



IGME

90

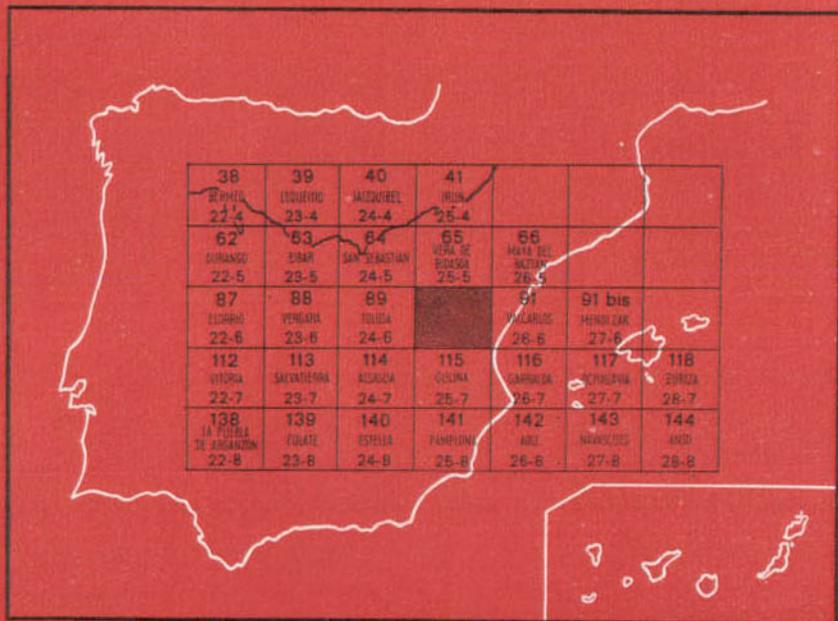
25-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SUMBILLA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SUMBILLA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

La geología de campo se debe a diferentes autores, según esta distribución:

- Area del Paleozoico del Macizo de Quinto Real, por H. U. de Boer, A. Bornhorst, H. F. Krausse, K. Mohr, R. Müller y H. Requadt, bajo la dirección del profesor A. Pilger, del Geologisches Institut de la Universidad Técnica de Clausthal (República Federal Alemana).
- Paleozoico del Macizo de Cinco Villas, al este del Río Bidasoa, por H. Requadt, de la Universidad Técnica de Clausthal (República Federal Alemana).
- Paleozoico y Permotrias de Cinco Villas, al oeste del Río Bidasoa, por J. Avidad, A. Garrote y R. Ramón, bajo la dirección de V. García-Dueñas, de la Universidad de Bilbao.
- Mesozoico, por Lorenzo Villalobos Vilches, Licenciado en Ciencias Geológicas, de la Investigación Geológica de Navarra, que dirige técnicamente el Dr. Ingeniero Joaquín del Valle de Lersundi y lleva a cabo la Dirección de Obras Públicas de la Excelentísima Diputación Foral de Navarra.

Dentro de esta zona se han utilizado y respetado íntegramente numerosos datos cartográficos de los trabajos de Ewert y Voltz, por lo que se consideran igualmente como autores de la Hoja, aun sin su participación directa como tal Hoja del MAGNA.

Las dataciones cronoestratigráficas del Mesozoico están basadas en los Informes de José Ramírez del Pozo, Doctor en Ciencias Geológicas, CIEPSA, Vitoria, como Consultor de la Investigación Geológica de Navarra, y en los Informes del Laboratorio de Micropaleontología de ADARO.

Los estudios petrológicos, macropaleontológicos y sedimentológicos 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 L. Villalobos Vilches, con la colaboración de J. del Valle de Lersundi, en el capítulo de Geología Económica.

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:

- muestra 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

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 EL PALEOZOICO PREHERCINIANO

Los terrenos pertenecientes al Paleozoico se han dividido en dos grupos, atendiendo a razones tectónicas y litológicas. Se distinguen así, un Paleozoico antehercínico, englobando los términos afectados por la orogénesis hercíniana, y un Paleozoico posthercínico, cuya configuración litológica es semejante al Trías Inferior, en razón de lo cual ambos terrenos se estudiarán conjuntamente bajo el epígrafe de Permo-Trías.

Los terrenos antehercinianos afloran en dos unidades diferentes, separadas por afloramientos posthercínicos: el llamado Macizo de Cinco Villas, que ocupa aproximadamente el tercio septentrional de la Hoja, y el Macizo de Quinto Real, situado en la parte oriental de la misma. Hay, además de estas dos grandes unidades, pequeños afloramientos paleozoicos aislados dentro del ámbito posthercínico.

El Río Bidasoa puede considerarse, a efectos prácticos, como la división natural del Macizo de Cinco Villas en dos sectores netamente diferentes, al menos desde el punto de vista estratigráfico: el sector occidental, ocupado exclusivamente por los términos más altos del Carbonífero, y el sector oriental, con afloramientos mayoritarios del Devónico.

El Paleozoico antehercínico del Macizo de Quinto Real engloba el Devónico y el Carbonífero más completos de la Hoja.

Atendiendo a esta distribución, los terrenos paleozoicos, y especialmente el Devónico, se han estudiado separadamente para cada ámbito geográfico.

1.1.1 EL DEVONICO

Para la redacción de la parte de la Memoria correspondiente al Devónico se ha seguido el trabajo de H. REQUADT, 1972, especialmente para el Devónico de la parte N. de la Hoja (zona de Bertiz). De ahí proceden todas las denominaciones referentes a Formaciones, Grupos, etc., por lo que, haciendo aquí constancia expresa, no repetiremos su referencia en cada una de ellas.

Se distinguen el Devónico del sector oriental del Macizo de Cinco Villas («Grupo de Bertiz») y el del Macizo de Quinto Real («Grupo de Quinto Real»). En ambos casos la descripción de unidades litológicas y estratigráficas considera como base la «formación», siguiendo las recomendaciones del Congreso Internacional de Copenhague, siendo englobadas las formaciones de cada región en un «Grupo».

1.1.1.1 El Devónico del «Grupo de Bertiz»

Comprende diferentes tramos cartográficos que a continuación estudiamos separadamente:

1.1.1.1.1 Tramo D_1 (Devónico Inferior)

El tramo D_1 hace referencia a una serie de afloramientos que, en forma de retazos tectónicos, aparecen en el área NO. de la Hoja, y en los que no se ha recogido material que permita una datación paleontológica más precisa. La litología es esencialmente de pizarras y areniscas, por lo que se han atribuido a un Devónico Inferior indiferenciado, con todas las reservas que exige la falta de documentación paleontológica.

1.1.1.1.2 Tramo D_{12-13}^{0-2} (Siegeniense-Cuisiense Medio)

Este tramo es el más bajo estratigráficamente. Corresponde a la «Formación Sumbilla» y forman parte de él dos litologías diferentes: pizarras de Sumbilla y areniscas de Sumbilla. Las pizarras, que se presentan tanto por debajo como por encima de las areniscas, son arcillosas, generalmente arenosas, duras, de color negro, con intercalaciones arenosas y nódulos. El espesor, por encima de la arenisca, puede estimarse en unos 200 m., y en unos 50 m. por debajo de las areniscas.

Las areniscas son, en general, de color gris claro, en parte finamente bandeadas y de grano fino. Tienen un espesor entre 20 y 40 m. La edad va de un Siegeniense problemático hasta el Emsiense Superior, de acuerdo con

las siguientes determinaciones: *Schellwienella* sp., *Leptostrophia* sp., *Hysterolites* sp. (señalando un probable Siegeniense), *Pleurodictyum* sp., *Douvillina* sp., *Gypidula*, *Reticulariopsis* (Emsiense Inferior) y *Platyorthis circularis*, SOWERBY; *Pliscostropheodonta* cf. *murchisoni* (que indica un Emsiense Superior muy bajo).

1.1.1.1.3 Tramo D₁₃³ (Emsiense Superior)

En contacto tectónico con términos anteriormente descritos se sitúa una serie de materiales que tienen como nota litológica más característica su mayor contenido calcáreo, con un fuerte desarrollo de paquetes de calizas, margas y calizas alternantes y pizarras.

Este tramo está compuesto de diferentes formaciones que se han agrupado en aras de una mayor claridad del mapa, ya que los afloramientos no son muy extensos.

De abajo a arriba tenemos:

- «Pizarras de Oronoz», semejantes a las de Vera de Bidasoa; son pizarras negras, arenosas, con intercalaciones de areniscas. La potencia llega a los 100 m. Han dado la siguiente fauna del Emsiense Superior: *Leptagonia* cf. *zlichovensis*, HAVLICEK, 1967; *Mesodouvillina* sp., *Leptostrophia* sp., «*Gypidula*» sp., *Acrospirifer* sp., *Alatiformia* cf. *alatiformis* (DREVERMANN, 1907).
- «Calizas de Oronoz», con un espesor de 150 m., parcialmente listadas y con intercalaciones de pizarras. Igualmente contienen fauna del Emsiense Superior: *Schizophoria* sp., *Leptostrophia* cf. *magnifica* (HALL), *Schellwienella* sp., *Anathyris alejensis*, COMTE; *Paraspirifer cultrijugatus* sp., *Costisspirifer?* sp., *Alatiformia alatiformis* (DREVERMANN), *Euryspirifer paradoxus* (SCHLOTHEIM, 1812).
- «Formación Kalforro», comprendida entre las «calizas de Oronoz» descritas y las «calizas de Marquesenea» al techo; esta formación tiene una potencia variable de 300 a 500 m. Predominan pizarras negras con intercalaciones arcilloso-calcáreas y areniscosas. En la parte inferior hay un horizonte característico de arenisca (5 m.) sobre pizarras fosilíferas. Las pizarras son tanto arenosas o limosas como sericíticas, negras. Contienen intercalaciones de calizas litológicamente similares a las calizas superiores, así como nódulos alargados. Son frecuentes «flasers» arcillosos en las areniscas y «linsens» de areniscas en los esquistos. La fauna encontrada sigue perteneciendo al Emsiense Superior: *Anathyris alejensis*, COMTE; *Euryspirifer paradoxus* (SCHLOTHEIM); *Paraspirifer cultrijugatus* cf. *cultrijugatus*, ROEMER; *Subcuspidella* cf. *longeincisa* sp., *Reticulariopsis curvata* (SCHLUR, 1853), *Leptostrophia* cf. *magnifica* (HALL).

- «Calizas de Marquesenea», son de potencia muy variable, desde 10 a 200 m. Alternan con esquistos, margas y calizas margosas. Al microscopio se presentan generalmente como biomicritas recristalizadas, limosas, con piritita y óxido de hierro, con un porcentaje de cuarzo entre el 4 y el 12 por 100. A veces están algo dolomitizadas. Es un tramo bastante fosilífero, con: *Anathyris alejensis*, *Euryspirifer paradoxus*, *Paraspirifer cultrijugatus*, *Subcuspidella gosleriensis*.

1.1.1.1.4 Tramo D_{13-31}^{3-1} (Emsiense Superior-Frasniense Inferior)

Sobre las calizas de Marquesenea se superpone una potente serie de más de 80 m., constituida mayoritariamente por esquistos arenosos y margosos, que se conoce con el nombre de «Formación Elorzuri». En la parte inferior se encuentran pizarras margosas, con bancos de calizas oscuras y en parte cristalinas, así como margas y pizarras arcillosas y arenosas. El carácter más destacado es la presencia de pizarras con «flasers» y nódulos arcillosos. En la parte media se encuentran de nuevo pizarras arenosas y, por otra parte, lentejones calizos que llegan a alcanzar localmente hasta 60 m. de potencia. En la parte superior hay pizarras con bandas arenosas de color negro-verdoso, con delgados bancos de areniscas calcáreas.

La datación de este tramo está basada tanto en la macrofauna como en la microfauna (conodontos) encontrada. La parte inferior de la formación, con: *Paraspirifer cultrijugatus*, *Subcuspidella? crassifulcita*, *Alatiformia* cf. *dorsocava*, *Schizophoria* cf. *schnuri*, entre otros, señala la transición Emsiense Superior-Eifeliense, cuyo límite estratigráfico hay que considerar incluido. La parte superior ha suministrado diversas especies de conodontos: *Polygnathus* cf. *latus*, WITTEKINDI; *P. Linguiformis linguiformis*, HINDE; *P. varcus*, STAUFFER; *P. pennatus*, HINDE; *Schmidtognathus wittekindti*, ZIEGLER, etc., que indican tanto la presencia de un Givetiense Inferior como la parte más baja de la zona *assymmetricus*, o sea, la base del Devónico Superior.

1.1.1.1.5 Tramo D_{31} (Frasniense)

Aparece en la Hoja en dos zonas de afloramientos diferentes. Por un lado aparece pellizcado tectónicamente entre los tramos Siegeniense-Emsiense Medio y Emsiense Superior, mientras que al Sur está en posición concordante sobre la formación de Elorzuri que acabamos de describir.

En esta zona, el tramo comienza con un paquete de areniscas cuarcíticas, con cemento calcáreo, de escasa potencia (10-20 m.), sobre las que se sitúan unos 170 m., al menos, de pizarras arcillosas y limosas, con intercalaciones de areniscas, correspondiendo ambas a las formaciones de las «areniscas de Arreguí» y las «pizarras de Ezponda», con microfauna de co-

nodontos indicando ya una edad Frasnense Inferior y probable Frasnense Superior. No se conoce aquí el límite de techo de esta formación por estar cubierta por la serie detrítica del Triásico Inferior.

El otro afloramiento, en forma de pellizco tectónico, presenta caracteres litológicos algo diferentes; son areniscas ferruginosas, con intercalaciones pizarrosas de unos 50 m. de potencia. La fauna encontrada, sin embargo, obliga a incluir este pequeño afloramiento como dentro del Frasnense.

1.1.1.2 El Devónico del «Grupo de Quinto Real»

Bajo esta denominación se engloba una serie de formaciones que aparecen en el sector oriental de la Hoja y constituyen el Macizo Paleozoico de Quinto Real. En contraste con la zona de Bertiz, en este área se presentan las diversas formaciones configurando estructuras amplias, con contactos normales entre ellas, lo que permite mejor el levantamiento de perfiles litológicos. Estudiaremos a continuación, partiendo de los términos basales, cada uno de los tramos cartográficos en que se han distribuido estas formaciones cuya denominación corresponde siempre al *Mapa Geológico de la zona de Magnesitas de Eugui*, editado por A. PILGER (Clausthal, R. F. A.).

1.1.1.2.1 Tramo D_{22-31}^{0-11} (*Givetiense-Frasniense Inferior*)

Corresponde a la formación de los «esquistos de Argus», que comprende una serie de sedimentos fundamentalmente pizarroso-arcillosos y margosos, con intercalaciones de calizas y calcarenitas de carácter lenticular. Hay amplios tramos con una alternancia flyschoides, pudiendo reconocerse en los niveles detríticos diversos rasgos turbidíticos: estratificación gradada, laminada, convoluciones, etc. En la base se encuentran unos 20 m. de calizas organógenas. La potencia oscila entre 500 y 800 m. La datación de este tramo está basada, de una parte, en los hallazgos de fauna de REQUADT (1973), que ha encontrado, entre otros: *Icriodus obliquimarginatus*, BISHOFF y ZIEGLER, 1957; *Polygnatus linguiformis*, HINDE, 1879, y *Polygnatus pseudofoliatum*, 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 de Argus» pertenece al Devónico Superior, a juzgar por las determinaciones de los goniátites hecha por J. KULLMANN (1970).

1.1.1.2.2 Tramo D_{31}^{1-2} (*Frasniense Inferior-Medio*)

Este nivel cartográfico unifica tres formaciones, que son, de abajo a arriba: la «Formación Adarza», las «areniscas calcáreas de Zuregún» y los «esquistos de Zocoa».

La «formación Adarza» está constituida por bancos de cuarcitas de 10 a 30 centímetros de espesor, con intercalaciones de pizarras arcillosas. La potencia oscila considerablemente entre 150 y 300 m.

Las «areniscas calcáreas de Zuregún» están constituidas por unos 150-250 metros de alternancia de bancos gruesos de areniscas (hasta 50 cm.), a veces con cemento calcáreo, y pizarras con finos lentejones arenosos y «flasers». En estas pizarras han encontrado K. MOHR y H. U. de BOER, goniatites y lamelibranquios. J. KULLMANN (1970) pudo situar los goniatites en el Frasnense Inferior.

Los «esquistos de Zocoa», con una potencia de unos 180 m., están representados por una mayoría de esquistos alternantes con areniscas. Las areniscas están, a veces, en forma de finos lentejones (de orden milimétrico), con estructuras de «ripples», o en lentejones mayores (2-5 cm.), igualmente con «ripples» y estratificación cruzada.

1.1.1.2.3 Tramo D_{31}^{2-3} (Frasniense Medio-Superior)

Comprende tres formaciones concordantes:

La «Formación Tropa» tiene un espesor entre 150-250 m. La parte inferior (40-50 m.) comprende una serie de secuencias de poca potencia (5-30 metros), constituidas por un tramo basal de arenisca (masiva en la base y ondulada y con «flasers» en la parte superior) y un nivel de esquistos con lentejones finos de areniscas con estructuras de «ripples». En la parte media falta la fracción esquistosa de estas secuencias, dando un conjunto francamente areniscoso. La parte superior, por el contrario (70-80 m.), muestra una mayoría de esquistos, con escasas y finas areniscas.

Las «cuarcitas de Ocoro» son similares a la anterior, pero con muy escasa representación de los términos esquistosos. Se conserva, en general, la disposición en secuencias. Alcanza unos 150 m. de espesor.

Los «esquistos de Artesiaga» son una serie muy monótona de esquistos arcillosos cuya parte inferior es areniscosa, conservando algunos lentejones de areniscas. El espesor oscila entre 150 y 300 m.

La datación de este tramo está hecha de acuerdo con las faunas encontradas en los términos inferiores (Frasniense Medio) y superiores (Frasniense Superior).

