevon, Unterkarbon und Namur im Gebiet des Magnesites von Eugui in den spanischen Westpyrenäen». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142, 1, S. 44-58, 4 Abb., Stuttgart (1973 a).
- (1973).—«Dévonien Supérieur, Carbonifère Inférieur et Namuriens avec la Magnésite d'Eugui au Sud-Ouest du Massif de Qinto Real dans les Pyrénées Espagnoles Occidentales». *Actes VI^e Congrès Int. Etudes Pyrénéennes Bagnères-de-Bigorre*, 18-22 Sept. 1971 (im Druck), Toulouse (1973 b).
- RAGUIN, E. (1967).—«Etages tectoniques dans les Pyrénées hercyniennes». «Etages Tectoniques», Colloque Neuchâtel, 18-21 avril 1966, pp. 203-209, 1 fig. (ALA Bacouinière), Neuchâtel.

- RAT, P. (1959).—«Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)». *Publ. Univ. Dijon*, 18, 525 p., 68 figs., 8 pls., 2 cartes, Dijon, 1959.
- (1964).—«Problèmes du Crétacé Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne». *Geol. Rdsch.*, 53, 1 (1963), S. 205-220, 2 figs., 2 pls., Stuttgart.
- REQUADT, H. (1972).—«Zur Stratigraphie und Fazies des Unter- und Mitteldevons in den spanischen Westpyrenäen». *Unveröfftl. Dissertation, Fak. Natur- u. Geisteswiss. Techn. Univ. Clausthal*, 170 S., 40 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfeld, 1971. und in: *Clausthaler Geol. Abh.* 13, 113 S., 40 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfeld, 1972.
- (1973).—«Aperçu sur la Stratigraphie et le facies du Devonien Inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne». *Actes VI^e Congrès Int. Etudes Pyrénéennes, Bagnères-de-Bigorre*, 18-22 sept. 1971 (im Druck), Toulouse.
- RICHTER, D. (1965).—«Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Transportrichtung im Flysch der baskischen Pyrenäen». *Geol. Mitt.*, 4, 2, S. 153-210, 42 Abb., Aachen.
- (1965).—«Faltenachsen, Lineare und das Alter der Prägungen in den Westpyrenäen». *Max-Richter-Festschrift*, S. 97-110, 7 Abb., Clausthal-Zellerfeld.
- RIOS, J. M.; A. ALMELA, y J. GARRIDO.—«Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo navarro». *Notas y Com. I.G.M.E.*: 13, pp. 141-164, 3 figs., 1 pl., Madrid, 1944; 14, pp. 139-198, 5 figs., 2 pls., Madrid, 1945; 16, pp. 57-119, 2 figs., Madrid, 1946.
- ROCH, H. (1959). — «Magnesitisierungsvorgänge im Carbonkalk bei Eugui (span. Westpyrenäen)». *Unveröfftl. Preisarbeit, Fak. Natur- u. Geisteswiss. Bergakademie Clausthal*, 46 S., 11 Zeichng., 8 Taf. (mit 21 Fotos u. 2 Wiagr.), Clausthal-Zellerfeld, 1959.
- (1960).—«Lagerstättenkundliche Bearbeitung der Magnesite und seiner Begleitgesteine von Eugui/Westpyrenäen mit einer stratigraphisch-tektonischen Kartierung der Umgebung». *Unveröfftl. Diplomarbeit, Geol. Ing. Bergakad., Clausthal*, Teil II, 16 S., 3 Profiltaf., 1 geol. Karte 1/25.000, Clausthal-Zellerfeld.
- ROUSSEL, J. (1904).—«Tableau stratigraphique des Pyrénées». *Bull. Carte Geol. France*, 15, 97, pp. 23-141, 66 figs., 3 pls., Paris.
- SCHMIDT, H. (1931).—«Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl. III*, 5, 8, 85 S., 21 Abb., 2 Taf., Berlin.
- (1951). — «Neue Faunen aus dem Namur der Nordöstlichen Spanien». *Paläont. Z.*, 24, 3/4, S. 184-193, Stuttgart.
- (1955).—«Einige Goniatiten aus spanischem Oberkarbon». *Publ. Assoc. Etude Paléont. Stratigr. Houill.*, 21 (Festschrift Demanet), S. 47-59, 1 Taf., Bruxelles.