Es de señalar cómo desde la «Formación Adarza» hasta las «cuarcitas de Ocoro», está comprendida una serie de sedimentos de clara naturaleza macroclástica, separados netamente de los tramos infra y suprayacentes. Este grupo se conoce como «Grupo de Irurita», y a partir de él hay un importante cambio sedimentario que va a dar lugar, a través de los esquistos de Artesiaga, a una secuencia estratigráfica en la cual alternan los

sedimentos clásticos abigarrados, con calizas y dolomías, y que abarca desde el Devónico Superior al Namuriense B Bajo.

1.1.1.2.4 Tramo $D_{31}^S-H_1^A$ (Frasniense Superior-Dinantiense)

El cambio ya mencionado comienza con la formación «calizas con "flaser" de Picuda» que, junto con la formación «areniscas de Abartán», forman este tramo cartográfico.

La primera de estas formaciones está constituida por calizas con «flaser» y glandulares, recristalizadas, a veces espáticas y con abundantes crinoideos que lateralmente y hacia arriba pasan a una serie de esquistos con lentejones de areniscas. Los conodontos hallados por WIRTH (1967) sitúan las calizas en el Frasnense Superior.

Por encima se sitúan las «areniscas de Abartán», conjunto detrítico fundamentalmente, de unos 150 m. de espesor, de los que los 50 m. inferiores corresponden a esquistos lustrosos, micáceos, con bancos cuarcíticos; otros 50 m. son de areniscas onduladas y amigdaloides, a veces intercalados con esquistos arenosos, y los 50 m. superiores corresponden a areniscas netas de color violáceo que resaltan en la morfología.

Es posible que la parte superior comprenda la parte alta del Frasnense Superior, el Fameniense y la parte baja del Dinantiense, pero la falta de fósiles característicos impide precisarlo, ya que los braquiópodos existentes no permiten una datación exacta.

1.1.2 EL CARBONIFERO

Al igual que para el Devónico, se estudian separadamente los afloramientos de los dos macizos en que aparecen divididos los terrenos paleozoicos de la Hoja.

Mientras que en el Macizo de Cinco Villas el contacto del Carbonífero con el Devónico es siempre tectónico y separa dos unidades litológicas y estructurales, en el Macizo de Quinto Real hay una serie continua de sedimentos desde el Devónico al Carbonífero.

1.1.2.1 Carbonífero de Cinco Villas

Se compone de pizarras algo metamórficas (argilitas con esquistosidad) junto con otros sedimentos litológicos algo metamorfizados, como cuarcitas (metacuarcitas), grauwacas (metagrauwacas) y liditas.

Los primitivos horizontes detríticos alcanzan a veces el metro de espesor y alternan con otros de sedimentos de grano más fino (metalimolitas micáceas y pizarras arcillosas).

Toda esta formación ha sufrido una deformación intensa, ya que se le

superponen, por lo menos, tres fases de plegamiento sucesivas; de éstas, la primera, la más antigua, es de isoclinales tendidos. Es esta deformación la que impide establecer series con un valor regional, por cuanto en un mismo corte se llegan a encontrar repetidas veces los mismos niveles. Como por otra parte faltan los niveles-guía que garanticen una correlación litológica razonable, resulta imposible estimar con suficiente grado de aproximación el espesor total de la formación. En el área comprendida en esta Hoja no se alcanzan los términos basales de la sucesión, observables en las vecinas Hojas de Vera de Bidasoa y San Sebastián.

Parece razonable pensar que esta potente formación replegada representa una facies «culm», y conviene precisar que, intercalados entre los niveles detríticos resultantes de una sedimentación rítmica, se intercalan masas de forma lenticular de brechas y conglomerados.

Respecto al metamorfismo de esta formación, de acuerdo con los estudios de J. CHACON y V. GARCIA DUEÑAS (Universidad de Bilbao), podemos señalar la existencia de un recrecimiento preferente de micas detríticas y neoformación de granos muy pequeños de micas orientadas paralelamente a S_1 . La etapa de metamorfismo es ligeramente subsecuente a la fase 1 de pliegues isoclinales.

No ha sido posible la identificación de los filosilicatos de neoformación, principalmente a causa de su pequeñísimo tamaño de grano.

Es interesante recoger los estudios de C. HEDDEBAUT (1973) en el Devónico, próximo a esta zona, pero fuera de la Hoja. Allí se han identificado, entre otros, los siguientes filosilicatos: illita, clorita, micas paragoníticas, pirofillita, etc., asociaciones que indican metamorfismo regional ligero. Como caracteres típicos de anquimorfismo se citan en las muestras devónicas la ausencia de montmorillonita, la presencia constante de illita y clorita, el desarrollo simultáneo de pirofillita y allevardita, y la aparición de ciertos silicatos sódicos (micas paragoníticas y albita), todo ello acompañado de una verdadera esquistosidad.

Este carbonífero tiene un grado de metamorfismo comparable. Se reconocen todavía muy bien los caracteres de la roca sedimentaria original, aunque aparezcan cloritas y minerales arcillosos con un cierto grado de cristalinidad.

En resumen, la apariencia general parece confirmar que el metamorfismo del Carbonífero no excede los límites de la anquizona, pero rebasa los de la diagénesis avanzada. La asociación de esta etapa de metamorfismo con una esquistosidad de la fase 1 de deformación hercínica corrobora el carácter dinamo-térmico del metamorfismo anquizonal.

Ningún dato paleontológico que permita datar esta formación se aporta de los afloramientos existentes dentro de esta Hoja. La datación que se le ha atribuido procede de su comparación litológica con Hojas vecinas. Así, en la Hoja de Vera, la prolongación de esta formación yace en discordancia

bajo pizarras carbonosas datadas por vegetales como Stephaniense (ZEIL-
LER, 1895, y LAMARE, 1936). Por otra parte, intercalaciones calizas han
suministrado una fauna de conodontos que señala edad Viseiense (JUCH y
SCHAFER, 1971) y más recientemente (HEDDEBAUT, 1973), fauna de trilo-
bitos y conodontos de una edad Devónico Superior. En la ausencia de estos
niveles basales optamos por atribuir una edad Carbonífera a esta forma-
ción, a la espera del hallazgo de información paleontológica más precisa.

1.1.2.2 Carbonífero de Quinto Real

1.1.2.2.1 Tramo H_{1-1}^{A-Bb} (*Dinantiense-Namuriense B*)

Sobre el último tramo descrito en el Devónico se superponen dos for-
maciones: las «calizas pastel de Zurián» y los «esquistos abigarrados del
Arga», que constituyen este nivel cartográfico. No se encuentran represen-
tados en toda la zona, ya que en la parte NO. del Macizo deben pasar latera-
lmente al tramo superior dolomítico.

Las «calizas pastel de Zurián» son de color claro o rosáceo, recristali-
zadas, con abundantes crinoideos, en grandes bancos y con potencia muy
variable, cuyo máximo no excede de 50 m. WIRTH (1967) encontró en ellos
conodontos del Viseiense.

Los «esquistos abigarrados del Arga» tienen un espesor de 50-60 m.
Son esquistos rojizos o verdosos, arcillosos, con algunas intercalaciones
de bancos de dolomías cuya proporción aumenta hacia el techo. En ellos
se encuentra el límite del Carbonífero Inferior y Superior, ya que en su
parte inferior WIRTH (1957) ha determinado conodontos del Viseiense, y en
su parte superior se encontraron goniatites del Namuriense B (J. KULL-
MANN, 1970).

1.1.2.2.2 Tramo H_{1-1}^{A-Bb} d (*Dinantiense-Namuriense B*) dolomítico

Este tramo se dispone normalmente como suprayacente del tramo an-
terior, aunque, como se ha dicho, constituye igualmente un cambio lateral
de facies de dicho tramo. Aunque este cambio no es visible directamente
en el campo, razones estratigráficas apoyan este hecho. Así, cuando la serie
es completa (lo que ocurre en la mayor parte de la Hoja), sobre las «aren-
iscas de Abartán» se cortan las «calizas pastel de Zurián» y los «esquis-
tos del Arga» para dar paso al tramo dolomítico que vamos a describir.
En las proximidades del Monte Abartán, sin embargo, el contacto es directo
entre las «areniscas de Abartán» y las dolomías, sin ninguna razón para
pensar en la existencia de discordancias o hiatos.

Este tramo es fundamentalmente carbonatado y de gran importancia
económica, ya que dentro de él se encuentran horizontes de magnesita que
son objeto de explotación industrial.

La base de este conjunto es la formación llamada de las «dolomías de Ochaverri». Más de 150 m. de dolomías bien estratificadas, con alguna escasa intercalación de esquistos que no suele sobrepasar el metro de espesor.

Por encima se sitúa la «formación Asturreta», compuesta por dolomía espática que lateralmente pasa a la magnesita. En Asturreta pueden medirse hasta 112 m. de magnesita en bancos generalmente gruesos, con escasas o nulas intercalaciones de esquistos.

A continuación se sitúa la «formación Baserdi» de mayor variedad litológica. Predomina la alternancia de bancos de dolomía, fina o espática, con esquistos que contienen finas laminaciones y lentejoncillos de dolomías granudas con claras estructuras de «ripples». Entre estos tramos alternan bancos más potentes de esquistos y, en la parte superior, calizas en bancos gruesos. Parcialmente en esta formación, la magnesita sustituye a la dolomía. Tiene unos 120 m. de potencia.

En los tramos superiores, WIRTH (1957) encontró conodontos de edad Namuriense B y, por otra parte, en los esquistos intercalados en la magnesita, J. GOMEZ DE LLARENA (1950 y más tarde) encontró goniatites (det. H. SCHMIDT, 1951, 1955, y J. KULLMANN, 1970), que datan igualmente el Namuriense B.

1.1.2.2.3 Tramo H_{1-2}^{Bb-a} (Namuriense B-Westfaliense)

Un brusco cambio en la sedimentación tiene lugar a partir de los tramos carbonatados que se ven continuados por unos depósitos tipo «culm» de gran potencia (hasta 1.000 m.) y que ocupan una gran extensión de este Macizo.

Corresponden a la llamada «formación Olazar», constituida en su mayor parte por esquistos monótonos que frecuentemente son arenosos y bandeados, entre los que alternan finos niveles de «grauwacas», a veces con estratificación gradada y marcos basales. Las grauwacas son más frecuentes y potentes en la parte alta, donde además H. F. KRAUSSE y R. MÜLLER, en 1963, encontraron niveles de conglomerados, con cantos de tamaño de huevo de paloma, de cuarcitas, cuarzo lechoso y silixitas, con un cemento arenoso y silíceo.

En la parte baja se ha encontrado fauna de goniatites y lamelibranquios (det. J. KULLMANN, 1970) que datan un Namuriense B. Los hallazgos de flora (GOMEZ DE LLARENA, 1950; leg. R. MÜLLER; det. H. PFEFFERKORN) permiten deducir una edad Westfaliense para la parte alta de la formación.

Como en otros niveles inferiores, también aquí se han encontrado filones de diabasas (H. F. KRAUSSE, 1973), presumiblemente de edad mesozoica, ya que no se han encontrado indicios de haber sido afectados por la orogenia hercínica.

1.1.2.2.4 Tramo $D_{13}^1 - H_1^{8b}$

La presencia en el borde suroccidental del macizo de una serie de pequeños afloramientos de difícil representatividad en el mapa a escala 1:50.000, nos ha obligado a agruparlos bajo este denominador común.

Pueden distinguirse dos zonas de afloramientos principales: la más extensa al NNE. de Lanz, y otra más estrecha al E. del Puerto de Velate.

Los afloramientos de la zona de Lanz («formación Lanz») están compuestos mayoritariamente por un conjunto de areniscas, grauwacas y esquistos, y areniscas calcáreas de color claro. Sobre ellas se dispone un tramo carbonatado (equivalente probablemente a la formación de las «calizas con «flasers» de Picuda») de calizas oscuras y color pastel, dolomías oscuras y areniscas. La serie continúa con areniscas de color rojo a violeta (equivalentes a las «areniscas de Abartán») y termina con bancos de areniscas oscuras o azuladas, con intercalaciones calizas, que dan paso a la serie dolomítica, ya diferenciada en cartografía.

En el afloramiento de Velate, la parte inferior es similar: areniscas oscuras, grauwacas y esquistos. Hay encima un nivel de esquistos grises, calcáreos y arenosos, que no aparece en Lanz. Los tramos calcáreos y areniscosos son similares, y la serie termina con cuarcitas grises calcáreas y dolomitas.

1.2 EL PALEOZOICO POSTHERCINICO Y MESOZOICO

Discordantes sobre los terrenos plegados por la orogénesis hercínica y afectados, a su vez, por los plegamientos alpinicos, ha quedado dentro del ámbito de esta Hoja una serie de terrenos que van desde el Paleozoico más alto hasta el Cretácico Superior. Los terrenos paleozoicos posthercínicos forman una unidad litológica con la base del Triásico, por lo que se estudiarán conjuntamente bajo la denominación clásica de Permo-Trías dentro del capítulo dedicado al Triásico. El resto de los terrenos serán agrupados como Jurásico, Cretácico Inferior y Cretácico Superior, con un estudio especial de las facies de transición Jurásico-Cretácicas (facies Wealdicas).

1.2.1 EL TRIASICO

El Triásico de esta Hoja presenta las tres unidades clásicas comunes a toda la región y que, en general, se conservan para grandes zonas dentro y fuera de la Península: una base detrítico-pelítica (el Permo-Trías), un tramo medio calizo-dolomítico (Muschelkalk) y los niveles superiores arcilloso-salinos (Keuper).

1.2.1.1 Permo-Trías

Bajo esta denominación se conoce un complejo de más de 500 m., fundamentalmente detrítico, en que cabe distinguir dos unidades litoestratigráficas diferentes, de las que tratamos a continuación.

La unidad litológica inferior, fijada por LAMARE (1936) en el Pérmico, se encuentra constituida por diversos materiales detríticos, comenzando por un conglomerado basal poligénico sobre el que yacen areniscas y pizarras arcillosas, con una disminución hacia el techo de los elementos detríticos. Es de color rojo intenso y su potencia muy variable, alrededor de los 100 m., en parte correspondiente a basaltos.

Existen en esta Hoja solamente tres afloramientos: uno, al N. de Santesteban; otro, en el Puerto de Velate, y el más extenso, en el borde S. del Macizo de Cinco Villas, en el monte Mendaur. El perfil del monte Mendaur descrito por LAMARE (1936) es el siguiente:

Techo:

- Conglomerados de cuarcita (15-20 m.).
- Areniscas y arcillas con conglomerados finos (50 m.).
- Basaltos espiliticos (10 m.).
- Conglomerados poligénicos de cantos rodados y subredondeados (30 m.).
- Lentejones de basaltos.

Muro:

- Pizarras carbonosas (Carbonífero?).

Según LOTZE (1930-31), en VOELTZ (1964) se han de diferenciar tres unidades:

1.^a Serie clásica, portadora de vulcanatos, que se coloca dentro del «unterrotliegende».

2.^a Arcillas multicolores, que acompañan al conglomerado basal triásico inmediatamente en su base (cuando no están desnudos) y que considera como Pérmico Superior continental (aproximadamente al final del Zechstein), y

3.^a Sucesión roja superpuesta, de conglomerados, areniscas y arcillas del Trías Inferior.

Según esto, lo que LAMARE llama Pérmico consta únicamente del Rotliegende Inferior, ya que no se han encontrado los núcleos arcillosos superiores y, en la mayoría de los casos, el conglomerado basal del Trías descansa directamente sobre el Paleozoico prehercínico.

Por encima de este Pérmico poco extenso se desarrolla el Buntsandstein, caracterizado por la alternancia de elementos detríticos más o menos groseros (areniscas y conglomerados), según un ritmo secuencial que permite, siguiendo a EWERT (1964), diferenciar dos grandes ciclos que comienzan con bancos detríticos muy groseros, generalmente conglomeráticos, que se hacen más finos hacia el techo, hasta terminar en niveles de francas pelitas. Cada uno de estos dos grandes ciclos comporta a su vez una serie de pequeñas secuencias igualmente gradadas.

En el puerto de Velate, EWERT (o. c.) describe el siguiente perfil:

Muro: Areniscas rojas atribuidas al Pérmico.

1. Conglomerado basal compacto. Cantos de cuarcita de tamaño variable unidos por un cemento silíceo (20 m.).
2. Areniscas duras cuarcíticas, detríticas groseras, que contienen sólo en la parte superior lechos de arcilla. En la base se intercalan lechos de cantos rodados (55 m.).
3. Serie alterna de areniscas rojas y pizarras arcillosas (60 m.).
4. Serie alterna de bancos de areniscas duras con lechos intercalados de areniscas blandas arcillosas. Además de la coloración roja predominante aparecen areniscas grises. El paso de las arcillas pizarrosas del techo se completa poco a poco mediante un retroceso de los componentes detríticos bastos. El límite de la base es neto: las areniscas duras psamíticas se encuentran directamente sobre las pizarras arcillosas, arenosas, blandas de la serie de la base (110 m.).

Hacia el techo predominan los componentes detríticos finos, mientras que en la base avanzan las intercalaciones bastas, con más intensidad hasta que la proporción de arcilla en la parte de abajo retrocede mucho.

El ciclo inferior estaría compuesto por los tramos 1, 2 y 3, y el ciclo superior por el tramo 4.

Estos dos grandes ciclos se han separado en cartografía, donde ha sido posible bajo las denominaciones cartográficas de $T_G 11-12$ y $T_G 12-13$.

El término cartográfico superior ($T_G 13$) hace referencia a un pequeño afloramiento al norte del Macizo de Quinto Real, de pelitas multicolores, con algunos lentejones de calizas.

La falta de fósiles impide una datación precisa de cada tramo. Los términos basales, atribuidos por LAMARE al Pérmico, descansan en el Pic de Ibantelly y la ladera francesa del Rhune sobre pizarras estephanienses datadas con flora [BUREAU y ZEILLER, según LAMARE (1936), H. SCHMIDT]. El techo lo dan los tramos carbonatados del Muschelkalk y, por otra parte, hallazgos de LAMARE y una determinación realizada por CARPENTER señalan la presencia de equisetites del Buntsandstein de Lorena en las arenis-

cas psammíticas superiores. Así podemos dar este resumen de datación para el Permo-Trías:

Tramo inferior: Rotliegende Inferior.

Discordancia saálica?