- SCHOEFFLER, J. (1965).—«Un hypothèse sur la tectogenèse de la chaîne pyrénéenne et ses abords». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 7, 6, pp. 917-920, 3 figs., Paris; et: *V. R. Somm. Soc. Géol. France, 1965*, p. 333, Paris.
- SITTER, L. U. de (1965).—«The Hercynian Orogeneses in Northern Spain». In: *Some Aspects of the Variscan Fold Belt, 19th inter-university Geol. Congr.*, 18 p., 6 figs.; Manchester (Univ. Press).
- SOUQUET, P. (1966).—«Remarques sur la tectonique antécénomaniennne dans les Pyrénées». *C. R. Somm. Soc. Géol. France, 1966*, 7, pp. 254-255, Paris.
- (1966).—«Nouvelles observations sur le revêtement crétacé des massifs des Aldudes et de Mendibelza (Pyrénées basques)». *C. R. Acad. Sc.*, 262, Sér. D, pp. 2.431-2.434, 2 figs., Paris.
- (1967).—«Le Crétacé Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre». *Thèse Doct. Sc. Nat. Arch. Orig. Centre Docum. C. N. R. S.*, Nr 1.351, 488 p., 13 cartes, 86 pl., Toulouse 1967 (édit privat, 529 p., 29 pl., Toulouse, 1967).
- SPITZ, A. (1915).—«Die Pyrenäen im Lichte der Deckentheorie». *Geol. Rdsch.*, 6, 4/6, S. 286-314, 2 Abb., 1 Taf., Leipzig.
- STILLE, H. (1927).—«Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge». *Abh. Ges. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, N. Folge 12, 3, S. 1-62, 7 Abb., Berlin.
- STUART-MENTEATH, P. W. (1881).—«Sur la géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd». *Bull. Soc. Géol. France* (1880-81), (3), 9, 1, pp. 304-333, 17 figs., 4 pls., 1 carte géol. 1/200.000, Paris.
- (1885-86).—«Note préliminaire sur les gisements/metallifères des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France* (3), 14, pp. 587-607, Paris, 1885-1886.
- (1898).—«Sur la tectonique des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France* (3), 26, pp. 582-584, Paris.
- (1898).—«Sur les ophites de la Navarre». *C. R. Somm. Soc. Géol. France, 1898*, 2, pp. 9-10, Paris.
- TERMIER, P., y L. BERTRAND (1911).—«Sur la tectonique du Pays Basque français». *C. R. Acad. Sc.*, 153, pp. 919-924, Paris.
- VIENNOT, P. (1927).—«Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises». *Bull. Carte. Géol. France, 30*, 163, 267 p., 35 figs., 11 pl., 1 carte, Paris.
- (1929).—«Les conditions de gisement des roches éruptives secondaires et le problème métamorphisme général Pyrénéen». *Bull. Soc. Géol. France*, 4 sér., 29, 1/2, pp. 565-568, Paris.
- VILLALOBOS, L., y J. RAMIREZ DEL POZO (1971).—«Estratigrafía del Jurásico del NO. de Navarra». *Cuadernos Geol. Ibérica*, 2, pp. 541-558, 6 figs., Madrid.
- VINCIENNE, M. H. (1961).—«Sur l'origine sédimentaire des magnésites de

- la région de Larrau (Basses-Pyrénées)». *C. R. Acad. Sc.*, 253, Sér. D, pp. 1.600-1.602, Paris.
- VIRGILI, C. (1962).—«Le Trias du Nord-Est de l'Espagne». *Liv. Mém. P. FALLOT, Soc. Géol. France*, 1, pp. 301-311, 3 figs., 1 tab., Paris.
- VOORT, H. B. (1964).—«Zum Flyschproblem in den Westpyrenäen». *Geol. Rdsch.* 53, 1 (1963), S. 220-233, 11 Abb., Stuttgart.
- WAGNER, R. H. (1965).—«Palaeontological Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW. Spain». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 66, pp. 1-169, 77 pls., Madrid.
- (1972).—«The Cantabrian Stage in its Stratigraphic and palaeogeographic context». *C. R. VII^e Congrès Int. Stratigr. Géol. Carbon*, Krefeld, 23-28 august 1971, 1, S. 263-268, Krefeld.
- WALTER, R. (1969).—«Das Silurium Spaniens und Portugals». *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 1969, 5, S. 857, 902, 3 Abb., Stuttgart (Literatur).
- (1972).—«Paläogeographie des Siluriums in Nord-, Mittel- und Westeuropa». *Geotekt. Forsch.*, 41, 180 S., 23 Abb., 5 Tab., 9 Beil., Stuttgart.
- WATERLOT, G. (1944).—«Sur l'extension au Pays basques de la grande faune graptolithique de Sardaigne». *Bull. Carte Géol. France*, 45, 216, pp. 255-264, Paris.
- WIRTH, M. (1967).—«Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten». *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. 127, 2, S. 179-244, 14 Abb., 2 Taf., 4 Taf., Stuttgart.
- ZWART, H. J. (1960).—«The Chronological Succession of Folding and Metamorphism in the Central Pyrenees». *Geol. Rdsch.*, 50, S. 203-218, 13 Abb., Stuttgart.
- (1964).—«The Structural Evolution of the Paleozoic of the Pyrenees». *Geol. Rdsch.*, 53, 1 (1963), S. 170-205, 28 Abb., Stuttgart.