Tramo superior: Buntsandstein (y Pérmico Superior?).

1.2.1.2 El Muschelkalk

Los afloramientos de Muschelkalk se encuentran en dos situaciones bien diferentes: en el borde de los macizos paleozoicos, formando parte de la aureola triásica (caso de los afloramientos de la zona de Velate, y los menos extensos del borde sur del Macizo de Cinco Villas), o bien en afloramientos aislados, generalmente en relación con estructuras diapíricas. De éstos, el más importante es el que ha podido constatarse por primera vez por uno de nosotros (L. V.) en la esquina suroccidental de la Hoja y que anteriormente había sido considerado como Infraliásico. Este afloramiento deja ver un perfil de más de 130 m. afectado por varias fallas, por lo que es problemática la reconstrucción exacta del perfil. En conjunto se caracteriza por una disposición alternante de tramos calizos, calizo-dolomíticos y francamente dolomíticos. Son características las calizas tableadas, onduladas lumaquélicas con moluscos y crinoides, así como improntas de anélidos. El estudio de láminas delgadas ha permitido constatar la existencia en varios niveles de la *Fronicularia woodwardi*, HOWCH, y ostrácodos, con microfacies típicas del Muschelkalk.

Para los afloramientos del Puerto de Velate, EWERT (1964) da el perfil siguiente:

Arcillas abigarradas del Keuper.

Tramo C:	12,60 m. Margas dolomíticas con bancos aislados de dolomía cavernosa; 0,2 m. de calizas amarillas en la base.
	10,80 m. Calizas en bancos con intercalaciones de calizas estratificadas más blandas.
Tramo B:	9,50 m. Calizas laminadas.
Tramo A:	27,30 m. Calizas en bancos gruesos con distintos bancos de dolomía cavernosa hacia el techo.
	4,20 m. Dolomía en bancos, ligeramente arenosa.
	2,10 m. No aflorados (margas dolomíticas?).

Arcillas abigarras del Buntsandstein más alto.

En el tramo A cita LAMARE (1936), además de *Lingula*, *Pseudomonotis* sp., en tanto que en las calizas superiores (tramo C) cita EWERT (o.c.) la presencia de *Anoplophora* cf. *lettice*. De acuerdo con esto, las calizas de la base corresponden al Muschelkalk Superior, por lo que, en correspondencia, podrían fijarse las calizas laminadas (tramo B) en el Muschelkalk Medio. Ninguna de estas subdivisiones se ha vertido en la cartografía.

1.2.1.3 El Keuper

Entre la serie carbonatada del Muschelkalk y los primeros niveles marinos datados como Rhetiense se sitúa una serie de margas y arcillas abigarradas con sales (yeso principalmente) que, a pesar de la carencia de documentación paleontológica, han sido tradicionalmente consideradas como Triásico Superior o Keuper.

Dos factores importantes son causa de la dificultad para el estudio litoestratigráfico de estos terrenos: de una parte, su carácter plástico, que le hace responsable de las estructuras diapíricas y origina su aparición en casi todos los accidentes importantes, y por otra, y en íntima relación con esta plasticidad, el haber servido de roca «huésped» de las ofitas que, en algunos casos, se presentan ocupando la casi totalidad del espacio anteriormente ocupado por el Keuper. Esto impide el levantamiento de perfiles completos, los cálculos de potencia, etc.

En nuestro área de trabajo, y de acuerdo con esto, el Keuper aflora, bien en los núcleos de los anticlinales (con una relativa normalidad bajo los sedimentos liásicos) o jalonando accidentes importantes y rodeando los afloramientos ofíticos, generalmente con poca potencia y extensión. De Este a Oeste hay una disminución en el volumen de las ofitas, por lo que el Keuper aflora con más frecuencia.

La litología del Keuper es aquí similar al tipo regional: arcillas abigarradas, con predominio de los colores rojizos y violáceos, con pequeños cristales de yeso como único resto de las sales, ya que los probables cloruros han sido lavados.

La parte superior, tal como puede apreciarse en el afloramiento del anticlinal de Erpegui presenta facies algo diferentes: margas pétreas rojizas, margas esquistosas claras y calizas microdolomíticas algo dolomíticas, con pequeños núcleos o amígdalas de anhidrita y agregados de piritita.

Otro afloramiento de interés es el de Beinza, donde se encuentran algunos niveles de talco sobre las arcillas multicolores. Según EWERT (o. c.), su formación hay que atribuirle a un metasomatismo de contacto entre la dolomía de las Carniolas y la «ofita» por acción hidrotermal, según la reacción:



Cronológicamente hay que separar, sin embargo, el talco del Keuper, puesto que solamente pudo formarse después del depósito de la dolomía y de la intrusión de la «ofita».

1.2.2 EL JURASICO

El Jurásico, siguiendo criterios litológicos, se ha subdividido en cuatro tramos, sin incluir los niveles wealdicos que marcan el tránsito Jurásico-Cretácico. Estudiaremos cada uno de estos niveles de acuerdo con su símbolo cartográfico.

1.2.2.1 Nivel J₁₁₋₁₂⁰⁻² (Rético-Sinemuriense Inferior)

Comprende un complejo de calizas, dolomías y calizas dolomíticas a las que PALACIOS, TORNQUIST y WURM llamaron «carniolas», según KARREMBERG (1934). LAMARE (1963) distingue tres horizontes dentro de este complejo: designa como «cargneules» solamente un horizonte brechoso en la base, como «Infralías» los mármoles y calizas que siguen y, por último, diferenciaba como «Lías Inferieur» los mármoles y calizas bien estratificados de la parte superior.

En esta Hoja deben diferenciarse, de entrada, dos tipos diferentes de afloramientos, según estén afectados o no por el metamorfismo que acompaña a los afloramientos mesozoicos del borde norte de la Hoja («Nappe de mares», de LAMARE, 1936). En esta zona se ha producido una marmorización y brechificación general que se amortigua o desaparece hacia el Sur, donde sólo existe una marmorización parcial.

En el área meridional este tramo se presenta constituido esencialmente por unos términos inferiores con dolomías grisáceas, cavernosas, brechoides, de potencia variable, que pueden llegar a los 60 m. Por encima vienen, a veces, niveles marmóreos y con frecuencia horizontes tobáceos con algunos bancos hematíticos que llegan a 0,5 m. Un corte detallado de estos niveles se ha hecho cerca del pueblo de Beruete y se presenta en la documentación complementaria, aunque desde ahora señalemos la importancia de la presencia de horizontes de tobas volcánicas, sobre las que volveremos más adelante. Por encima se desarrolla una serie fundamentalmente caliza, en bancos delgados en la parte inferior, y más gruesos y con estructura «rubané» en la superior, y con bancos pseudoolíticos con algunos microfósiles. En conjunto puede apreciarse una mayor proporción dolomítica en la base y calcárea hacia el techo.

En la «zona de mármoles» puede señalarse como representativo este perfil de VOELTZ (1964):

Muro: Arcillas abigarradas del Keuper.

- 12 m. de dolomitas, mármol dolomítico, calcoesquistos, toba y hematites.
- 7 m. de dolomías sacaroideas con escapolita.
- ≈ 100 m. de brechas marmóreas, que lateralmente pasan a bancos de mármoles.

Techo: Margas liásicas.

Es de destacar en este perfil la presencia de un nivel de «tobas» inferior al que se encuentra en la zona sur antes descrita.

La datación de este tramo se hace en función de los límites inferiores y superiores y de algunos hallazgos (escasos) de fauna. El límite inferior viene dado por las arcillas del Keuper, así que es probable que contenga al Rético en sus niveles basales. El límite superior lo marcan las margocalizas y margas que contienen microfacies típicas y macrofauna (*Oxynticeras oxynotum*) de la parte superior del Sinemuriense Inferior. La edad de este tramo es, pues, Rético-Sinemuriense Inferior.

1.2.2.2 Nivel J_{12-14}^{2-0} (Sinemuriense Superior-Toarciense)

Es un tramo fundamentalmente margoso, lo que se refleja con bastante claridad en la morfología, dando zonas deprimidas. Aparecen también afectadas por el metamorfismo, por lo que hay que diferenciar la «zona de mármoles» del resto de los afloramientos.

En los afloramientos comprendidos entre el borde occidental de la Hoja y las proximidades de Oiz, este tramo se presenta formado por margas negras duras con abundante pirita en la parte inferior, y calizas grises oscuras en parte marmorizadas, con cierta disposición alternante hacia la parte superior. Tienen una potencia extraordinariamente variable, desde unos 10 m. entre Saldías y Belnza, hasta más de 150 m. al sur de Ezcurra. Contienen pectínidos y belemnites.

Las facies del Sur están bien expuestas y se han realizado perfiles detallados en Beruete y Arrarás (ver documentación complementaria) que contienen una fauna suficientemente determinativa. La serie comienza con calizas margosas (biomicritas arcillosas) y margas alternantes, muy fosilíferas (Pectínidos, Belemnites, Ammonites), con una potencia de unos 10 m. Siguen margas con algunas intercalaciones de margo-calizas, con un espesor entre 80 y 100 m. y una abundante fauna del Toarciense. Por encima siguen niveles con una progresiva participación de calizas margosas y margas calcáreas (biomicritas con microfilamentos). Sobre este esquema general hay ligeras variaciones en potencia y litológicas a lo largo de esta zona sur de afloramientos, pero conservando siempre el carácter margoso general.

Hacia el Este, zona de Oronoz, las facies se hacen más uniformes, con

un tipo flyschoides de alternancia entre niveles margosos y calizo-margosos, con una potencia media de 150 m.

La edad de este tramo está suficientemente documentada con fauna de ammonites y belemnites que señalan la presencia de un Sinemuriense Superior, un Pliesbachiense y un Toarciense.

1.2.2.3 Nivel J₂₁₋₂₃ (Aalenense-Bathonense)

Mientras que el nivel margoso anterior marcaba un cambio brusco en la litología, especialmente en su límite inferior, que facilitaba su cartografía, los términos superiores no presentan, ni en el techo ni en el muro, caracteres netamente diferenciales con las formaciones vecinas. En realidad existe una transición progresivamente más calcárea desde las margas toarcienses hasta el fin del Jurásico. El tramo que ahora nos ocupa es el intermedio entre estos dos extremos, lo que podríamos llamar nivel calizo-margoso y, por tanto, de límites mucho más problemáticos. Existe además un cambio de facies importante, ya que hacia el Este se acentúa el carácter calizo, lo cual hace muy difícil la diferenciación litológica con términos superiores.

Debido a la orogénesis neocimérica que ha denudado parcialmente el Jurásico y Cretácico Inferior, las series se presentan incompletas y especialmente los niveles superiores del Jurásico faltan en diversos lugares, especialmente en el área meridional de afloramientos donde, en ocasiones, se dispone el Cretácico Inferior transgresivo sobre los niveles calizo-dolomíticos del Jurásico más bajo. Este nivel calizo-margoso presenta, por tanto, un área más restringida de afloramientos: en el borde SO. de la Hoja, entre Beruete e Igoa especialmente, y en la «zona de mármoles» del Norte, extendiéndose hasta la zona del Baztán.

En la «zona de mármoles» aparecen como mármoles de color oscuro grisáceo, con abundantes minerales metamórficos (escapolita y tremolita) formando agregaciones irregulares muy características. Predomina un carácter masivo o de estratificación difusa, están carentes de fauna, aunque en lámina delgada son reconocibles microfilamentos. La datación de este tramo se hace aquí por comparación con la fauna encontrada al Oeste, en zonas menos metamórficas, que contienen un Aalenense, Bajociense y Bathoniense.

En la zona sur puede establecerse mayor diferenciación litológica y se suceden diversos tramos de margas y calizas alternantes, de calizas margosas o de margas con finos niveles calizos. Son especialmente ricos en belemnites algunos niveles y contiene una fauna de ammonites relativamente rica en los tramos inferiores, y menos abundante en los superiores. Tanto el Aalenense como el Bajociense pueden justificarse con fósiles, en tanto que es problemática la comprobación del Bathoniense. Si se incluye este piso en este nivel es por haberse encontrado fauna del Calloviense en los bancos de base del término cartográfico superior.

1.2.2.4 Nivel J₂₄₋₃₂ (Calloviense-Oxfordiense-Kimmeridgiense?)

El último tramo se caracteriza por ser francamente calizo. Su límite inferior es difuso al contactar con los bancos calizo-margosos del tramo inferior, pero, en cambio, el límite superior es muy neto y viene marcado por la aparición de series margosas o detríticas de los términos de la transición Jurásico-Wealdica.

En razón de los movimientos neociméricos ya mencionados, este nivel aparece generalmente incompleto, o bien falta por completo, como sucede en casi toda la zona sur, salvo entre Beruete e Igoa y el área oriental. Se ha conservado en parte metamorfizado en la banda norte o «zona de mármoles». Aquí, en un corte cercano a la cantera de Erasun, se cortan más de 200 m. de calizas marmóreas negras con pirita y algunos bancos ricos en minerales de metamorfismo (escapolita?, tremolita?) que presentan en su parte media una zona más deprimida. Se observan algunos restos de belemnites.

En los afloramientos meridionales (perfil del río Artius, perfil de Beruete, ver documentación complementaria), este nivel está formado por unos 65 m. de calizas netas bien estratificadas, con muy finas intercalaciones de margas rojizas en algunos tramos. Contienen algunos ammonites del Calloviense y Oxfordiense (*Perisphinctes tiziani*). VOELTZ (o. c.) cita en las proximidades de Igoa algunas formas del Kimmeridgiense (*Nerinea tuberculosa*) en estas mismas calizas, por lo que hay que considerar la extensión hasta el Kimmeridgiense de este nivel, al menos en algunos lugares, ya que, como hemos venido diciendo, raramente se presenta completo.

1.2.3 TRANSICION JURASICO-CRETACICO (NIVEL J_{w33} - C_{w15}¹)

Bajo este epígrafe se estudian los terrenos que se encuentran entre los últimos niveles calizos del Jurásico marino y los primeros sedimentos marinos del Cretácico. Considerados conjuntamente, representan facies regresivas que dan lugar a depósitos de ambiente marino restringido o semilagunar, con algún rápido episodio más francamente marino. El mayor desarrollo de estos niveles tiene lugar al oeste de esta Hoja, de forma que aquí es relativamente reducido, afectado extensamente por los movimientos neociméricos, y tiene casi la misma distribución de afloramientos que el Jurásico Superior: «zona de mármoles» y el sector aproximadamente comprendido entre Beruete e Igoa, que es donde más completo se presenta el Jurásico en esta zona sur.

En la «zona de mármoles», el perfil de la cantera de Erasun deja ver unos 50 m. de sedimentos blandos que forman una «canal morfológica» entre las calizas jurásicas y los mármoles del Cretácico Inferior. La parte superior es de calizas margosas, oscuras, arenosas, que van alternando ha-

cia abajo con bancos de margas negras piritosas o esquistos negros. Algún horizonte calcáreo es lumaquéllico. La parte inferior es mayoritariamente margosa, con bancos de margas calcáreas y de calizas con tremolita. En la parte superior hay un banco de conglomerados calcáreos. En estas calizas margosas se han encontrado secciones de Ostrácodos (Cypridea?) y restos de posibles Charáceas, que corresponderían a una facies Purbeck. Hacia el Oeste aumenta la potencia al doble.

En el sector de Beruete la serie comienza con unos 30 m. de arcillas ferruginosas, verdosas y oscuras, que no han dado microfauna. Siguen unos 7-8 m. de arcillas piritosas, con nódulos microdolomíticos para pasar a un tramo de calcarenitas seudooolíticas de unos 18-20 m., que contienen microfauna relativamente abundante, que permite su datación como Valanginiense. Por encima siguen unos 20 m. de arcillas negras carbonosas sobre las que se sitúan las calizas organógenas del Cretácico Inferior.

Salvo estos niveles datados con microfauna como Valanginienses no se han encontrado fósiles que permitan delimitar con precisión la posición estratigráfica de este tramo, y, por otra parte, VOELTZ (o. c.) señala en este mismo perfil, por encima de las calizas consideradas Valanginienses, la presencia de una macrofauna (*Trichites seebachi*) perteneciente aún al Jurásico. Por comparación con otros perfiles al oeste de esta zona puede admitirse que este tramo, con posibles lagunas, contiene parte del Jurásico Terminal (Portlandés en Facies Purbeck) y los términos basales del Cretácico Inferior, ya que los primeros niveles datados por encima del tramo que nos ocupa son de edad Aptiense.

1.2.4 EL CRETACICO INFERIOR

Por encima de los niveles de transición se depositan potentes series de sedimentos pertenecientes al Cretácico Inferior, caracterizados por una gran variedad litológica, que llevó a varios autores a dividir estos terrenos en secciones litológicas que evitaban un compromiso estratigráfico. Así, LOTZE (1961) hizo una diferenciación de todos los terrenos comprendidos entre el Jurásico calizo y el Cenomaniense (el «complejo vasco») en tres secciones: sección A, que comprende los niveles anteriormente descritos; sección B, abarcando las calizas organógenas, areniscas y margas con orbitolinas que se desarrollan a continuación, y la sección C constituida principalmente por margas arcillosas o esquistos sobre los que descansa el Cretácico Superior. Las secciones B y C coinciden, aproximadamente, con los llamados «complejo urgoniano» y «complejo supraurgoniano» de P. RAT (1959). Esta división es muy útil y práctica y la seguiremos en líneas generales, ateniéndonos, a la vez, a los niveles cartográficos utilizados en la Hoja.

Los términos inferiores del Cretácico Superior (sección B de LOTZE) aparecen en el mapa de acuerdo con el carácter litológico predominante,

bajo los símbolos de C_{15}^1 , C_{15-16}^{1-2} , $C_{15-16}^{1-3}m$, $C_{15-16}^{1-2}mr$, $C_{15-16}^{1-2}g$ y C_{16}^2 . El más bajo de todos (C_{15}^1) corresponde a niveles de brechas que se apoyan directamente sobre el Jurásico más bajo y son consecuencias de la denudación neocimmérica. Contiene sobre todo cantos dolomíticos, marmóreos y calizos del Jurásico (con belemnites). Es un nivel poco desarrollado y de difícil datación precisa.

El resto de los niveles tiene mayor extensión y una distribución muy irregular tanto en sentido vertical como horizontal por los frecuentes cambios laterales de facies. La zona norte («zona de mármoles») tiene características especiales, no sólo por conservar mayor uniformidad, sino por haber sufrido un metamorfismo que ha marmorizado gran parte de sus estratos. La serie consta de margas oscuras, calizas recristalizadas organógenas, con Orbitolinas muy abundantes y secciones de Rudistas, y termina en bancos de mármol blanco, objeto de explotación. Algunos niveles margosos se intercalan en las calizas. La potencia total oscila de 150 a 200 m. La microfauna encontrada en esta zona permite datar como Aptiense estos niveles calizos y marmóreos.

En el resto de los afloramientos las formaciones calizas tienen gran variación de potencia y litología. Es muy difícil representar en el Mapa cada uno de los términos dentro de estas calizas, tales como calizas arrecifales, subarrecifales, etc., por su gran irregularidad. Existen calizas organógenas puras con secciones de rudistas y corales, junto con términos en que las calizas son más arcillosas y alternan con margas calcáreas (corte de Artífus). Hay, por tanto, una gran disparidad entre sus microfacies, tales como biomicritas, biopelmicritas o biogravelmicritas.

La edad de estas calizas también es variable, por contener fauna que va desde el Aptiense Inferior al Albiense Medio, ya que pueden ocupar tanto los términos basales como los más altos dentro de este conjunto. Así, por ejemplo, en la zona suroccidental de Beruete e Igoa el Cretácico comienza por estas calizas con cambios laterales a margas o areniscas. Más al Este puede verse cómo, por el contrario, forman la terminación de este complejo.

Las margas ($C_{15-16}^{0-2}mr$) tienen igualmente gran variación litológica. Se presentan arcillosas, arenosas o parcialmente calcáreas, a veces alternando con niveles calizos. Generalmente son negras y forman frecuentemente lumaquelas de orbitolinas. Respecto a su edad podemos decir lo mismo que para la calizas, como puede deducirse de la cartografía, donde las margas no tienen una posición definida.

Las areniscas ($C_{15-16}^{0-2}ar$) son especialmente abundantes en el tercio sur de la Hoja. Son calcáreas, de grano grueso, color claro y se presentan a menudo alternando con margas, ricas también en orbitolinas. En conjunto

tienen un desarrollo considerablemente inferior a las margas y las calizas, pero se hacen muy importantes en las proximidades del borde sur del Macizo de Quinto Real, donde presentan unas facies próximas a las «facies Utrillas», con abundantes restos carbonosos y algunos niveles basales de conglomerados.

Se ha diferenciado, por último, un nivel de calcarenitas arenosas (C_{18}^2) presente entre Beruete e Igoa. Forman bancos gruesos, con nódulos de sílex o silicificación general y una microfauna correspondiente a la parte inferior del Albiense Superior. En realidad representan una transición lateral de las calizas urgonianas del Oeste hacia las margas desarrolladas al Este.

Como resumen podemos decir que el Cretácico Inferior tiene en su base un gran desarrollo de materiales «urgonianos», fundamentalmente de calizas zoógenas y margas con orbitolinas que lateralmente pasan en ocasiones a areniscas. Queda añadir que especialmente en la parte oriental estos tramos se depositan sobre un Jurásico muy reducido a través de diversos bancos de conglomerados, como sucede, de forma espectacular, al norte de Oroquieta.

La potencia de este complejo varía entre 200 y 500 m.

Si bien la edad de este complejo ha sido considerada como Aptiense (EWERT, 1964; VOELTZ, 1964), el estudio de la microfauna nos lleva a considerar que en la zona sur las formaciones urgonianas traspasan el límite Aptiense-Albiense y contienen fauna del Albiense Inferior.

El tramo superior del Cretácico Inferior [sección C de LOTZE (*o. c.*)], nivel cartográfico C_{18} , es mucho más uniforme. Está constituido por una potente serie (hasta 2.000 m.) de sedimentos de carácter euxínico, margas arcillosas en su mayor parte, que ocupan una gran extensión dentro de la Hoja. A veces es difícil delimitar su base cuando reposan sobre las margas urgonianas, pero en general se presentan carentes de orbitolinas, menos groseramente arenosas y con frecuentes nódulos arcilloso-calcáreo-ferruginosos que a veces contienen fósiles (ammonites, equínidos). El límite superior viene dado por la aparición progresiva de niveles areniscosos alternantes con pelitas hasta dar lugar a unas facies francamente flysch (corte de Illarregui, documentación complementaria). Aunque este tránsito no es completamente brusco se hace en un intervalo relativamente pequeño y la morfología acusa muy claramente este cambio delimitando muy bien el contacto, especialmente en la zona sur (valle de Basaburúa).

Este límite coincide muy aproximadamente con el paso del Albiense al Cenomaniense, por lo que, considerando que en algunos lugares («zona de mármoles») su límite inferior viene a representar el contacto Aptiense-Albiense, se considera que este tramo superior puede abarcar todo el Albiense, si bien, al menos para la zona meridional, su edad encaja más como Albiense Superior.

Esto coincide con hallazgos de ammonites en esta Hoja y zonas vecinas, siempre de edad Albiense.

1.2.5 EL CRETACICO SUPERIOR

El Cretácico Superior se encuentra siempre en esta Hoja en facies flysch y distribuido en dos ámbitos geográficos y paleogeográficos diferentes. En el borde suroccidental aflora la terminación de una amplia cuenca flysch que se desarrolla al Sur, mientras que en el tercio septentrional, con una alineación general E.-O., se dispone una cuenca larga y estrecha, sin conexión directa y con caracteres propios. LAMARE (1936) llama a este flysch, «flysch sudpyrénéenne», diferenciándolo del de la costa o «flysch norpyrénéenne», dentro del cual la cuenca del norte de nuestra Hoja recibe el nombre de «depression intermediaire», sin nombre específico para la más meridional.

La cuenca sur ha sido estudiada por uno de nosotros recientemente (VILLALOBOS y RAMIREZ DEL POZO, 1971), estableciendo una serie de divisiones estratigráficas y rasgos paleogeográficos que no creemos justificable traer aquí a causa de la poca representatividad de los afloramientos. El flysch comienza progresivamente sobre las arcillas margosas negras del Albiense, intercalándose finas bandas calizas y de areniscas calcáreas que rápidamente sustituyen a los sedimentos euxínicos, dando una serie alternante compuesta fundamentalmente por tres elementos litológicos: margas arcillosas como representantes de la parte más pelítica, bancos de biomicritas o calcilitas con limo o arena fina diseminados, y por calcarenitas y areniscas calcáreas representando los aportes turbidíticos. Estos bancos presentan, por otra parte, los típicos caracteres turbidíticos: «graded-bedding», laminación paralela y «convoluted», etc., aunque las condiciones de afloramientos son difíciles para detectar y, en su caso, medir estructuras basales.

La microfauna pelágica encontrada muestra que en esta Hoja los afloramientos se reducen al Cenomaniense y, con menor probabilidad, al Turoniense en la parte más occidental.

La cuenca del norte ha sido menos estudiada, especialmente desde el punto de vista estratigráfico, ya que faltan aún algunas dataciones de cortes efectuados por nosotros. La serie comienza con conglomerados y brechas poligénicas, discordantes transgresivamente sobre diversos terrenos: Paleozoico, Permo-Trías, Trías, Jurásico y Cretácico Inferior. Sobre ellas se superpone una serie alternante de margas calizas y areniscas calcáreas, alternando zonas donde las areniscas calcáreas alcanzan gran importancia, con bancos muy potentes y gran desarrollo de «convoluted-beds», junto con tramos mayoritariamente margosos. Algunos tramos son especialmente ricos en figuras sedimentarias: «flute-casts», etc., aunque en conjunto no pueden

aportarse datos válidos para la reconstrucción de la cuenca. Alcanza, al menos, 500 m. de potencia.

La edad de las brechas sedimentarias, como niveles basales de flysch, que no deben confundirse con las brechas tectónicas que jalonan parte del contacto sur de esta cuenca, ha sido datada por EWERT (1964) como Turoniense, de acuerdo con la microfaua encontrada, mientras que no se ha podido obtener una datación de los niveles superiores. En comparación con la cuenca de Vera de Bidasoa, donde RICHTER (1964) ha podido comprobar la presencia de un Campaniense, parece probable que esta cuenca, a su vez, contenga gran parte del Cretácico Superior.

1.2.6 EL CUATERNARIO

Se han distinguido cuatro niveles:

QL: Derrubios de ladera que se desarrollan principalmente en los macizos paleozoicos y se nutren en su mayor parte de las areniscas del Permo-Trías, alcanzando en algunos puntos gran extensión.

Qcd: Conos de deyección se han detectado en el Valle de Basaburúa (parte meridional de la Hoja) provenientes de la meseta de Beinza, con aporte de materiales procedentes de las formaciones flysch.

Por último se han diferenciado dos niveles de terrazas, igualmente en la zona de Basaburúa. La terraza inferior (QT2) tiene una potencia de 3-5 m. y está constituida por conglomerados en la base, y un tramo superior limoso. La terraza superior (QT1), unos 10-12 m. por encima del nivel fluvial actual es de más difícil observación, y en algunos casos sus materiales son ofitas de modo casi exclusivo.

2 TECTONICA

Esta Hoja presenta como rasgo estructural más espectacular la existencia de una serie de materiales paleozoicos, distribuidos geoméricamente en dos macizos, afectados por la orogénesis hercínica, y, por otra parte, materiales más modernos (fundamentalmente mesozoicos) modelados por orogénesis posthercínicas. Cada uno de estos procesos orogénicos ha dejado, naturalmente, diferentes formas estructurales que habrán de estudiarse separadamente, si bien la superposición de la orogénesis más reciente (alpídica) sobre la antigua (hercínica) hace en algunos casos problemática una distinción segura de determinados elementos estructurales. Por esta causa, al tratar de las estructuras de los macizos hercínicos consideraremos también, conjuntamente, los rasgos tectónicos alpídicos que han ayudado a la configuración de su modelado actual.

2.1 TECTONICA HERCINICA DE LOS MACIZOS PALEOZOICOS

Los materiales hercínicos, que en esta Hoja abarcan sedimentos desde el Devónico Inferior al Carbonífero Superior (Westfaliense) se disponen, como ya se ha dicho, en dos macizos separados por materiales posthercínicos. Al N. se sitúa el Macizo de Cinco Villas, del que aflora en esta Hoja la parte meridional, y al E., el Macizo de Quinto Real. Ambos macizos tienen caracteres estratigráficos y tectónicos diferentes, como se ha visto en el capítulo anterior.

El estudio estratigráfico, especialmente del Macizo de Quinto Real, muestra una continuidad en la sedimentación desde tramos del Devónico Inferior hasta el Westfaliense. La primera discordancia importante, que no aparece en esta Hoja, pero sí en la vecina de Vera de Bidasoa, hay que situarla entre el Westfaliense y el Estephaniense, y es, por tanto, aquí donde hay que situar, en el tiempo, el principal proceso de deformación de los materiales hercínicos. No hay ninguna evidencia de fases orogénicas anteriores, y las pequeñas perturbaciones que pueden encontrarse en el límite Devónico-Carbonífero son más bien de tipo epirogenético. El tránsito Carbonífero Inferior-Carbonífero Superior queda, igualmente, dentro de la formación de los «esquistos abigarrados del Arga», que constituyen una unidad de litofacies. Tampoco en otras Hojas vecinas (Valcarlos), donde el proceso sedimentario llega hasta el Ordovícico, hay ningún indicio de movimientos orogénicos importantes anteriores. Por tanto, pueden establecerse como de fase Astúrica los movimientos hercínicos de esta región.

Estos movimientos han tenido lugar en un único proceso, si bien cabe diferenciar diversas fases menores que han dado distintas formas estructurales relacionadas directamente tanto con la naturaleza litológica de los materiales afectados como con su particular ubicación. A causa de esto, podemos adelantar que, a pesar de contener rasgos comunes, serán muy diferentes las estructuras del Macizo de Quinto Real (con series caracterizadas por la alternancia de grandes secuencias detríticas gruesas o carbonatadas y esquistosas) de las del Macizo de Cinco Villas, donde existe una neta diferenciación litológica entre el Devónico y el Carbonífero, que lleva, incluso, a crear dos zonas estructurales de muy diferente estilo. Por esta razón estudiamos separadamente cada uno de los macizos.

2.1.1 ESTRUCTURA DEL MACIZO DE QUINTO REAL

La característica tectónica que más resalta en esta zona, y que influye grandemente en la morfología, es la existencia de importantes elementos de deformación con orientación N.-S. (hasta NNO.-SSE.), así como E.-O. (hasta ENE.-OSO.). La orientación N.-S., hasta NNO.-SSE., viene representada

especialmente por la dirección de los pliegues, en tanto que la dirección E.-O. (hasta ENE.-OSO.) viene dada por diversas fallas y pliegues de menor envergadura y, al S. y al E. fuera de la Hoja, por el importante cabalgamiento de todo el macizo sobre el Cretácico Superior. De estas estructuras, la más importante dentro de esta Hoja es la constituida por el «anticlinal de Artesiaga» (DE BOER y otros, 1972).

En toda la zona, los pliegues de dirección N.-S. muestran una vergencia muy pronunciada hacia el Oeste, y a menudo son volcados. Los ejes de los pliegues tienen en general una inclinación hacia el Sur de 10 a 25° (con 45° como máximo), como pone de manifiesto la presencia hacia el Sur de capas cada vez más modernas.

Una esquistosidad de plano axial (S_1) se ha desarrollado paralela a estos ejes de dirección N.-S. y también, en ocasiones, es perceptible la existencia de otra esquistosidad más amplia (S_2) de dirección aproximada NO.-SE., más reciente, así como pequeños pliegues transversales. Es interesante hacer constar cómo hacia el E. las direcciones de los grandes pliegues y de los cabalgamientos van girando hasta llegar a una dirección NO.-SE. En estas zonas a la esquistosidad de superficie axial se añade una segunda esquistosidad de dirección N.-S., que es más antigua que la primera (H.-F. KRAUSSE, 1973).

Por otro lado, según K. MOHR y A. PILGER (1965), el anticlinal de Artesiaga se abre en abanico en la parte NO. del macizo, al S. de Berroeta, dando numerosos anticlinales especiales de diferentes direcciones («abanico de ejes de Berroeta», H. U. MOHR y otros, 1972).

De menor amplitud son una serie de pliegues cuyos ejes toman una dirección aproximada E.-O., tanto en la zona que queda al O. de una línea imaginaria Lanz-Puerto de Velate (R. MÜLLER, 1967) como al SE. de Almandoz (K. MOHR, 1964). Estos pliegues dispuestos en una zona N.-S. (R. MÜLLER, 1967) no tienen vergencia, están ligeramente abombados y buzan unos 10-15 grados hacia el E. Entre los montes Picuda y Sayoa, el flanco occidental del anticlinal de Artesiaga no está invertido (A. Kl. BORNHORST, 1959), a causa del plegamiento E.-O.

Todos estos pliegues son, como se ha dicho, el resultado de un único proceso de deformación de edad Westfaliense y se superponen mutuamente.

Más problemática resulta la datación de las fallas de orientación general E.-O., por coincidir esta dirección con la que, frecuentemente, toman las fracturas alpínicas. Según H. U. de BOER (1905), las fallas de dirección ENE.-OSO., en la parte NE. de la zona, han sido formadas en la época hercínica como fallas normales y transformadas posteriormente en fallas inversas-oblicuas. Para H.-F. KRAUSSE (1973) estas fallas aparecen ligadas al mismo proceso mecánico que ha originado los pliegues N.-S., a causa de la asimetría de los flancos. Sobre los flancos normales tendrían el carácter de fallas inversas, evolucionando en los flancos invertidos o verticales a

fallas normales. Por su parte, R. MÜLLER (1967) piensa igualmente que las fallas de orientación E.-O. al lado de fallas de orientación N.-S., pueden haber aparecido durante la deformación hercínica. Como sea que en los bordes del macizo fallas de esta dirección han afectado también al Mesozoico, se debe considerar para esta zona la posibilidad de la formación hercínica de fallas orientadas E.-O. como rupturas transversales que han podido volver a actuar posteriormente.

La orogénesis alpina ha dado lugar a fracturas de cizalla y a la compartimentación en bloques del macizo hercínico. Después de la orogénesis hercínica los relieves paleozoicos ya consolidados se han convertido en el basamento de un área de sedimentación permo-triásica. Tanto el Pérmico (que se desarrolla especialmente al N. de la Hoja) como el Bunt se encuentran en discordancia sobre el Paleozoico, o bien separados de éste por fallas alpinas de dirección E.-O. y N.-S. Estas fallas dan lugar a una serie de bloques, en los que ya D. MÜLLER (1969) señaló una tectónica de tipo germánico, a modo de escalones que se hundían hacia las depresiones mesozoicas vecinas, que caracterizan el borde NO. del macizo. No podemos dejar de señalar, por constituir uno de los rasgos tectónicos más característicos, cómo el límite S. del macizo (que se encuentra entre 2-3 kilómetros al S. del límite meridional de la Hoja) es completamente diferente y está constituido por un cabalgamiento hacia el S. muy extenso de dirección general E.-O. que invierte (en un área de hasta 2 km. localmente) las capas del Cretácico Superior sobre las que cabalga el Paleozoico.

2.1.2 ESTRUCTURA DEL MACIZO DE CINCO VILLAS

La estructura de este macizo presenta un fuerte contraste con el de Quinto Real, como se desprende de una simple ojeada a la cartografía. De un lado resalta la total ausencia de grandes pliegues y, por otro, una neta separación entre las formas estructurales que presentan las formaciones pertenecientes al Devónico de las del tramo Carbonífero en sentido amplio (estrictamente el tramo datado como Famenienense Inferior-Westfaliense). Geográficamente podemos considerar el río Bidasoa como límite aproximado de estas dos áreas.

Hay que invocar, como causa fundamental de esta heterogeneidad, la diferente litología de cada uno de estos dos tramos puestos de manifiesto en el capítulo de estratigrafía.

De una forma simple podríamos hacer una primera imagen de esta zona diciendo que en ella el Devónico, que comporta materiales detríticos y calizos, se superpone en una serie de escamas cabalgantes de dirección general NE.-SE. a un Carbonífero fundamentalmente esquistoso, afectado por peculiares figuras estructurales.

A través de los estudios de J. CAMPOS y V. GARCIA-DUEÑAS en esta

zona y en la prolongación de los afloramientos carboníferos en las Hojas vecinas de San Sebastián (24-05) y Vera de Bidasoa (25-05), estudiaremos los rasgos más característicos de la estructura del Carbonífero.

Mientras que no se reconocen pliegues ni estructuras de plegamiento de gran tamaño, son micro y mesopliegues bastante frecuentes y permiten deducir, a partir de su análisis, el carácter de la estructura general. Sus propias investigaciones, junto con las de autores anteriores (KRAUSSE, 1973; REQUADT, 1971; JUCH y SCHAFER, 1971; KLARR, 1971, etc.), permiten adelantar que existen en todas partes dos o más direcciones de pliegues sobreimpuestos dentro de este tramo.

Los más antiguos son isoclinales tumbados con desarrollo de una esquistosidad paralela a sus flancos, de forma que, en general, sólo en las charnelas se llega a encontrar una linealidad de intersección de las superficies de estratificación (S_0) y las de esquistosidad de plano axial (S_1). Según la naturaleza de los niveles plegados por esta primera fase (fase 1), la esquistosidad (S_1) es más o menos penetrativa. No puede decirse que haya transposición a lo largo de S_1 , y cuando falta continuidad en alguno de los bancos suele ser consecuencia de cizallas, también hercínicas, pero no siempre en relación con la fase 1.

En cartografía se ha utilizado preferentemente el signo de pizarrosidad que ha de entenderse subparalela a la estratificación, excepto en la charnela de los pliegues.

La dirección del eje *b* de la fase de deformación 1 (eje de los isoclinales tumbados) es próxima a la N.-S., con alguna dispersión al O. y al E. (véase también D. RICHTER, 1963 y 1965), con una inclinación próxima a la horizontal. Hay que señalar que esta dirección coincide con la de los grandes pliegues descritos en el Macizo de Quinto-Real (KRAUSSE, 1973).

Estos pliegues de fase 1 se hayan, a su vez, plegados por una segunda fase que da lugar a una serie de pliegues distribuidos en varias direcciones, más o menos agrupadas, o presentando sistemas de pliegues conjugados (con ejes perpendiculares), como también hace notar H.-F. KRAUSSE (1973), por lo que su estudio y ordenación cronológica son imprecisos.

Los mesopliegues similares, considerados genéricamente de fase 2, presentan una esquistosidad de plano axial S_2 . La cuerda no excede casi nunca de los 10 m. y sus planos axiales no se apartan —excesivamente— de la vertical cuando no están deformados por otros; en los flancos de algunos de ellos, S_1 y S_0 llegan a buzarse 60° y aun 70° . Muchos pliegues de fase 2 desarrollan simultáneamente pliegues parásitos asociados a los flancos de pliegues mayores. Las direcciones de los pliegues considerados como de fase 2 están comprendidos entre N. 25 E. - N. 75 E. y N. 110 E. - N. 160 E., esta última como probable conjugada de la anterior.

Por otra parte, se han podido reconocer ejes de fase 2 con una fuerte

pendiente axial que hace suponer la existencia de alguna otra fase de deformación que pliega conjuntamente a S_1 y S_2 .

Aunque poco frecuentes, pero siempre dentro del ciclo hercínico, se debe citar la presencia de «kink-bands», con su peculiar asociación en sistemas conjugados.

Todavía algunos de los autores mencionados hacen referencia a pliegues de dirección E.-O., si bien ellos mismos precisan que, o son locales, o guardan relación con las deformaciones alpidicas.

Sobre este Carbonífero, bien caracterizado por la presencia de estos diferentes sistemas de pliegues, ha tenido lugar una traslación de los materiales devónicos.

H. REQUADT (1966), a través de una detallada cartografía del Devónico del Señorío de Bertiz-Arana (parte NE. de la Hoja), ha puesto bien de manifiesto cómo el contacto principal que envuelve los materiales devónicos es tectónico, pudiendo comprobarse, en algunos sectores, el hundimiento del Carbonífero debajo del Devónico. La superficie de cabalgamiento corta oblicuamente a varios de los contactos que limitan a las sucesivas formaciones litoestratigráficas del Devónico. Por encima de la superficie principal existen otras de trazado semejante que determinan la individualización de sucesivas unidades alóctonas cuya traslación respectiva es de envergadura difícil de evaluar. Puede señalarse en la zona de Bertiz una unidad tectónica inferior formada por las «areniscas y esquistos de Sumbilla», cabalgada por los materiales más modernos de las formaciones Oronoz, Kalforro y Marque-senea, que a su vez presentan cabalgamientos internos paralelos.

El sentido de las traslaciones parece haber sido aquí del SE. al NO. en términos generales, aunque es difícil precisarlo, sin tener en cuenta el trazado de los afloramientos a escala regional. Parece más probable, de acuerdo con esta disposición regional, un sentido de E.-O. (ver Memoria de la Hoja de Vera de Bidasoa (25-05), de forma que los frentes vendrían a coincidir, a grandes rasgos, con la disposición de los pliegues de fase 1 (ver también HEDDEBAUT, 1973).

Dentro del mismo proceso orogénico, parece probable, al menos dentro del ámbito de esta Hoja, el separar la etapa de deformación generatriz de los isoclinales de fase 1, de la que ha dado lugar a las traslaciones del Devónico. Las traslaciones se han realizado a favor de fallas inversas tendidas que cizallan a los pliegues hercínicos, y sólo aparecen deformadas por accidentes relacionados con la orogénesis alpidica, sin que se vean afectadas por los sistemas de pliegues que afectan al Carbonífero autóctono. También es muy importante el señalar que en la vecina Hoja de Maya (26-05), JUCH y SHAFER, 1971, han mostrado ejemplos de superposición de materiales silúricos más metamórficos a otros que no lo son o lo son menos. Esto lleva a considerar que la edad de las traslaciones debe ser posterior a la de los pliegues carboníferos, así como a la ligera etapa de metamor-

fismo subsecuente a los pliegues de fase 1. No se debe dejar de señalar, sin embargo, que tal como señala H.-F. KRAUSSE (comunicación verbal), un estudio comparativo regional permite ver zonas en donde no existe una asociación tan estrecha entre la edad de los materiales y los estilos de deformación que hemos considerado como característicos para el Carbonífero y Devónico respectivamente, y así se presentan, con todos los términos de transición, las estructuras que podríamos llamar propias del Carbonífero, dentro de los materiales devónicos, y viceversa, por lo que es arriesgada una rígida toma de posición en las relaciones cronológicas de ambas deformaciones.

2.2 TECTONICA POSTHERCINICA

Mientras que la orogénesis hercínica parece haberse realizado en un único proceso, los movimientos posteriores tienen lugar a lo largo de diferentes épocas, cada una de las cuales ha dejado el sello de su propio estilo en los materiales afectados.

Siguiendo a H.-F. KRAUSSE (1973) hay indicios para creer que la primera manifestación de movimientos posthercínicos tiene lugar durante el Stephaniense-Pérmico y no constituyen una auténtica orogénesis, sino que más bien dan lugar a una especie de distensión o «aflojamiento» de los macizos a lo largo de grandes accidentes. Esta hipótesis, de difícil comprobación hasta ahora, es apoyada, en parte, por el hecho de que los actuales afloramientos de las cuencas stephanienses se disponen en relación con algunos de estos grandes accidentes que posteriormente han seguido actuando como zonas débiles de la corteza. Tales son los casos de los afloramientos de Ibantelly o de La Rhune, en la vecina Hoja de Vera de Bidasoa. Estos movimientos serían, así, el embrión que al desarrollarse da lugar a la individualización de los macizos.

Muy importantes, desde el punto de vista estratigráfico, son los movimientos epirogenéticos que tienen lugar entre el Jurásico Superior y el Albiense Inferior. Dan lugar a una discordancia estratigráfica casi general entre el Jurásico y el Cretácico, de modo que pisos de diferente edad cretácica se sitúan en concordancia geométrica sobre diferentes tramos del Jurásico, desde el Lías Inferior hasta el Malm, aunque es muy raro que aparezcan el Jurásico y el Cretácico Inferior completos. Los macizos hercínicos aparecen ya diferenciados.

La orogénesis alpídica, en sentido amplio, tiene su iniciación entre el Albiense y el Cenomaniense, produciendo una serie de fallas y cabalgamientos especialmente importantes en la zona norte, donde el Macizo de Cinco Villas cabalga hacia el S., a través de un importante accidente de dirección E.-O.

Las etapas más importantes de la orogénesis alpina hay que situarlas,

sin embargo, con posterioridad a los sedimentos más modernos (Cretácico Superior) que aparecen en esta Hoja, y, de acuerdo con la estructura regional de la zona, al menos como Oligoceno Inferior. Hay evidencia de fases de diferentes vergencias y direcciones dentro de este proceso, como vamos a ver a continuación, al estudiar más detalladamente las principales estructuras de la Hoja.

En general, para el Mesozoico, siguiendo a autores anteriores y especialmente EWERT (1964) y VOELTZ (1964), se han agrupado los principales accidentes en zonas con rasgos tectónicos comunes, sin que esto implique, por otra parte, ningún principio de cronología. Como los principales accidentes han sido ya bautizados por estos autores, conservamos sus denominaciones sin necesidad de hacer referencia en cada uno de ellos.

2.2.1 ESTRUCTURAS POSTHERCINICAS EN EL MACIZO DE CINCO VILLAS

El Carbonífero de Cinco Villas comprende una serie de materiales cuya disposición ha sido modificada por los movimientos mesozoicos y terciarios.

La ausencia de niveles guía en el Paleozoico al O. del Bidasoa impide la reconstrucción precisa de todas las grandes estructuras, de forma que es difícil describir la manera y cuantía en que el macizo se ha visto afectado por las deformaciones posthercínicas.

En aquellos sectores en los que afloran materiales Pérmicos y Triásicos es posible efectuar una reconstrucción, aunque sólo sea parcial, de la estructura.

Efectivamente, los afloramientos de Buntsandstein adoptan una disposición en bandas estrechas, que lateralmente, en ocasiones, se ensanchan con brusquedad. Cada una de esas bandas son escamas limitadas al N. y al S. por contactos tectónicos, excepto en algún caso.

El corte del río Urumea ilustra sobre la geometría de esas escamas, en las cuales el Buntsandstein aparece intercalado tectónicamente en el seno del Carbonífero. En la más meridional de las tres escamas cortadas por el río, al S. de las Minas de Ollín, por ejemplo, se encuentran las areniscas del Triás Inferior verticales, con el techo hacia el N. El contacto norte es, por tanto, de falla, mientras que al S. es simplemente un contacto mecánico, con despegue parcial entre los materiales triásicos y los paleozoicos (1), que también aparecen verticalizados.

Hacia el E. se prolonga la escama unos 2 km., para ensancharse en los alrededores del monte Telleri. Esta brusca evolución lateral de la estructura podría explicarse por disminución del salto de la falla inversa junto con el despegue de una parte del Buntsandstein de su substrato, con lo que podría quedar parcialmente extruido de la aguda cuña que lo pellizca hacia el O.

(1) Por ello, al S. figura en cartografía un contacto discordante. En las dos escamas más septentrionales no se ha podido establecer techo y muro con certeza.

Otro tanto puede decirse de los afloramientos del Triás Inferior entre el Telleri y el Mendaur y de los situados más al N., en las inmediaciones del monte Mendibiribi.

Todas estas estructuras de compresión tienen una alineación general E.-O. y N.70° E., que coincide a grandes rasgos con el trazado del gran accidente, jalonado por afloramientos de Paleozoico, que se extiende desde Ezcurra a Donamaría.

2.2.2 DEPRESION FLYSCH SEPTENTRIONAL Y «ZONA DE MARMOLES»

El flysch de la parte central de la Hoja se dispone como un sinclinorio de dirección E.-O. a OSO.-ENE., depositado con posterioridad a los movimientos austríacos, dada la edad Turoniense de sus niveles basales, discordantes sobre terrenos desde el Paleozoico al Aptiense. Al O. del «Klippe» Paleozoico de Ezcurra el flysch tiene una vergencia S., cabalgado al N. por el Paleozoico y las ofitas, y análogamente sucede al E. del «Klippe». Como, por otra parte, cuando el flysch cubre normalmente a los terrenos anteriores, los pliegues secundarios muestran una vergencia N., debe interpretarse la vergencia S. como ligada a una fase posterior, por levantamiento de bloques paleozoicos al N., a los que, además, acompaña una esquistosidad de las margas del flysch y un cierto «boudinage» de los niveles duros.

Hacia el E., el flysch mantiene esta misma estructura general hasta aproximadamente el meridiano de Santesteban, donde queda separado del resto de la cuenca, que prosigue más hacia Oriente, por sedimentos mesozoicos más antiguos y donde se presentan otros problemas tectónicos que justifican que se estudie este sector separadamente.

El borde S. de la cuenca flysch es de especial interés, ya que aparece en contacto con la «zona de mármoles» o «nappe de marbres» de LAMARE (1936), lo que nos llevará a considerar la génesis y desarrollo de este importante fenómeno.

En efecto, en esta zona, el borde sur de la depresión flysch entra en contacto con una serie metamórfica que abarca desde el Jurásico más bajo al Cretácico Inferior bajo. Gran parte del contacto está formado por una serie de brechas y milonitas que alcanzan una extensión de varios cientos de metros. En estas brechas se encuentran pequeñas imbricaciones graníticas, de rocas básicas y de materiales paleozoicos. Por encima sigue una serie normal, metamorfozada, transformándose las calizas y dolomías en mármoles, en que aparecen diferentes minerales de contacto como escapolita y tramolita. La naturaleza de este contacto y su relación con los procesos metamórficos han sido muy discutidos. Para LAMARE (1924, 1936, 1950, 1953, 1956) la zona de brechas representa el origen de una cobertera, que ha cabalgado en dirección hacia el Norte sobre el flysch, con parcial participación de éste. Esta cobertera está justificada, además, por la existencia

del metamorfismo en las rocas carbonatadas y parte de las pizarras, dando un «nappe de second genre». Este cabalgamiento tuvo lugar durante la orogénesis pirenaica, y el Macizo de Cinco Villas actuó a modo de dique sobre el que chocaron los pliegues posteocénicos. Esta interpretación ha sido criticada por diversos autores como FALLOT y JACOB (1939) y, especialmente, LOTZE (1932), y su escuela, que llegan a conclusiones muy diferentes basándose en un análisis detallado tanto estratigráfico como tectónico, así como del estudio de los minerales metamórficos.

Desde el punto de vista estratigráfico, mientras para LAMARE las brechas basales del flysch son tectónicas, las investigaciones recientes de EWERT y VOELTZ demuestran su origen sinsedimentario (de edad Turoniense) y el flysch aparece como transgresivo y posterior a la marmorización, ya que estas brechas contienen cantos de materiales metamórficos. El metamorfismo es, por tanto, anterior a la orogénesis pirenaica que preconizaba LAMARE. Las zonas de milonitas no se relacionan necesariamente como ligadas a un cabalgamiento, ya que basta un fuerte plegamiento para romper los mármoles existentes.

El análisis de los pliegues pequeños que se encuentran al sur de la orla milonítica muestra una clara vergencia al Sur, en contraposición a la vergencia norte de la cobertera de LAMARE. La serie frontal está invertida hacia el Sur, y esta vergencia continúa en las estructuras que se suceden al Sur y en las fallas inversas al sur de la depresión flysch.

Por último, los minerales metamórficos de contacto se consideran ligados a un magmatismo ácido o intermedio, igualmente de edad austrica.

La hipótesis propuesta [VOELTZ y EWERT (o. c.)] se resume así:

Partiendo de una zona débil de la corteza terrestre, de dirección E.-O., comienza posteriormente al Cretácico Inferior (edad austrica) una *primera actividad* tectónica con un plegamiento que sigue progresivamente en dirección sur, con invasión de magma que dio lugar a un primer metamorfismo. Por acentuación de los esfuerzos se produce un cabalgamiento hacia el Sur que da lugar al accidente que jalona todo el borde sur de la zona de milonitas, llamada por EWERT (o. c.) «1.ª dislocación principal». Donde los esfuerzos son mayores se ha producido una doble escamación, dando lugar, además, a la presencia de los retazos paleozoicos al sur de la depresión flysch. A la vez la orogenia produjo el levantamiento de la zona y la consiguiente denudación. La intensidad de la denudación es proporcional al mayor o menor levantamiento del bloque norte en el cabalgamiento, llegando en algunas zonas al Permotrias, o las ofitas, y donde ha sido menos intensa, conservando así algunos niveles del complejo urgoniano.

Con el comienzo del Cretácico Superior se produce la transgresión del flysch de Oeste a Este, y en esta zona tiene lugar en el Turoniense, como ya se ha dicho.

La *segunda actividad* es posterior al flysch, y por tanto, dentro de la

orogénesis pirenaica, que tiene una vergencia contraria de dirección norte. La superficie de discordancia se convierte en superficie de fractura, produciéndose localmente una milonitización. Las escamas de Paleozoico con el cambio de vergencia quedan «pellizcadas», quedando como «isleos tectónicos autóctonos», LOTZE (1931).

A este accidente, que de ser una discordancia pasa a un cabalgamiento con vergencia norte, llama EWERT «segunda dislocación principal» y constituye en la parte central de la depresión flysch el contacto de los niveles flysch con la milonita.

Durante esta actividad se pliega la cuenca flysch.

Una *tercera actividad* ha afectado a la zona flysch oriental, desde el meridiano de Donamaría hasta su terminación E., a consecuencia de la cual esta zona presenta un aspecto muy diferente al sector occidental. El sinclinal existente, que abarcaba toda la cuenca («sinclinal de Galarde-Mocorro») de EWERT (*o. c.*), se rompió, cabalgando el sector oriental al occidental en un accidente de dirección NNE-SSE., jalonado por el Keuper, al norte de Donamaría. A la vez se elevó el eje del sinclinal por fenómenos diápiricos transversales, dando lugar a la aparición de pliegues transversales de ejes aproximadamente N-S. en los alrededores de Legasa. El sector oriental se compartimenta a su vez en otras dos mitades a través de un cabalgamiento que sigue más o menos la dirección E-O., por el cual la parte nororiental cabalga a la suroccidental.

2.2.3 EL BORDE DEL MACIZO DE QUINTO REAL

El Permotriás, y en ocasiones el Muschelkalk, que forman la aureola del Macizo de Quinto Real, se presentan de modo similar a lo que ocurre en el borde del Macizo de Cinco Villas, dispuesto en varios bloques, con una estructura tipo «Horst». En la parte más meridional varias fallas normales separan diversos bloques permotriásicos en contacto con las ofitas y que, a su vez, son recubiertos por el Cretácico Inferior arenoso. Su edad debe ser, por tanto, afín a los movimientos neociméricos. Al Este, una falla inversa de dirección casi NO-SE. aísla en el Paleozoico dos pequeños bloques permotriásicos.

En la zona al este del Puerto de Velate se destacan dos bloques permotriásicos con una orientación general NE-SO., separados entre sí por una falla normal de dirección SO-NE. prácticamente paralela a su estratificación y que deja entre ellos un retazo paleozoico. Estos grandes bloques están afectados, a su vez, por una serie de fallas normales prácticamente paralelas, con una dirección general NO-SE. que compartimentan el Permotriás en varios pequeños bloques.

Estos dos sistemas de fallas con direcciones normales entre sí afectan en conjunto a todo el borde del macizo.

En la zona cercana al Puerto de Velate se presenta una zona tectónica-

mente compleja, formada por un conjunto de pequeños pliegues muy agudos, separados por diversas fracturas, y orientados según dos direcciones principales: NO.-SE. y SO.-NE. Implican especialmente al Muschelkalk, al Keuper, las ofitas y la parte superior del Buntsandstein. Parte de la dificultad de interpretación de esta zona se debe a la analogía litológica entre el Keuper y la parte superior del Buntsandstein, que puede llevar a la confusión entre ambos términos, con los consiguientes errores. EWERT (*o. c.*) ha dedicado especial atención a este área, y a través de un levantamiento cartográfico muy detallado (1/5.000), analiza las diversas estructuras, anticlinales y sinclinales agudos, cabalgamientos de varias direcciones y vergencias, y llega a la conclusión de que la causa fundamental de esta disposición es el comportamiento diferencial de las calizas del Muschelkalk con respecto a las areniscas del Bunt ante los esfuerzos tectónicos de edad austrica. Mientras las calizas con tendencia a la deformación quedan comprimidas en pliegues isoclinales con vergencia hacia el Macizo de Quinto Real, las areniscas consolidadas sólo presentan deformaciones amplias, junto a formas de fractura. A la vez hay que considerar la presencia del Keuper como agente lubricante. El cambio que se observa en la dirección de los pliegues, que pasan de la NE.-SO. en la parte norte del área a la NO.-SE. en el Sur, puede deberse o bien a la existencia de los macizos de ofitas que sólo dejan espacio a los pliegues de esta dirección, o bien a una tectónica preestablecida en esta dirección.

2.2.4 LA ZONA CENTRAL DE PLIEGUES

Entre los Macizos de Cinco Villas y Quinto Real se sitúa una amplia zona de terrenos mesozoicos dispuestos según una serie de pliegues separados por diversos cabalgamientos. Tanto la dirección general de los ejes de los pliegues como la de los principales accidentes se aproxima a la E.-O., de acuerdo con la dirección regional de los esfuerzos pirenaicos, aun cuando no falten estructuras transversales en donde el Keuper ha debido jugar un importante papel.

Una visión de conjunto del mapa nos da para esta zona central un positivo de amplios sinclinales generalmente ocupados por las arcillas del Albiense y anticlinales agudos marcados por los afloramientos urgonianos o jurásicos. En la sucesión sinclinales-anticlinales se observa con frecuencia la estructura cabalgante de éstos. La dirección general de los pliegues (que varía entre el E.-O. y el NE.-SO.) sufre, sin embargo, un cambio de rumbo en las proximidades del borde sur del Macizo de Quinto Real. Entre la zona de mármoles, que en conjunto corresponde al flanco sur de un anticlinal cabalgado hacia el Sur por el flysch cretácico de la depresión norte, y el haz de pliegues de la parte sur, se extiende un sinclinal amplio ocupado por el Albiense, que, en su parte occidental, aparece desdoblado, ya que

los afloramientos de las calizas urgonianas marcan la presencia de crestas anticlinales. Igualmente pueden observarse afloramientos aislados de materiales más antiguos (Keuper e Infralías) en el afloramiento de Otxola, o retazos de mármoles urgonianos al N. de Igoa. Su estructura parece similar a los ya descritos «isleos autóctonos»: dos vergencias contrarias han logrado separar estos materiales del substrato laminado, lo que debía corresponder a un anticlinal de origen diapírico probablemente y dando lugar a un pliegue en forma de seta.

En los pliegues que se suceden más al Sur, una nota característica es la presencia de una doble vergencia. Una vergencia sur, que acompaña a pliegues y fracturas de dirección E.-O., es claramente perceptible en numerosos accidentes, especialmente en la parte suroccidental de la Hoja. Esta vergencia se traduce, en varios casos, en la laminación de los anticlinales, cuyo flanco sur llega a desaparecer cabalgado por el flanco norte, como sucede a la altura del cabalgamiento de Igoa, por acentuamiento de la inversión del anticlinal de la Sierra de Seambe, al Oeste. Hacia el Sur, el sinclinal que sigue presenta su flanco sur (o flanco N. del anticlinal que debía continuar) cabalgante nuevamente hacia el Sur («cabalgamiento de Aizaroz»), por lo que se suceden dos sinclinales cabalgantes. Nuevamente al Sur se produce un nuevo cabalgamiento sobre el Albiense, que aparece invertido. A partir de aquí se desarrolla la serie normalmente, con progresivo buzamiento hacia el Sur, para dar lugar a un amplio sinclinal cuyo mayor desarrollo corresponde a la Hoja del Sur. La vergencia norte ya se manifiesta en algunas fracturas al O. de Beruete y en el alabeo y cambio de inclinación del cabalgamiento de Aizaroz que ha separado los dos sinclinales, donde, a la vez, se produce un cambio en la dirección que pasa a ser ENE.-OSO. Estas estructuras, observables en el corte I, aparecen limitadas tanto al O. como al E. por accidentes transversales. Al O. confluyen en la zona de Beruete, de especial complejidad tectónica, denominada por LAMARE (1936) como «noed de Beruete». Hacia el E., parte de la estructura (la parte norte) se ve cortada por una fractura con componentes de desgarre y salida de Keuper de dirección NNO.-SSE. En ambos casos parece ser el Keuper, en relación con movimientos diapíricos, el responsable.

Al este de esta fractura se desarrolla un anticlinal («anticlinal de Erpegui») de neta vergencia norte que continúa hacia el Este por un cabalgamiento de gran longitud («cabalgamiento del Ulzama») que tiene, sin embargo, vergencia al Sur. Al norte del cabalgamiento del Ulzama se dispone un amplio sinclinal («sinclinal de Carramistegui»), isoclinal, de vergencia S., cuyo límite norte es, a su vez, una falla inversa de vergencia sur.

Entre este sinclinal y el anticlinal descrito, anticlinal de Erpegui, hay, de nuevo, una estructura transversal, marcada por un anticlinal de dirección NNO.-SSE. Posiblemente sea la presencia de las rígidas masas de calizas arrecifales urgonianas lo que ha ocasionado esta dirección anómala,

de modo similar a lo que sucede en la proximidad de los macizos paleozoicos.

En las proximidades del Macizo de Quinto Real se dispone una serie de anticlinales agudos correspondiente a los afloramientos urgonianos y sinclinales más amplios (ocupados por las margas albienses), con una vergencia norte que se acentúa hacia el SE.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de esta zona ha comenzado con la sedimentación de los terrenos más antiguos aquí presentes: Devónico y Carbonífero, entre los que se encuentra una concordancia. La orogénesis hercínica ha producido en el Macizo de Quinto Real una serie de pliegues con ejes de dirección N.-S. En la parte oriental del Macizo de Cinco Villas se presenta una estructura en escamas con cabalgamientos hacia el norte del Devónico, sobre terrenos más modernos. En la parte occidental han podido detectarse (GARCIA DUEÑAS, comunicación verbal) varios sistemas de pliegues.

La orogénesis hercínica produjo el levantamiento de estos terrenos, diferenciándose los dos macizos principales.

Con el Pérmico y el Traís Inferior tiene lugar una sedimentación predominantemente detrítica. Se señala una discordancia («discordancia saálca») que origina una laguna estratigráfica entre el Rotliegende Inferior, período en que tuvo lugar una actividad volcánica básica («basaltos de Mendaur») y el Pérmico Superior (problemático) - Buntsandstein.

Durante el Buntsandstein se produce una sedimentación terrígena en clima árido. Las condiciones marinas son más francas durante el depósito del Muschelkalk, calizo y dolomítico, cuya composición litológica, tramo dolomítico intermedio entre tramos calizos inferiores y superiores, permite entrever la existencia de un estado transgresivo pasajero dentro del Muschelkalk. Con el Keuper vuelven condiciones semilagunares que originan depósitos de evaporitas junto con margas arcillosas multicolores. El tránsito hacia unas condiciones marinas puede observarse ya en los niveles superiores, donde hay ya algunos niveles de dolomía. Sobre el Keuper vienen niveles que corresponden claramente a este estado transicional que va a desembocar en las facies marinas francas del Jurásico. Efectivamente, los términos inferiores del Lias (con la probable inclusión del Rhetiense) comienzan con una sedimentación dolomítica y que pasa progresivamente a calizas en que se observan tanto tramos alternantes («calizas rubanéas») depositados en régimen de mareas, como las calizas con oolitos o intraclastos, reflejo de un régimen de alta energía. La presencia de las tobas indica, por otra parte, la existencia de una actividad volcánica independiente de la más general,

la que ha dado lugar al emplazamiento de las ofitas. Las ofitas han metamorfozido los términos basales del Jurásico a la vez que han afectado a las tobas volcánicas preexistentes, por lo que su inclusión en el Keuper hay que situarla durante el Jurásico. El límite cronológico superior lo marca el Cretácico Inferior, cuyos conglomerados contienen cantos de ofitas. Con el Lías se van alcanzando cada vez condiciones marinas de mayor profundidad, señalándose un máximo para las margas del Toarciense. A partir de aquí y de modo progresivo va aumentando el carácter calcáreo, iniciándose un movimiento regresivo que da lugar al depósito de calizas arenosas en los términos superiores y del Jurásico, y que en regiones vecinas (VILLALOBOS y RAMIREZ, 1971) culmina con la formación de un Kimmeridgiense arrecifal. En nuestra Hoja faltan con frecuencia estos términos superiores, pero donde las series se presentan más completas, al norte de la Hoja, hay un mayor contenido detrítico en el Jurásico Superior.

La primera diferenciación posthercínica en el área de sedimentación está relacionada con la *orogénesis neocimmérica*. Durante el Malm se elevan los Macizos de Cinco Villas y Quinto Real, que sufren el arrasamiento de parte de su cobertera. Entre ambos macizos no se interrumpe, sin embargo, una sedimentación en área probablemente compartimentada y en condiciones marinas restringidas que dan lugar a una sedimentación de facies weáldica. Durante el Neocomiense tiene lugar una pasajera transgresión con depósito de calizas marinas. Estos movimientos, de tipo epicontinental, han proseguido probablemente incluso dentro del Aptiense, ya que en ocasiones faltan estos términos basales. A lo largo de este tiempo se ha producido una abrasión de parte del Jurásico y de los términos de transición depositados, de modo que cuando comienza la sedimentación marina del Cretácico Inferior, ésta fosiliza un área parcialmente arrasada, y como consecuencia encontramos los niveles basales del Cretácico sobre materiales Jurásicos de edad diferente, desde el Lías Inferior hasta los términos de transición de facies weáldicas, con todos los estados intermedios. En las proximidades del Macizo de Quinto Real la elevación ha proseguido durante el Cretácico Inferior, como lo atestiguan los diferentes niveles de conglomerados (hasta 20 en el anticlinal de Erpegui) que acompañan al depósito de margas y areniscas de edad Albiense Inferior.

La sedimentación del Albiense Inferior tiene lugar en dos ciclos litogénicos bien diferenciados. Durante el período «urgoniano» (Aptiense y parte del Albiense) predominan facies de calizas organógenas, areniscas y margas detríticas con orbitolinas, con numerosas diferenciaciones locales y consecuentes cambios laterales de facies. Durante el Albiense Superior terminan estas condiciones: tiene lugar una subsidencia muy fuerte que acaba con los organismos constructores y da lugar a una relativa uniformidad litológica. La subsidencia debía compensarse con una sedimentación de carácter euxínico, ya que apenas se advierten cambios en la litología de este paquete

de más de 2.000 m. de potencia. Solamente los bordes del Macizo de Quinto Real reciben un aporte detrítico considerable.

Durante el Cenomaniense, una nueva actividad orogénica (Fase Aústrica) ocasiona una diferenciación intensa en el área de sedimentación, a la vez que da lugar a fenómenos tectónicos responsables del modelado actual. Estos movimientos señalan ya el comienzo de la orogénesis alpina. En el área norte se produce el levantamiento del Macizo Paleozoico y su cabalgamiento hacia el Sur. A lo largo de este cabalgamiento se han introducido probablemente magmas ácidos que causan un metamorfismo neumatolítico y de contacto, en las series dolomíticas y calizas superiores. La fase gaseosa originó la formación de escapolita y tramolita a la vez que por efectos del metamorfismo térmico tuvo lugar una marmorización general, aunque de diferente intensidad.

La dirección de las estructuras es E.-O. a OSO.-ENE. y su intensidad decrece hacia el Sur y también hacia el O. Hacia el O. se conserva gran parte del edificio urgoniano, y hacia el Sur, aunque faltan afloramientos en un área muy extensa, se comprueba una concordancia estratigráfica perfecta entre el Albiense y los depósitos de facies flysch que comienzan en el Cenomaniense. Por el contrario, en el área norte, el flysch comienza con brechas del Turoniense a través de una transgresión marina proveniente del Oeste.

Durante todo el Cretácico Superior ha habido una sedimentación continua con facies flysch en una cuenca que hoy se presenta dividida en dos por las estructuras intermedias del Cretácico Inferior, aunque no hay indicios de que existieran dos cuencas diferentes. Probablemente formaron una sola cuenca a partir del Turoniense. Para la datación de las siguientes fases orogénicas hay que tener en cuenta un hecho estratigráfico que no puede deducirse de esta Hoja, pero sí de las áreas más al Sur, a saber, que los sedimentos del Cretácico Superior están en concordancia con niveles del Terciario Inferior marino, que abarca al menos todo el Eoceno, por lo que estos movimientos que afectan al paquete de estratos del Cretácico Superior han de ser datados, al menos, como del Oligoceno Inferior. La historia sedimentaria, por tanto, se interrumpe en esta Hoja antes de los movimientos orogénicos que han modelado las principales estructuras actuales. Varias fases pueden detectarse analizando direcciones y vergencias de estas estructuras. Una primera fase, de vergencia sur, origina los diferentes cabalgamientos estudiados brevemente en el capítulo de la tectónica: cabalgamientos de Igoa, Aizaroz, Oroquieta, Ulzama, etc. Su datación como pertenecientes a fases pirenaicas se establece claramente si observamos que el cabalgamiento más meridional («cabalgamiento de Oroquieta») ha ocasionado una fuerte inversión del Albiense cabalgado hacia el Sur, y este Albiense progresivamente adopta su posición normal, soportando todo el conjunto del Cretácico Superior, del que sólo aflora una parte

en esta Hoja, y que a su vez es concordante, aún más al Sur, con el Terciario Marino.

VOELTZ (o. c.) llama a esta fase de vergencia sur, fase previa de la orogénesis pirenaica. Su dirección es la E.-O.

Una segunda fase, posterior, se caracteriza por una vergencia norte y una dirección más próxima a la NO.-SE. Es responsable del cambio de vergencia en la zona de mármoles, donde produjo una fuerte brechificación y el plegamiento de la depresión flysch. Asimismo cambia la vergencia de las estructuras austríacas, originando los «isleos autóctonos» paleozoicos, y los que, más al Sur, aparecen en medio de las margas albienses. Igual ocurre para el cabalgamiento de Aizaroz. Por otra parte, la componente oriental origina las estructuras transversales que contienen una componente de desgarre.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

En esta Hoja son abundantes las canteras y existen algunas explotaciones mineras. Comenzaremos por describir brevemente las canteras para pasar luego a las minas.

4.1 CANTERAS

Ofitas: Abundan enormemente en el Keuper, donde dominan sobre las margas abigarradas. En general aparecen superficialmente meteorizadas, lo que obliga a realizar un cierto desmonte para poner al descubierto la masa canterable.

Las ofitas se explotan como áridos para canterar, y la principal cantera de ofitas de Navarra se encuentra en Elzaburu (Ulzama). Se han explotado también en otros puntos por la Diputación Foral de Navarra.

Calizas: Se explotan para producción de áridos para cantera o para hormigón, calizas del Aptiense-Albiense y del Jurásico. Son abundantísimas las explotaciones abandonadas, pero actualmente se trabaja solamente en Oronoz-Mugaire (Jurásico), Almandoz (Jurásico) y Urroz (Aptiense).

En el Jurásico Superior de Arrarás se explotan las calizas tableadas para bordillos de aceras.

Mármoles: Se encuentran dos canteras en explotación en Erasan y se han explotado otras en las calizas Aptienses-Albienses. Se extraen bloques paralelepípedicos para enviarlos a las serrerías, y con los trozos sueltos se suelen fabricar terrazos a pie de cantera.

En el Jurásico de Almandoz también se explotan mármoles.

Losas de areniscas: Abundan las pequeñas explotaciones de losas de arenisca en el Buntsandstein. Normalmente estas areniscas tienen un cierto contenido en mica que facilita la extracción de losas de dos o tres centímetros de espesor. Casi toda la producción se exporta a Francia, donde encuentra más salida que en nuestro país.

Casi todo son explotaciones efímeras en terrenos comunales arrendados a los Ayuntamientos.

Yeso: Se explotaba en trabajos subterráneos en Irurita, pero la escasa demanda ha obligado a cerrar la explotación.

4.2 MINERIA

Fluorina: En este momento la actividad minera se reduce al ángulo NO. de la Hoja, donde la Compañía Vasca de Minas explota filones de fluorita, con siderita, cuarzo, blenda y galena en el Valle del Urumea, donde esta Compañía cubre con sus concesiones la zona de mayor abundancia de indicios.

Los filones, en esta zona (Ollín, Nailizake, Eduardo), son preferentemente de dirección N.-S. Aunque en la Hoja contigua abundan también en E.-O. y NO.-SE. Los filones son bastante irregulares, influyendo en su continuidad las características mecánicas de la roca de caja. Arman siempre en el Carbonífero. A veces son subparalelas y se entrecruzan con diques de diabasa. Parece haber una zonación en las mineralizaciones. Los minerales ricos en galena y blenda con menos fluorina se encuentran en la parte norte, mientras que hacia el Sur abunda más la fluorina y casi desaparece la galena y blenda. De todos modos los filones siempre presentan un telescoping muy pronunciado.

Caolín: Este mineral se ha explotado en muchos puntos del Keuper, muy abundante en ofitas. Actualmente hay en actividad solamente una mina a cielo abierto en Velate (San Lorenzo). El material arrancado se lava en Elizondo. La principal salida de este producto es para la fabricación de papel.

Desde el punto de vista genético, el caolín de esta zona plantea una serie de problemas sin resolver por el momento. Hay varios yacimientos en los que 'su procedencia por descomposición del feldespato de las ofitas aparece clara. Las ofitas suelen aparecer descompuestas preferentemente en zonas de fractura hasta bastante profundidad. Se puede ver el paso gradual de la ofita sana a las masas de caolín. Esta descomposición, por la profundidad que alcanza, por su localización, por la frecuente asociación del caolín con calcopirita, blenda acaramelada y galena en pequeños cristales distribuidos en la masa, nos inclina a pensar en una acción hidrotermal (Berroeta, Ventazar).

Otras veces abunda el yeso interestratificado con las masas de caolín,

lo que apunta claramente a un origen sedimentario. El yacimiento de Velate es de este tipo y no contiene sulfuros dispersos. Lo mismo sucede al sur de Elizondo.

Por último (Ciga-Irurita), hay un yacimiento que ha dejado de explotarse recientemente, en el que abunda enormemente el yeso, tiene bastante continuidad, contiene bastantes sulfuros y se encuentra en contacto brusco con granulitas granatíferas.

Magnesita: Se explota en la Hoja contigua (91), pero aflora ampliamente en el extremo SE. de ésta. Recientemente se ha renunciado a un permiso de investigación en la zona de Sayoa.

Se presenta en masas estratiformes en las dolomías del Carbonífero inferior (Quinto Real) o del Muschelkalk (Velate).

Desde hace años se discute la génesis de estos yacimientos.

Su gran extensión con relación a su potencia, así como la disposición bipolar de los cristales de magnesita en algunos estratos, apunta a un origen sedimentario, tesis que defiende GOMEZ DE LLARENA, mientras que su paso lateral a las dolomías, así como los enclaves de esta roca incluidos en la masa de magnesita y la aparición de cristales de magnesita en las diaclasas (singenéticas del plegamiento), apuntan a una génesis metasomática, tesis que defiende PILGER.

La existencia de magnesita en las dolomías triásicas de Velate, aunque en un yacimiento de mucha menor importancia, también en la vecindad del Macizo de Quinto Real, parece un argumento en favor del metasomatismo.

La discusión continúa, habiendo muchos argumentos a favor y en contra de ambas hipótesis. Por último, se piensa también en una diagénesis con removilización del magnesio enriqueciendo zonas de la dolomía. El principal problema está en determinar si ha habido o no aporte externo de magnesio.

5 PETROLOGIA

5.1 ROCAS PLUTONICAS

Aunque no existen verdaderos afloramientos de rocas plutónicas, deben mencionarse las aisladas manifestaciones graníticas que se encuentran al sur de la zona de mármoles, muy tectonizadas y que aparecen junto a los afloramientos del Paleozoico pellizcado que forma los llamados «islands autóctonos» de LOTZE (o. c.). Se trata de un granito a veces ultramilonitizado (LAMARE, 1936). Estudios posteriores (EWERT, o. c.) lo describen como consistente en casi un 100 por 100 de cuarzo y feldespato. Como componente secundario —hasta accesorio— aparece la moscovita en cuñas radiales y pequeñas láminas. Hay restos de agujas de turmalina. En las zonas

próximas a la dislocación, el granito contiene pequeños cristales de pista-cita, que se entrelazan a la moscovita como formaciones secundarias. De los feldespatos, la ortoclasa representa la mayor proporción. Los cristales grandes laminados se desdoblán en parte a pertita. Las plagioclasas están representadas como albita pura.

5.2 ROCAS VOLCANICAS

De acuerdo con la edad de los materiales en que se encuentran, que, por otra parte, y a excepción de los basaltos interestratificados en el Pérmico Inferior, no condicionan la edad de su formación, encontramos las siguientes manifestaciones de rocas volcánicas:

Diabasas del Paleozoico

En la zona de Zocoa, interestratificados con la serie de esquistos con «flasas» y arenisca, se encuentran varios diques de rocas volcánicas, de cuyo estudio se deduce que se trata de una diabasa albitizada con textura porfídica con matriz subofítica. Está formada por algunos fenocristales de plagioclasa albitizados con sericita. La matriz ofítica está constituida por secciones tabulares divergentes de albita con los espacios intergranulares ocupados por clorita en sustitución del ferromagnesiano. Hay frecuentes ilmenita leucoxenizada y óxidos de hierro liberados de la cloritización del piroxeno.

Cabe pensar, a la vista de su analogía con las ofitas, que estos afloramientos puedan corresponder a las chimeneas de salida de las «ofitas» que encontraron unas mejores condiciones de expansión en los tramos de arcillas con evaporitas del Keuper. En este caso la edad de estas diabasas dentro del Paleozoico sería muy posterior, al menos después de la sedimentación del Lías Inferior, como hemos visto anteriormente.

Basaltos del Pérmico

Ya LAMARE (1936) citaba estas coladas basálticas dentro del Pérmico Inferior, a las que califica como basaltos espilíticos. Se presentan estratificados en dos niveles diferentes, sin que se puedan añadir más datos de momento.

Ofitas

Son muy extensas las manifestaciones de estas rocas volcánicas, que normalmente se presentan asociadas al Keuper.

El estudio petrológico muestra una textura ofítica y subofítica, con grandes placas xenomórficas de piroxeno englobando listones tabulares de plagioclasa divergentes y xenocristales de piroxeno que no exceden la longitud

del plagioclasa y se disponen intergranularmente. Como componentes principales se encuentran la albita y piroxeno monoclinico (augito), y como componentes accesorios: feldespatos, anfíbol, clorita, epidota, ilmenita y esfena.

La roca se clasifica como diabasa albitica.

Es muy interesante, por otra parte, constatar el metamorfismo que han sufrido estas ofitas cuyas diaclasas de tensión se encuentran, en algunos afloramientos, rellenas por cristales de calcita, cuarzo, epidota, piritita y oligisto. Una muestra de las ofitas próxima a estas diaclasas presenta una textura ofítica residual, con grandes placas xenomórficas de piroxeno monoclinico, como único componente original, rodeado por epidota fina granular en sustitución total del plagioclasa. Como componente accesorio está la esfena formada a partir de ilmenita. Mientras el piroxeno permanece inalterado, el plagioclasa fué epidotizado. Para este fenómeno metasomático fue necesario el aporte de Ca, Si, Mg y/o Fe, con pérdida de sodio.

Como primera hipótesis de este metamorfismo formulamos la de que el metamorfismo ácido que actuó en la zona de mármoles ha afectado igualmente a algunos afloramientos ofíticos, dando lugar a este metasomatismo.

La estructura de las ofitas es masiva.

Tobas volcánicas

Con una cierta continuidad se encuentran en el Lías Inferior horizontes de tobas volcánicas junto con brechas marmóreas a las que, frecuentemente, acompañan bancos de hematites hasta de 0,5 m. Se trata de pequeñas bombas volcánicas sedimentadas junto con trozos de calizas que aparecen recristalizadas. Estas tobas, que LAMARE (1936) considera equivalentes al «tuf eruptive hettangien» de los Pirineos occidentales, señalan una actividad volcánica anterior a la de las ofitas. A esta conclusión se llega después de haber fijado la edad de las ofitas con posterioridad al Infralías, ya que éste, incluso por encima de los niveles de tobas, aparece marmorizado y dolomitizado a causa de la proximidad de las ofitas que encajaron en el Keuper y lo desplazaron en muchas ocasiones.

5.3 ROCAS METAMORFICAS

Ya se ha hablado de la existencia de una zona metamórfica al norte de la Hoja que afecta al Jurásico y Cretácico Inferior, así como de las diversas hipótesis sobre su génesis en relación con la tectónica local.

Con menos intensidad, otras zonas calizas están también metamorfizadas.

De entrada cabe diferenciar dos metaformismos diferentes en cuanto a su edad y su causa. Por un lado, el metamorfismo térmico que afecta a los niveles inferiores del Lías cuando están en contacto con las ofitas y que se traduce en una marmorización de sus términos. Esta marmorización tiene lugar no sólo en la zona de mármoles, sino también al Sur (zona de Basa-

burúa) y al Este. En conjunto se trata de un metamorfismo débil, provocado por una alteración térmica consecuente a la emergencia de la ofita, sin formación de minerales de contacto.

La edad de este metamorfismo hay que colocarla entre el depósito del Infralías y el Cretácico Inferior, cuyos niveles de conglomerados, en zonas no metamórficas en sí, contienen cantos de mármoles análogos a los del Infralías.

Un segundo metamorfismo es posterior, ya que afecta incluso a términos altos del Cretácico Inferior. Se desarrolla con especial intensidad en la zona de mármoles, de modo desigual, y más incompleto en la zona central y al Este (área de Almandoz). Las calizas, tanto del Infralías como de algunos términos del Jurásico (en especial sus términos superiores) y de los niveles arrecifales del Cretácico Inferior, se han transformado en mármoles que contienen, según las zonas, minerales de contacto como los de la serie de la escapolita (diapiro y marialita especialmente) y tremolita. La presencia de estos minerales permite suponer la existencia de un magma ácido cuyo enfriamiento originó una fase neumatolítica que allí donde la tectonización había sido mayor encontró más fácil salida, dando lugar a zonas especialmente ricas en estos minerales. De hecho se encuentra un paralelismo entre las zonas con mayor extensión de las milonitas y más fuertemente metamorfizadas. A la vez que este metamorfismo neumatolítico, la influencia térmica actuó independientemente de las facilidades de comunicación con las zonas externas, extendiendo el campo del metamorfismo hacia otras áreas distantes de la zona de mármoles, como las calizas liásicas de Almandoz.

La edad de este segundo metamorfismo, como se ha visto en el capítulo de tectónica, hay que relacionarla con la fase austrica por razones estratigráficas, porque los términos más altos afectados están dentro del Albiense y no alcanzan al Cretácico Superior (en unos conglomerados basales hay cantos de mármoles), y por razones tectónicas, ya que es en esta etapa orogénica cuando el levantamiento y cabalgamiento del Macizo de Cinco Villas pone de manifiesto la existencia de una zona débil en la corteza que coincide localmente con el ámbito del mayor desarrollo del metamorfismo.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA (1882).—«Edad de las ofitas». *Comis. Mapa Geol. España*, 9-93-96.
- ADLER, R., y RICHTER, D. (1961).—«Bemerkungen zur geologischen Situation der Magnesitvorkommen bei Urepele in den französischen Westpyrenäen». *Z. Erzbergb. Metallhüttenwesen*, 14, 1, S. 17-23, Stuttgart.

- BERTRAND, L. (1911).—«Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales; essai d'une carte structural des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, 11, pp. 122-153.
- DE BOER, H. U. (1964).—«Geologische Aufnahme des Paläozoikums nördlich des Magnesitbruchs Astureta bei Eugui-Navarra in den spanischen Westpyrenäen». *Unveröffentl. Diplomarbeit, Bergakademie Clausthal*.
- (1965).—«Das Paläozoikum nördlich der Magnesitvorkommen von Eugui-Navarra in den spanischen Westpyrenäen und die wasserversorgung der Gemeinde Irurita-Navarra». *Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. Clausthal-Zellerfeld*.
- DE BOER, H. U., und MOHR, L. (1966).—«Zum magmatismus in Aldudes-Quinto-Real-Massiv, in dem Spanischem-Westpyrenäen». *Z. dt. geol. Ges.*, 116 (1964), 3, 761-772, Hannover.
- DE BOER, H. U. (1966).—«Beispiele spitzwinkliger Achsenüberprägung aus den spanischen West-Pyrenäen». *Z. dt. geol. Ges.*, 116 (1964), 3, 753-760, Hannover.
- CAREZ, J. (1903-1909).—«La Géologie des Pyrénées françaises». *Mém. Carte Géol. Fr.*, 13; Paris.
- CIRY, R. (1951).—«Observations sur la Crétacé de la Navarre espagnole à Nord-Ouest de Pampleune». *C. R. Acad. Sci. séance 2*, 233, 72-74, Juillet.
- DAMESTOY, G. (1961).—«Esquisse tectonique du massif des Aldudes-Quinto Real (Basses Pyrénées). (Note préliminaire)». *C. R. Soc. Géol. France*, 1961, 4, 86-87, Paris.
- DUBAR, G. (1925).—«Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises». *Mém. Soc. Géol. du N.*, 9, Lille.
- (1927).—«Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le NW. de l'Espagne aux temps Jurassiques». *C. r. XIV, Congr. geol. internat.*, Madrid, 1926, 2, 585-589, 1 fig.
- (1930).—«Lias et Jurassique du Baztán». *B. S. G. F.*, 4, 30, 2.930, 589-608, Tab. LX y LXI.
- (1934).—«Sur l'âge des couches attribuées par M. LAMARE au Néocomien». *C. R. Somm. S. G. F.*, 17, 1934.
- EWERT, F. K. (1964).—«Geologie des Südteiles der Baskischen Pyrenäen». Tesis no publ. Univ. Münster, 223 pp.
- FEUILLEE, P. (1962).—«Le Crétacé moyen en Navarre espagnole». *Bibliog. C. I. E. Pirineos*, p. 12, Pau.
- (1963).—«La base du Flysch "Sud-Pyrénéen" (Navarre espagnole)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 256, pp. 2.640-2.642, Séance du 18 Mars, Paris.
- (1963).—«Observaciones sobre el Cretáceo Medio de la depresión de Vera-Sare-Ainhoa (Bajos Pirineos y Navarra)». *N. y C. I. G. Minero*, n.º 69, pp. 246-247.
- (1964a).—«Contribution à la connaissance du Crétacé Moyen du nord

- et de l'ouest de la Navarre Espagnole». *Act. Congr. Intern. Est. Pyren.*, pp. 45-49, Pau.
- (1964b).—«Sur l'âge cénonanien des calcaires à Caprines des Pyrénées basques occidentales». *C. R. Soc. Géol. France*, 2, pp. 90-92, Paris.
- (1970).—«Y a-t-il des flysch pyrénéens?». *Bull. de la Soc. Géol. de France*, 7 sér., t. XII, n.º 4, pp. 603-611.
- (1971).—«Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénonanien Pyrénéo-Cantabrique; problèmes d'environnement sédimentaire». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, t. 9, pp. 277-311.
- FEUILLEE, P., y SIGAL, J. (1964).—«Présence d'un niveau à *Globotruncana helvetica*, BOLLII (Turonien) dans la région basco-cantabrique». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 5, pp. 201-203, Paris.
- (1965).—«La transgression du Crétacé Supérieur sur le massif des Cinco Villas (Pyrénées Basques Espagnoles)». *C. R. Somm. Sc. Soc. Géol.*, fasc. 2, p. 45.
- FOURNIER, E. (1908).—«Etude sur les Pyrénées basques (Basses Pyrénées), Navarre et Guipuzcoa». *Bull. Carte Géol. Fr.*, n.º 121, t. XVIII, pp. 491-548.
- (1913).—«Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4.ª serie XIII, pp. 183-212.
- GAVALA, J. (1924).—«Los embalses de la regata de Leurtza en Urroz (Saltos de Urroz. Informe acerca de los embalses proyectados en la regata de Leurtza)». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 45 (V de la 3.ª serie), pp. 263-284.
- GEOLOGISCHE KARTE DES MAGNESITGEBIETES VON EUGUI IN DEN SPANISCHEN WESTPYRENAEN (1972).—«R. E. Adler, H. U. de Boer, A. Kl. Bornhorst, W. Fuchs, H. F. Krause, H. Jordan, K. Mohr, Dieter Müller, Rainer Müller, H. Requadt, H. Roth, J. Thiele, M. Wirth, bajo la dirección de A. Pilger». *Clausthaler Geologischen Abhandlungen*, Heft 12.
- GOAR, ISIDORE y LAMARE (1935).—«Die Existenz von oolithischen Eisenmineralen im Devon der Navarresischen Pyrenäen». *C. R. VII.º Congr. Intern. Mines Metall. Geol. appl.*, pp. 305-311, 2 figs., 2 láms., París.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1950).—«Breve noticia sobre hallazgos paleontológicos en el Paleozoico de los Pirineos Vascos». *Estudios Geol.*, n.º 11, pp. 245-249, Madrid.
- (1950).—«La magnesita de Eugui». *Bol. de la Real Soc. Española de Historia Natural*, t. 48, pp. 63-67.
- (1950).—«La magnesite (giobertite) de la haute vallée de l'Arga (Pyrénées de la Navarre espagnole et d'Urupel (Basses-Pyrénées)». *C. R. Acad. Sci.*, 18, XII, París.
- (1952).—«Sobre el origen de la dolomita del Puerto de Velate». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, n.º 26, p. 93.
- (1953).—«Observaciones paleontológicas y geológicas en Navarra y Babia Baja (León)». *Estudios Geol.*, n.º 18, pp. 321-323, Madrid.

- (1954).—«Contribución al estudio de la magnesita sedimentaria». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid.
- (1956).—«Datos paleontológicos sobre los terrenos paleozoicos del valle alto del Arga, Quinto Real (Navarra) e Irún (Guipúzcoa)». *Act. 2 Congr. Intern. d'études pyrénéennes*, 2 London/Paris, 1954; sect. 1, 61-71, Toulouse.
- (1959).—«Nuevas observaciones sobre la magnesita sedimentaria». *Sep. «Estudios Geológicos»*, Vol. XV.
- (1960).—12, «Neue Beobachtungen betreffend den sedimentaren Magnesit». *Sonderabdruck aus Montan-Rundschau*.
- (1960).—«Nuevas observaciones sobre la magnesita sedimentaria (addenda)». *Extr. de Not. y Com. del I. G. M. E.*, n.º 57.
- (1962).—«Observaciones complementarias y experimentales sobre la magnesita sedimentaria». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 66, p. 5.
- (1964).—«Aportaciones gráficas al estudio de la magnesita sedimentaria de Asturreta (Navarra)». *Rev. Estud. Geológicos, I. G. de Invest. «Lucas Mallada»*, C. S. I. C., Vol. XX, n.º 3-4, pp. 315-338, 31 fotos.
- (1968).—«La diagénesis en la dolomita y magnesita de Asturreta (Eugui, Navarra: un problema por estudiar». 2.—«Newlandia navarrensia, estromatolito namuriense de Asturreta». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 66, p. 41.
- HEDDEBAUT, CL. (1965).—«Recherches stratigraphiques et paleontologiques dans le massif des Aldudes», *B. S. G. France*, VII, n.º 4, p. 631.
- (1967).—«Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses Pyr.)». *C. R. S. G., Fr.*, fasc. 7, p. 280.
- (1970).—«Sur l'âge des formations paléozoïques du massif des Cinco Villas (Pays basque espagnol)». *C. R. Somm. séance Soc. Géol. Fr.*, 6, pp. 205-207, París.
- (1973).—«Etudes Geologiques dans les Massifs Paléozoïques basques». Thésés. Université des Sciences y Techniques de Lille, France.
- JUCH, D., y SCHAFFER, D. (1971).—«L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arizakcum dans la parte orientale du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne)». *Pirineos*, 111:41 a 58. Jaca, 1974.
- KARRENBERG, H. (1934).—«Die postvariszische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien)». *Beitr. Geol. Westl. Mediterran-gebiete*, Berlín.
- KLARR, K. (1971).—«Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes-Quinto Real Massiv (spanische Westpyrenäen)». *Clausthaler geol. Abh.*, 11, 184 p., 42 fig., 1 tab., 16 Beil. Clausthal-Zellerfeld.
- KRAUSSE, H. F. (1971).—«The tectonical evolution of the Western Pyrénées». *Pirineos*, 111:69 a 96. Jaca, 1974.
- (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).—«Über den geologischen Bau variszischer Massive und ihrer alpidischen Mantelschichten in den Baskischen Pyrenäen». *Habilitationschrift-Technis. Universität Clausthal*. Clausthal-Zellerfeld, den 26, Feb. 1973.
- KULLMANN, J. (1970).—«Oberdevonische und karbonische Goniatiten-Faunen in den Spanischen Westpyrenäen». *Clausthaler Geol. Abh.*, H. 12.
- LAMARE, P. (1924).—«Sur la présence de granites dans les vallées de Baztan et de Bertiz Arana et leur signification tectonique». *C. R. Acad. Sc.*, 179, 1412 ff.
- (1925).—«La série métamorphique des environs d'Almandoz (Navarra)». *Bull. Soc. Géol. France*, 25, pp. 581-587, 1 croquis au 1/200.000.
- (1925).—«Observations nouvelles sur la «nappe des marbres» des Pyrénées navarraises». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.^e série, XXV, p. 689, 1925.
- (1926).—«Sur la structure des Pyrénées navarraises». *C. R. XIV Cong. Géol. Int.*, pp. 693-698, Madrid.
- (1928).—«Sur la stratigraphie des Pyrénées navarraises». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.^e ser., t. 28, pp. 93-98, 1 fig.
- (1928).—«Sur un type d'accident tectonique affectant les plis de fond pyrénéen du Pays Basque Espagnol». *C. R. Ac. Sc.*, 187, pp. 352-354.
- (1931).—«Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne. Essai de synthèse tectonique». *Bull. Soc. Géol. France*, 5.^e ser., t. 1, pp. 95-130, 5 figs., Mapa estruc. a 1/200.000.
- (1931).—«Observations relatives à la note de M. P. VIENNOT intitulée: "Les conditions de gisements des roches éruptives secondaires et de problème du métamorphisme général pyrénéen"». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 5, pp. 57-59 (Observations de P. VIENNOT).
- (1931).—«Sur l'âge des couches a facies "flysch" de la zone Sud-Pyrénée en Navarre». *Extr. C. R. S. G. France*, n.º 9-10.
- «Sur l'existence du Permien dans les Pyrénées basques entre la vallée de Baztan (Navarre espagnole) et la vallée de Baigorri (Basse Navarre française)». Paris, 1931. *Extr. C. R. S. de la Soc. Géol. France*, V. 16, 7 déc.
- (1932).—«Sur l'âge des mouvements ayant donnée naissance a la nappe des marbres des Pyrénées navarraises». *C. R. S. G. de France*, n.º 4, pp. 45-46, 15 feb.
- (1934).—«Carte géologique des Pyrénées Basques d'Espagne, 1/200.000». Paris.
- (1936).—«Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne». *Mem. Soc. F. G.*, t. XII, n.º 27, 464 páginas, fig. 7, plan 1, mapa geol., 1 mapa topográf. 1/200.000.
- (1950).—«La structure géologique des pyrénées basques». *1.^{er} Cong. Inter. Pirenaistas del Inst. de Estudios Pirenaicos, C. S. I. C.*, n.º 18, Zaragoza.
- (1950).—«La structure physique du Pays Basque (second srt.)». *Extr. «Eusko-Jakintza»*, n.º 4, 5, 6.

- (1950).—«Nature, âge et caractères des terrains constituant les Pyrénées basques». *«Eusko-Jakintza»*, t. IV, fasc. 4-5-6, 23 págs., 2.º art. de la structure physique du País Basque.
- (1956).—«Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port de la Carte Géol. de la France au 1/80.000 (2.º ed.) (1953), avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords». *Act. II Cong. Int. Etud. Pyr.*, pp. 73-124, t. 2, sec. 1.
- «Les conditions de gisement des basaltes permians et des ophites triasiques du pays Basque. Observations á un travail d'H. et G. Termier». *C. R. Somm. Séances. Soc. Géol. Fr.*, n.º 8, pp. 130-132.
- LAVERDIERE, J. W. (1930).—«Contribution a l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales». *Mém. Soc. Géol. Nord.*, Lille, t. X, fasc. 2, 131 p., 1 carte, 8 pl., 13 figs.-texte.
- LEGUEY, S.; ARRESE, F., y RODRIGUEZ, J. (1967).—«Estudio mineralógico del yacimiento de magnesita de Asturreta (Navarra)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, núm. 65, pp. 241-262.
- LOTZE, F. (1931).—«Sobre los cambios de vergencia con ejemplo del Pirineo Occidental». *Publ. Extr. Geol. España*, t. III, p. 271. Traducido de «Über vergenzwechsel, mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen». *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Math-Phys. Kl. Fachgr.*, IV, n.º 1, 1-13, 5 Abb.
- (1931).—«Elementos estructurales dirigidos al NE. que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales». Trad. por S. Miguel de la Cámara de «Nordöstlich gerichtete strukturelemente im Bau der Westpyrenäen». *Narch. Ges. d. Wiss. Gottigen, Math-Phys. Kl.* 1-13. *Publicaciones extranjerías sobre geol. de España*, t. III, pp. 229-313, 5 figs., 1946.
- (1932).—«Sur l'âge des mouvements ayant donné naissance á la nappe des marbres des Pyrénées Navarraises». *C. R. Somm. Geol. Fr.*, pp. 101-103.
- (1933).—«Zur Frage der variszischen Gebirgszusammenhänge in Südwesteuropa». *Forsch. Fortschr.*, 20-21, Berlín.
- (1934).—«Sobre bloques (klippen) autóctonos con ejemplos en los Pirineos occidentales». Traducido de «Über autochthone klippen mit Beispielen ausden westlichen Pyrenäen». *Pub. ext. geol.*, t. IV, 1948, pp. 435-449.
- (1956).—«Salzdiapirismus im nördlichen Spanien». *Z. dt. Geol. Ges.*, 106 (1954), pp. 553-554.
- (1955).—«Referat 1014 zu De Llarena, 1954». *Zbl. Geol. Paläont.*, t. 1.
- (1958).—«Das Ende der Westpyrenäen». *Jb. Akad. Wiss. Lit.*, Mainz.
- (1958).—«Geologische Karte des Pyrenäisch-Kantabrischen Grenzgebietes 1/200.000». Aufgenommen 1930 bis. 1934 und unter Benutzung späterer Untersuchungen überarbeitet 1955. Erschienen.
- (1958).—«Mapa geológico de la zona Oeste de los Pirineos y Este de la Cordillera Cantábrica». E: 1/200.000. Pub. Cía. Petrol. Ibérica, S. A. *Lithographie und Druck: Willy Grösschen K. G. Dortmund.*

- (1960).—«Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression» (Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, t. 3, pp. 132-144, Stuttgart.
- (1961).—«Prinzipien zur Gliederung des "Baskischen Komplexes" (im wesentlichen Unterkreide) in Nordspanien (Kurzere Mitteilung zur Geologie Spaniens IV)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1961, H. 10, pp. 520-533, 1 Abb. - Stuttgart.
- LLOPIS LLADO, N. (1954).—«Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo». *Miscelánea Almera*, p. 161, Barcelona.
- «Sur la paléogéographie du Dévonien du Nord de l'Espagne». *Compte Rendu Somm. Séanc. Soc. Géol. de France*, fasc. 9, pp. 290-292.
- LLOPIS LLADO, N.; DE VILLALTA, J. F.; CABANAS, R.; PELAEZ PRUNEDA, J. R., y VILAS, L. (1967).—«Le Dévonien de l'Espagne». *Intern. Symp. Dev. Syst.*, 1, pp. 171-187, fig. 1-9, Calgary.
- MALLADA, L. (1882).—«Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra». *B. C. M. G. España*, t. IX, pp. 1-64.
- MOHR, K., y PILGER, A. (1965).—«Das nordsüd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen». *Geol. Rdsch.*, 54, S. 144-160, Stuttgart.
- MORRE y THIEBAUT (1966).—«Contribución al estudio de las rocas volcánicas del Pérmico y Triásico Inferior de los Pirineos». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 81, p. 79.
- MULLER, J. (1967).—«Sur la superposition des deformations dans les Pyrénées occidentales». *C. R. Ac. Sc.*, ser. D, t. 265, pp. 400-402.
- PALACIOS, P. (1895).—«Ofitas de la provincia de Navarra». *B. C. M. G. España*, t. XXII, p. 173.
- (1914).—«Mapa Geológico de la provincia de Navarra, a escala 1/400.000».
- (1915).—«La formación wealdense en el Pirineo Navarro». *Bol. Inst. Geol. Esp.*, t. XXXVI (XVII de la 2.ª serie), pp. 9-15.
- (1919).—«La formación cambriana en el Pirineo navarro». *B. C. M. G.*, t. XL, p. 159.
- (1919).—«Los terrenos mesozoicos de Navarra». *B. C. M. G.*, t. XL.
- PILGER, A. (1959).—«Zur Genese der Magnesite in den Westpyrenäen». *Z. deutsch geol. Ges.* 111, 1 Tl., S. 198-208, Hannover.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1968).—«Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España». *Edic. CEPSA*, S. A., Madrid.
- (1971).—«Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España (Región Cantábrica)». *Mem. del I. G. M. E.*, t. 78, Madrid.
- RAT, P. (1959).—«Les Pays crétacés Basco-Cantabriques». *Presses Univers. de France*. Publications de l'Université de Dijon, t. XVIII, 525 p., 68 fig., V planch. fot., 5 plan. fuera de texto, uno de color.
- REQUADT, H. (1966).—«Kartierung im Paläozoikum nördlich von Oronoz-Mu-

- gaire (Span. Westpyrenäen)». *Diplomarbeit, Geol. hist. T. U. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.*
- (1972).—«Zur Stratigraphie und Fazies des Unter-und Mitteldevous in den Spanischen Westpyrenäen». *Clausthal Geol. Abh.* 13, 113 p., 40 fig., 1 tab. Clausthal-Zellerfeld.
- (1974).—«Aperçu sur la stratigraphie et le facies du Devonien inferieur et moyen dans les Pyrénées Occidentales d'Espagne». *Pirineos*, 111:109 a 127. Jaca, 1974.
- RICHTER, D. (1963).—«Über Querfaltung in den spanischen Westpyrenäen». *Geol. Mitt.*, e. H. 2, S. 185-196, Aachen.
- (1964).—«Die Flyschmulde von Vera de Bidasoa in den Westpyrenäen». *Geol. Mitt.*, 3, H. S. 275-312. Aachen.
- (1965).—«Faltenachsen, Lineare und das Alter der Prägungen in den Westpyrenäen». *Max Richter-Festschrift*, pp. 97-110. Clausthal-Zellerfeld.
- (1965).—«Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Transportrichtung in Flysch der baskischen Pyrenäen». *Geol. Mitt.*, 4, pp. 153-210. Aachen.
- RIOS, J. M.; ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1946).—«Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro». *N. y C. del I. G. M. E.*, n.º 16, p. 57.
- RIOS GARCIA, J. M. (1956).—«El sistema Cretáceo en los Pirineos de España». «El Cretáceo en España». *Mem. del I. G. M. E.*, t. LVII, pp. 7-128.
- ROTH, H. (1960).—«Lagerstättenkundliche Bearbeitung der Magnesite und seiner Begleitgesteine von Eugui/Wespyrenäen mit einer stratigraphisch-tektonischen kartierung der Umgebung». *Diplomarbeit, Geol. Inst. Bergakad. Clausthal.* Clausthal-Zellerfeld.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1935).—«Las ofitas; su naturaleza, origen y edad geológica». *Assoc. Esp. para el Progr. Cienc.*, XIVº Congr. Santiago de Compostela, 1934, 22 págs., Madrid.
- SCHAFFER, D. (1970).—«Das Westpyrenäenpaläozoikum in südlichen Arizakun-Tal, Valle del Baztán, Spanien». *Diplomarbeit Geol. Inst. T. U. Clausthal.* Clausthal-Zellerfeld.
- SCHMIDT, H. (1931).—«Das Paläozoikum des Spanischen Pyrenäen». *Zeit. Deut. Geol. Gess.*, bd. 110, pp. 134-135, Berlin.
- (1951).—«Nuevas faunas namurienses de los Pirineos occidentales de España (Navarra y Guipúzcoa)». *Publ. Extr. Geol. España*, 6, H. 5, pp. 7-23, Madrid.
- STUART MENTEATH, P. W. (1881).—«Sur la géologie des Pyrénées, Navarre, Guipuzcoa et Labourd». *Bull. Soc. Géol. F.*, 3.ª serie, IX, p. 304, carte 1/800.000.
- (1888).—«Sur le terrain devonien des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France*, 3/16.
- (1891).—«Sur le Crétacé Supérieur des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France*, 19.

- (1898).—«Sur les conglomérats ophitiques des basses Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, 3.^e série, t. XXVI.
- (1915).—«Sur le Permien des Pyrénées occidentales». *C. R. A. Sc.*, pp. 287-389, Paris.
- (1915).—«Sur les gisements métallifères des Pyrénées Occidentales». *Bull. Bi. Ass.* Juin, 1912, IX^e partie, 1 carte géol. del Pyrénées au Sud de Biarritz. *Bol. S. A. C. N.*, Jul.-Oct.
- (1917).—«Sur les bassins intérieurs des Pyrénées». *Bull. An. S. Cient. Barc.*, 685, Barcelona.
- (1918).—«Sur le détroit de Navarre». *C. R. Ac. Sc.*, p. 39.
- «Note sur une carte géologique de la haute et de la basse Navarre». *Bull. Soc. Géol. France*, vol. XIX, 3.^e série.
- «Sur les gisements et la signification des fossiles albiens des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France*, t. 21, 3.^e série, p. 313.
- TERMIER, P. (1905).—«Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales». *C. R. Ac. Sc.*, Vol. CXLI, pp. 966-968.
- VIE, G. (1969).—«Exploitation des gisements de giobertite en Navarre (Estéribar-Quinto Real)». *Le génie civil*, t. 146, n.^o 2.
- VIENNOT, P. (1929).—«Les éruptions basaltiques permienues dans les Pyrénées». *C. R. Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 29.
- «Les conditions de gisements de l'ophite et le problème du métamorphisme général dans la chaîne pyrénéenne».
- VILLALOBOS, L., y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Estratigrafía del Jurásico del NO. de Navarra». *Cuadernos Geología Ibérica*, Vol. 2, pp. 541-558. Madrid.
- (1971).—«Estratigrafía del Flysch Cretácico Superior de Navarra (zona meridional)». *Pirineos*, 111:5 a 20. Jaca, 1974.
- VOLTZ, H. (1964).—«Zur Geologie der Pyrenäiden im Nordwestlichen». Navarra - Spanien. Münster - Diss.
- WIRTH, M. (1967).—«Zur Gliederung des höheren paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten». *N. Jb. Geol. Palänto. Abh.*, 1972, 2, pp. 179-255, Stuttgart.
- ZWART, H. J. (1963).—«The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrénées». *Géol. Rundschau.*, Vol. 53, n.^o 1, pp. 170-204, 28 fig.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA