



IGME

66

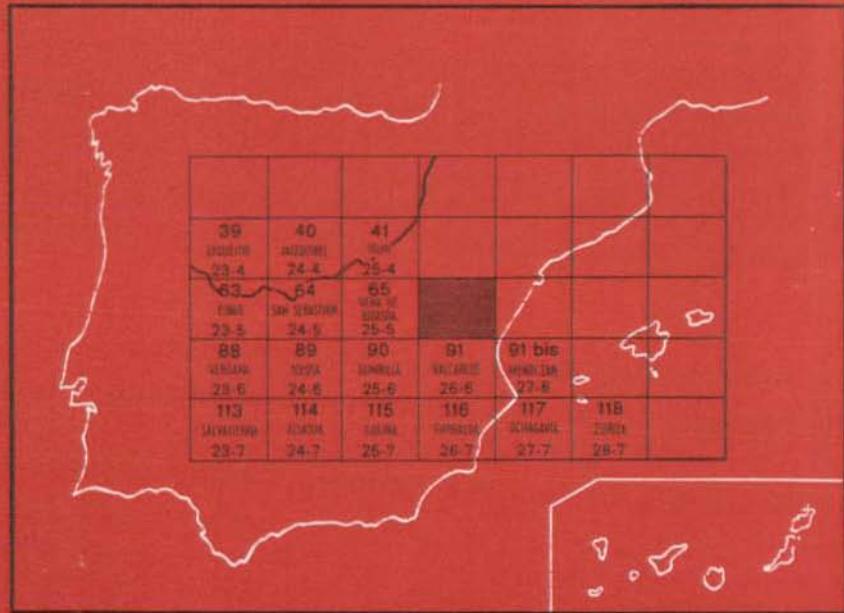
26-5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MAYA DEL BAZTÁN

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MAYA DEL BAZTÁN

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la EMPRESA NACIONAL ADARO DE INVESTIGACIONES MINERAS, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

La cartografía ha sido llevada a cabo por geólogos del Geologisches Institut de la Universidad Técnica de Clausthal, Alemania Federal, y de la Investigación Geológica de Navarra, Diputación Foral de Navarra bajo la dirección respectiva del Prof. Dr. A. PILGER y Dr. Ing. JOAQUIN DEL VALLE DE LERSUNDI.

La distribución del trabajo de los geólogos de Clausthal es la siguiente:

- D. JUCH y D. SCHÄFER: Paleozoico entre Maya del Baztán, Collado de Otxondo y Río Arilzacun.
- H. F. KRAUSSE y H. REQUADT: Algunos datos al norte de esta zona.
- D. MÜLLER: Pérmico y Triásico del Valle del Baztán.

Por parte de la Investigación Geológica de Navarra, los geólogos JAIME SOLE y LORENZO VILLALOBOS, en la cartografía del Paleozoico de la zona occidental y norte, del resto del Permo-Triásico y la cuenca cretácica de Zugarramurdi.

Colaboradores:

- J. RAMIREZ DEL POZO (Micropaleontología y Sedimentología del Mesozoico).
- T. DEL PAN ARANA (Macropaleontología).
- M. C. FERNANDEZ-LUANCO (Sedimentología).

Esta Memoria ha sido redactada por J. SOLE y L. VILLALOBOS, 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

Depósito Legal: M - 36.878 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 EL PALEOZOICO ANTEHERCINICO

Los terrenos paleozoicos de la zona de Maya del Baután y del valle de Arilzacún están formados por depósitos litológicamente variados que podemos agrupar en dos grandes unidades:

- a)* El Silúrico y Devónico Superior (excepto el Fameniense Superior).
- b)* El Fameniense Superior y Carbonífero.

Desde el punto de vista litológico, la primera es mucho más compleja, y en ella hemos diferenciado cuatro unidades cartográficas distintas.

La segunda está formada por pizarras oscuras extraordinariamente repletadas, alternando a veces con grauwacas, y entre las que se sitúan lentejones de calizas tableadas, capas de silexitas (liditas) y algún nivel de conglomerados.

Una sencilla ojeada al mapa geológico deja entrever la compleja disposición de los afloramientos paleozoicos afectados intensamente por diferentes accidentes y fases tectónicas. El carácter más significativo es la estructura en escamas en el Silúrico y Devónico, de forma que los terrenos más antiguos aparecen flotando sobre los más modernos. Una serie de fallas posteriores compartimentan esta disposición, dando como resultado esta estructura en mosaico.

El conjunto Devónico Superior-Carbonífero, de gran uniformidad litológica, no permite, por la carencia de fauna determinativa, una subdivisión estrati-

gráfica, y se presenta, en oposición a los niveles inferiores, replegado intensamente, debido a las características litológicas dominantes (pizarras y grauwacas).

1.1.1 SILURICO (Nivel S): Esquistos de Anzábal

Este nivel representa la unidad más antigua de la Hoja, aunque estructuralmente esté en la posición más elevada de la sucesión litológica paleozoica. Tiene una potencia aproximada de unos 130 m. y está formado por unos esquistos muy oscuros epimetamórficos, con intercalaciones de cuarcitas.

En su parte basal se encuentra muchas veces una capa de dolomía de unos 20 m., y aisladamente caliza, en la que uno de los autores, JUCH, ha encontrado conodontos mal conservados.

O. H. WALLISER los ha determinado como: *Neopriionodus bicurvatus* (BRANSON y MEHL, 1933), *Lonchodina greilingi* (WALLISER, 1957), *Trichonodella inconstans* (WALLISER, 1957), *Plectospathodus extensus* (RHODES, 1953), *Spathognathodus aff. inclinatus inclinatus* (RHODES, 1953).

Esto, junto a la presencia de algunos graptolites indeterminables y la ausencia del grupo *Icriodus* del Devónico Inferior, hace suponer que es de edad silúrica.

Además, ninguna de las formaciones subyacentes, que son más modernas, tienen un metamorfismo tan adelantado como el del tramo que estamos describiendo.

1.1.2 SILURICO-DEVONICO INFERIOR (Nivel S-D₁₂)

Se incluyen en este nivel dos manchas junto a la frontera francesa, en el Collado de Izpegui y al norte del mismo, así como unos pequeños retazos que aparecen tectónicamente al norte y este de Errazu y al sureste de Arizcun.

Unos niveles de cuarcitas y esquistos oscuros muy brillantes forman estos afloramientos, en los que no se ha encontrado fauna alguna, con lo que es difícil establecer su posición estratigráfica.

Por el metamorfismo que tienen y su posición tectónica nos inclinamos hacia una edad que podría ir desde el Silúrico hasta la base del Devónico Inferior.

1.1.3 GEDINIENSE-SIEGENIENSE (Nivel D₁₁₋₁₂)

Por causas tectónicas, debajo de los esquistos de Anzábal aparece una serie alterna de dolomías y esquistos, en la que se pueden diferenciar:

- a) Las dolomías de Inzulegui, en la base, con una potencia de unos 50 m., y éstas constituidas por dolomías tableadas y lutitas bien consolidadas claras.

b) La Formación de Córdoba, que tiene una potencia que oscila entre 100 a 150 m. En la base hay dolomías que hacia arriba van pasando a esquistos dolomíticos.

Aisladamente se encuentra algún banco de caliza que no supera los cinco metros de espesor.

Concretamente en uno de ellos se han encontrado conodontos y determinados por uno de nosotros (REQUADT) como: *Icriodus simulator* ssp. indet., CARLS, 1969; *Spathognathodus inclinatus* ssp. indet. (RHODES, 1953); *Pelekysgnathus serrata* n ssp., CARLS, 1969; *Pelekysgnathus serrata elongata*, CARLS y CANDL, 1969, que datan un Gediniense.

c) La Formación de Illarregui, que es la parte alta de este tramo, está formada principalmente por esquistos, entre los que se intercalan capas de arenisca carbonatada de grano fino. En la parte sur la potencia de la formación de Illarregui es muy superior a la parte norte, alcanzando en algunos puntos los 200 m.

Estas tres formaciones forman una unidad litológica y estructural; limitada en la base y en el techo por dos superficies de cabalgamiento.

Todo el tramo cabalga encima del Siegeniense-Emsiense y es a su vez cabalgado por los esquistos silúricos de Anzábal.

Su posición estratigráfica la debemos referir a los conodontos de la formación de Córdoba, puesto que la poca macrofauna que se ha encontrado estaba muy mal conservada y no era clasificable.

Por estas razones atribuimos estas formaciones al Gediniense, subiéndolo hasta un posible Siegeniense, no justificable con fauna, por comparación con la serie tipo de Lagny en el borde sur del macizo de Labourd (LAGNY, 1963).

1.1.4. SIEGENIENSE-EMSIENSE SUPERIOR (Tramo cartográfico D⁰⁻³₁₂₋₁₃)

Este tramo se encuentra, desde el punto de vista estructural, debajo de las dolomías de Inzulegui, aunque estratigráficamente esté situado por encima.

Es un tramo de potencia muy variable, donde es difícil hacer medidas exactas por la tectónica que lo afecta y no deja las sucesiones litológicas completas.

Podemos diferenciar las siguientes unidades:

a) Esquistos de Archisuri: Se encuentran siempre en el contacto con el Carbonífero, al NO. de la zona del Devónico de Maya.

En algún punto aislado de la parte más occidental se puede observar su posición normal debajo de la Formación de Eskosko.

Litológicamente está formada por esquistos piritosos, con algunas capas de cuarcitas con cristales de pirita. Las capas no son continuas, sino que se acuñan rápidamente.

b) Formación de Eskosko: La forman una alternancia de areniscas blancas, muy abundantes en la base, dolomías y esquistos dolomíticos.

Se distingue bastante por su color predominantemente rojizo, especialmente en estos últimos.

Al suroeste del Collado de Eskosko se puede ver un espesor de unos 200 m. de esta formación.

Entre los distintos materiales se intercalan brechas de arenisca y dolomía.

c) Dolomía de Arilzacun: Se encuentra inmediatamente encima de la anterior, y se fija la base en el momento en que desaparecen los componentes arenosos.

La potencia es de unos 50 m. en la parte sur; sin embargo, en el Valle de Arilzacun puede alcanzar hasta 200 m.

La sucesión litológica empieza por unas capas de dolomía de color marrón claro, que van decreciendo en frecuencia y alternando con esquistos y con algún nivel de arenisca.

Hay algún nivel de caliza muy recristalizado entre las dolomías.

d) Formación Pico de Urley: En la parte norte del Pico de Urley esta formación tiene un espesor de 180 m. que empieza con unas brechas, que en algunos sitios faltan, de composición muy parecida a las de la Formación Eskosko, con cantos de arenisca y dolomía.

Está casi exclusivamente formada por cuazarenitas blancas, con algunas [escasas] intercalaciones de niveles dolomíticos.

e) Dolomía de Kantornea: En el Valle de Kantornea afloran unos 30 m. de dolomías claras, con intercalaciones de areniscas y pizarras.

Es una unidad de poco espesor, ya que no sobrepasa los 30 m. de potencia y que representa el tramo más alto de esta unidad.

Uno de nosotros, JUCH, recogió fósiles en el tramo a), esquistos de Archisuri, que fueron determinados por A. ROESLER y P. BARBEITO como: *Spiriferina* indet., *Atrypina* indet., *Athyridina* indet., *Cyrtina* sp., *Entomopristitia* sp., *Favositidae* y *Crinoidea*, que dejan la posición estratigráfica incierta.

En la dolomía de Arilzacun, SCHÄFER recogió también fauna, que determinó P. CARLS como: *Pleurodictyum problematicum*, GOLDFUSS, 1829; *Bryozoa*, *Tentaculites* sp., *Crinoidea* indet., *Ostracodos*, *Homalonotidae* indet., *Protidae*, «*Asteropyge*» (*Kayserops*) cf. *diadema*, RICHTER, 1909; *Schizophoria* sp., *Stropheodontinae*, *Leptostrophia* cf. *magnifica* (HALL, 1857); *Leptostrophinae*, *Chonetes* cf. *sarcinulatus* (SCHLOTHEIM, 1820); *Anathyris egyptuensis* (VERNEUIL et ARCHIAC, 1845), *Eurospirifer paradoxus* (SCHLOTHEIM, 1813); *Cyrtina heteroclita* (DEFRANCE, 1828), y *Acrospirifer?* sp. aff. *fallax* (GIEBEL).

Esto indica, según CARLS, la parte baja del Emsiense Superior, y creemos que todo el tramo, incluidos los esquistos de Archisuri, correspondería a una edad que va desde el Siegeniense Superior hasta el Emsiense Superior.

Además de los afloramientos que aparecen en la zona de Maya se han

asimilado a este tramo litoestratigráfico otros afloramientos aislados del borde occidental, en función de la similitud litológica con algunos de los niveles descritos.

Así, en la regata Azubi, unos 500 m. al NO. de Azpilcueta, aparecen bajo el Triásico, y sobre formaciones más recientes, unos 10 m. de alternancia de dolomías, areniscas claras o rosáceas y cuarcitas sacaroideas, semejantes a las formaciones Pico de Urley y Arilzacun. El mismo afloramiento continúa por parte de la ladera SE. del Collado Berlanca, con exposición de las areniscas cuarcíticas claras.

El otro afloramiento se sitúa al O. del Collado de Otxondo y está representado igualmente por areniscas claras en parte brechosas, igualmente asimilables a la Formación Pico de Urley.

1.1.5 EMSIENSE SUPERIOR (Tramo cartográfico D³₁₃)

Este tramo corresponde casi exactamente a lo que REQUADT (1972, página 23) denomina «Formación Otxondo», cuya litología detallada está expuesta en la documentación complementaria (columna de Ugarte).

Consiste fundamentalmente en una alternancia de niveles calizos y margosos con otros pizarrosos, a lo largo de un espesor de como mínimo 500 m., ya que el límite inferior de esta serie es tectónico. La base está claramente expuesta en la carretera que partiendo del Collado de Otxondo va a Esquizaroy (Km. 1) y se compone de calizas verdosas listadas, con intercalaciones arenosas y convoluciones sinsedimentarias, que dan paso a niveles de esquistos con un banco intercalado de arenisca en el que se encuentran corales. Por encima de los esquistos siguen las calizas listadas junto con areniscas calcáreas rojizas y calizas de corales, organógenas. Salvo el nivel de corales, el resto es azoico. Sobre estos niveles (que tienen un espesor de unos 100 m.) se coloca una sucesión de calizas y margas, a menudo cubiertas, con algunas intercalaciones de areniscas y esquistos, a lo largo de unos 300 m. La parte superior corresponde a calizas y calizas arenosas, espáticas y fosilíferas, y de nuevo sigue una alternancia de calizas con esquistos que progresivamente van haciéndose más arenosas. El límite superior, convencional, de este tramo, lo colocamos precisamente por encima de los últimos niveles calcáreos, allí donde empieza el desarrollo de las areniscas ferruginosas alternando con esquistos limosos y arenosos.

Fuera del ámbito de esta Hoja, este tramo (de acuerdo con HEDDEBAUT, 1973) se completa, en sus niveles basales, con calizas dolomíticas amarillentas alternando con esquistos, con un espesor entre 40 y 50 m.

Si bien la parte inferior del tramo es escasamente fosilífera, en la parte superior se encuentra abundante macrofauna, entre la que entresacamos: *Paraspirifer cultrijugatus* ssp., *Subcuspidella* sp., «*Spirifer*» sp., del Emsiense Superior.

Por otra parte, los niveles inmediatamente superiores contienen, como veremos a continuación, una abundante macrofauna perteneciente al Eifeliense Inferior, por lo que datamos este tramo carbonatado como Emsiense Superior.

1.1.6 EMSIENSE SUPERIOR-FRASNIENSE INFERIOR (D_{13-31}^{3-1})

Sobre el tramo descrito, y en concordancia, se dispone una serie muy potente (más de 1.200 m.) de pizarras arenosas y areniscas como componentes litológicos fundamentales, en las que se intercalan algunos lentejones de calizas.

La parte inferior consiste aún en una alternancia de calizas margosas y pizarras (200 m.). Progresivamente desaparecen las calizas, reemplazadas por areniscas ferruginosas, con «flasers» limosos y pizarras limosas con «linsens» de arena fina. En el corte de Ugarte se contabilizan hasta 300 m. correspondientes a esta litología. Es el tramo más fosilífero de la serie.

La parte superior, bien expuesta al NO. de Azpilcueta, consta de al menos 800 m. de pizarras limosas con areniscas limosas. Se suceden tramos donde las pizarras y areniscas forman una estrecha alternancia de bancos poco potentes (10 cm.), con un carácter «flyschoides», con otros en que las areniscas se hacen más potentes (bancos de 50 cm. a 1 m.), con costras ferruginosas, que alternan con esquistos sericíticos azulados, con fuerte esquistosidad. Estas areniscas tienen siempre una importante proporción de limos formando «flasers» y pequeños «ripples». Los esquistos, por otra parte, también contienen pequeños «linsens» de areniscas. En la parte media de estos niveles se cortan lentes de calizas fosilíferas, con crinoideos, corales y rhynchonellas, semejantes a las que se encuentran en la parte superior del tramo cartográfico descrito anteriormente.

El límite bioestratigráfico inferior viene determinado por numerosas especies: *Spirifer pellico* (?), VERNEUIL-D'ARCHIAC; *Fimbrispirifer* cf. *vernustus*, HALL; *Mucrospirifer* cf. *rousseauini*, ROU; *Streptorhynchus crenistria*, PHILLIPS; *Orthis* (Schizophoria) cf. *vulvaria* (Zuenstadt), *Orthis* aff. *orbicularis*, VERNEUIL; *Athyrys concentrica*, BUCH, indicando el tránsito Emsiense Superior-Eifeliense.

El límite superior no puede establecerse con precisión debido a que las faunas son más escasas y aparece cubierto transgresivamente por el Buntsandstein. Por analogía litológica con formaciones vecinas («Formación Elorzuri», REQUADT, 1973), donde los conodontos encontrados en los lentejones calizos pertenecen tanto al Givetense Inferior como al Givetense Superior e, incluso, a la base del Devónico Superior, extendemos la edad de este tramo hasta el Frasniente Inferior.

1.1.7 FAMENIENSE SUPERIOR-WESTFALIENSE (Tramo D₃₂³-H₂^B)

Los terrenos paleozoicos más modernos están constituidos por un conjunto litológico bastante uniforme que se diferencia con relativa facilidad del resto de las formaciones más antiguas.

En su mayor parte se trata de una alternancia de esquistos y grauwacas con apariciones esporádicas de calizas, silexitas (lítidas) y conglomerados, además de algunos filones de rocas básicas verdosas.

A causa de los múltiples repliegues tectónicos de que está afectada no es posible hacer un corte total de esta formación, que debe estudiarse exclusivamente por cortes parciales.

Al N. del Collado de Eskosko se encuentra la sucesión siguiente:

- En la base, esquistos gris-azulados, ligeramente arenosos, con una potencia de 60-150 m., con intercalaciones de grauwacas de hasta 2 m. de espesor. También hay algunos bancos de conglomerados de hasta 15 m. de potencia. Son conglomerados casi exclusivamente cuarzosos, con cantos deformados tectónicamente.
- Por encima viene la denominada por SCHÄFER (1969) «Formación de Ormateco», consistente en un banco de silexitas (lítidas) de 1-1,5 m., y por encima, un nivel que al N. es calizo, de 7-10 m., mientras que al S. hay una caliza inferior de 30 m. y una superior de 10 m., que encierran 60 m. de esquistos carbonatados. Aunque localmente las calizas son puras, normalmente tienen intercalaciones de esquistos de muy pequeño espesor (del orden del milímetro).
- Sobre esta formación quedan todavía de 80 a 130 m. de pizarras ligeramente arenosas, con intercalaciones de grauwacas, aunque esta vez sin conglomerados.

Hasta ahora la ausencia de fósiles y las relaciones tectónicas con las formaciones limítrofes han llevado a los diversos autores a atribuir a esta formación edades muy diferentes, desde el Ordoviciense al Carbonífero, apoyados en razones litológicas o en sus relaciones estructurales con otros niveles.

Investigaciones muy recientes han aportado datos paleontológicos con los que delimitar considerablemente su posición estratigráfica.

De una parte, JUCH y SCHÄFER (1969) citan, en unas calizas al sur del Collado de Eskosko, los siguientes conodontos (Det. H. REQUADT): *Gnathodus texanus*, ROUNDY, 1926; *Gnathodus commutatus nodosus*, BISCHOF, 1957; sensu WIRTH, 1967; *Gnathodus bilineatus* (ROUNDY, 1926); *Polygnathus orthoconstrictus*, que señalan un Viseiense Superior.

Por otra parte, HEDDEBAUT (1973, p. 77) describe detalladamente un corte en la vecina Hoja de Vera, a 1 km. aproximadamente al O. del borde occi-

dental de la Hoja (km. 3 y 4) de la carretera de Esquisaroy, donde señala en las calizas azuladas amigdaloides la siguiente microfauna: *Pelmatolepis gracilis gracilis*, *Pelmatodella* sp., *Acodina delata*, *Spathognatodus* sp., *Lignodina*, *Lonchodina*, Ostracodo: *Richterina striatula?*, *Icriodus* sp., que sitúan las calizas en el Fameniense Superior.

En los esquistos verdosos superiores, con nódulos calcáreos, se encuentran pequeños lamelibranquios y sobre todo un trilobites ciego: *Posidonia* eg. *venusta*, MUNSTER; *Dianops* sp.

Esta fauna data el término 3 de la zona con *Gonioctyenia*, igualmente Fameniense Superior.

No es necesario resaltar la importancia de estos descubrimientos, que cambian notablemente la distribución del Paleozoico existente en los mapas geológicos anteriores.

1.2 EL PALEOZOICO POSTHERCINICO Y TRIASICO

Después de la deposición de los sedimentos pertenecientes al tramo únicamente descrito, han tenido lugar los movimientos hercínicos que han plegado todo el paquete estratigráfico que va del Silúrico al Carbonífero.

Los terrenos posteriores yacen, pues, discordantes sobre el edificio hercínico plegado y arrasado. A escala regional conviene mencionar la presencia de un Stephanense de pizarras carbonosas con restos vegetales (ZEILLER, 1895) que se deposita en pequeñas cuencas límnicas distribuidas irregularmente, y que no afloran, por otra parte, en el ámbito de esta Hoja, aunque sí en zonas muy próximas (Pico de Ibantelly).

Sobre el zócalo descrito se establece en estratificación discordante una serie de potencia variable que en su parte inferior es fundamentalmente detrítica y en su parte superior carbonatada y arcillosa. Ya LAMARE (1936) introdujo para la parte inferior el nombre de Permotriásico, mientras que la parte superior quedaba dividida en Muschelkalk y Keuper.

A consecuencia de la falta casi absoluta de fósiles, a excepción de unos hallazgos de flora, el estudio de este tramo se hará en base a diferenciar los diversos niveles litológicos que permitan, a través de la comparación de diversos perfiles, obtener una idea de su evolución paleogeográfica y ofrecer, además, una cartografía en que apoyar la disposición tectónica de esta zona.

A través del estudio litológico y tectónico detallado del tramo detrítico inferior, pueden determinarse unas condiciones paleogeográficas en base a las cuales establecer una división cronológica, desde un punto de vista totalmente subjetivo. Designamos a la porción más profunda como Pérmico y a la superior como Trías.

Los depósitos pérmicos son rocas que han sufrido poco o ningún trans-

porte, que proceden en parte del zócalo y que se resedimentaron en su mayoría en el mismo lugar.

La base del Triásico está representada por conglomerados de cuarcita y cuarzo bien redondeados y exóticos, que deben proceder de áreas fuentes más distantes. El cambio del Pérmico y el Trías quedará definido por este conglomerado.

1.2.1 PERMICO

Fijar tanto la lito como la cronoestratigrafía del Pérmico en esta región es un trabajo bastante complicado.

Hay ausencia absoluta de fósiles, con lo cual es imposible realizar una datación que merezca confianza.

Las facies litológicas son muy variables de un sitio a otro. Como es prácticamente imposible seguir los afloramientos, nos tenemos que basar en una serie de perfiles aislados, cuando éstos permiten unas observaciones claras.

Por esto, es muy difícil señalar aquí una sucesión «tipo» de materiales. Esto es especialmente cierto en lo que llamamos Pérmico Inferior, ya que el Superior es mucho más uniforme.

1.2.1.1 Pérmico Inferior (Tramo P₁)

La unidad de brechas de carbonato es quizá la más uniformemente representada, especialmente en la parte más meridional de los afloramientos. Está constituida por una alternancia de capas de limolitas arenosas, a veces carbonatadas, con horizontes de brechas de hasta 15 m. de potencia, pero que pueden acuñarse lateralmente.

Las brechas tienen un cemento carbonatado, o bien silíceo, sin que haya una alternancia clara, ni una localización más acentuada de uno u otro en los distintos tramos.

Los cantos suelen ser de calizas grises, calizas negras, calizas margosas color marrón, cuarzo, cuarcita, lítidas y pizarras, en una proporción completamente variable, según el afloramiento.

El color predominante de esta unidad es marrón a rojo vinoso.

Encima de esta unidad se puede distinguir otra, en algunos afloramientos relativamente parecida.

Consta de bancos de areniscas limosas y limolitas detríticas de color rojo a ocre, en los que se intercalan capas mal estratificadas, formando lenjones de areniscas calcáreas con nódulos de color ocre a marrón claro (especialmente la «corteza»).

En otros puntos, como en la ladera noroeste del Gora-Makil, el Pérmico Inferior que aflora está compuesto casi exclusivamente de pizarras de color rojizo que alcanzan casi 100 m. de espesor.

En realidad se podría hablar de brechas pizarrosas bastante potentes, dis-

puestas sin estratificación alguna. En algunos puntos, y especialmente en la parte superior, se incluyen en ellas cantos rodados de cuarzo y fragmentos de las brechas de carbonato ya descritas.

1.2.1.2 Pérmico Superior (Tramo P₂)

El Pérmico Superior está restringido al borde noroeste de la Hoja, siendo especialmente potente en las Peñas de Ichusi y en el Barranco de Urrizale.

Litológicamente está formado por bancos de conglomerados de 5 a 15 m. de espesor y por areniscas de color rojo que suelen estar poco consolidadas. La matriz de los conglomerados es arenosa y limosa, mientras que los cantos de tamaño variable (de 1 a más de 7 cm.) son casi exclusivamente de cuarzo y de cuarcita.

En el Valle de Urrizale llega a tener un espesor de 100 m., que decrece rápidamente hacia el Sur, Este y Oeste.

En su parte más alta, algunos metros por debajo del conglomerado basal del Buntsandstein, se intercala, paralelamente a la estratificación, una roca magnética de escaso espesor (como máximo 15 m.). LAMARE (1936) la designó como «coulée basaltique», pero el material está muy disgregado y es difícil su estudio al microscopio.

Al oeste del Valle de Urrizale falta este horizonte basáltico.

1.2.2 TRIASICO

Por encima del Pérmico hay una serie estratigráfica que se puede dividir en tres grandes unidades, que permiten una comparación con la cuenca germánica, y se divide en:

- Buntsandstein.
- Muschelkalk.
- Keuper.

1.2.2.1 Buntsandstein

Representa una sedimentación fundamentalmente detrítica, que hemos dividido en tres unidades litológicas distintas de más a menos basta.

Debido a su dureza y consolidación, la parte basal del Buntsandstein suele dar los relieves más fuertes de la zona.

Por el contrario, la parte alta, básicamente arcillosa y de poca potencia, aflora poco y siempre en pequeños retazos.

1.2.2.1.1 Buntsandstein Inferior y Medio (Tramo T_{G 11-12})

Este tramo comienza con un nivel de conglomerados (c) que no es uniforme, ni está siempre representado, con potencia variable (de 0 hasta

40 m.). Cuando su desarrollo es máximo, da unos relieves morfológicos muy fuertes.

Los cantes son casi exclusivamente de cuarzo y de cuarcita, están muy bien rodados y unidos fuertemente entre sí por una matriz arenosa y cemento silíceo, lo que da gran compacidad a la roca.

Los cantes tienen un tamaño variable, desde unos milímetros hasta más de 25 cm., siendo el tamaño medio de 5 cm.

El conjunto del depósito da una coloración rojiza, debido a la matriz, aunque a veces los cantes tienen tinción del mismo color.

Es de destacar la alta proporción de cantes golpeados (con huellas de presión redondeadas) en estas capas de conglomerados.

En su parte alta empiezan unas intercalaciones de areniscas, cada vez más potentes, que acaban por sustituir totalmente al conglomerado.

Estas areniscas se caracterizan por su gran uniformidad. Tienen una potencia que oscila entre 40 y 200 m.

Son areniscas de grano fino a medio en capas que pueden ir desde 10 cm. a 2 m. Aunque casi siempre son rojas, a veces su coloración es gris o blanca.

La estratificación es irregular, formada por unidades onduladas (¿canales?) que erosionan a las inmediatamente inferiores, mientras que lateralmente se acuñan con cierta rapidez.

Característica muy destacada es la presencia casi constante de estratificación cruzada de gran escala. Aunque no hemos podido hacer las medidas suficientes, las direcciones de las paleocorrientes son muy variables y no dan una resultante clara.

Aisladamente, y cuando no hay erosión, se pueden ver encima de algún nivel de arenisca pequeñas capas de arcillas rojas laminadas que no superan los 10 cm. de espesor.

1.2.2.1.2 *Buntsandstein Medio y Superior* (Tramo TG 12-13)

Es ésta una serie bastante potente, que en algunos afloramientos pasa de los trescientos metros de espesor.

Encima de la sucesión de areniscas, anteriormente descritas, viene este tramo, que, caracterizado por una alternancia de areniscas y arcillas limosas, forma secuencia de tamaño grano decreciente hacia arriba («fining-upwards»).

Las areniscas que forman la parte basal de la secuencia forman canales como en el tramo anterior, pero de escala más reducida. A diferencia de los anteriores, tienen cantes blandos de arcilla en la parte inferior erosiva, donde se concentra el tamaño de grano más grueso, a veces microconglomerado.

Hay capas de arenisca tabulares que no representan canales, con estratificación cruzada que parece indicar una acreción lateral en depósitos de tipo «point-bar».

En la parte alta de estas capas suelen encontrarse «ripple-marks» de corriente de pequeña escala, y formados por arenisca de grano mucho más fino.

Encima suelen situarse unos niveles de límos y areniscas límosas que van pasando hacia arriba a arcillitas rojas, entre las que de vez en cuando se intercalan capas delgadas de arenisca fina.

En todo el tramo se manifiesta la abundancia de pajuelas de mica, especialmente siguiendo la estratificación.

Las areniscas tienen una coloración roja clara, mientras que los elementos finos son rojos oscuros.

En algunos niveles se ha concentrado abundante materia vegetal, que hace cambiar el color de las capas donde se encuentra a gris-pardo y verdoso.

En la antigua carretera militar que va del Puerto de Otxondo al Collado de Esquisaroy se ha recogido flora de Equisetales, Filicales, Ginkgoales y Coníferas, atribuibles, según T. DEL PAN, a: *Equisetites* sp., *Neocalamites* (?) sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* sp., *Voltzia* (?) sp.

MÜLLER (1969) cita del mismo yacimiento, según dataciones de F. SCHAAERSCHMIDT: ramas y piñas del Albertia (SCHIMPFLER y MOUGEOT), Hojas de *Yuccites vogesiacus* (SCHIMPFLER y MOUGEOT), *Neocalamites* sp., distintos restos de *Schizoneura*, lo que indica probablemente un Buntsandstein Medio o Superior.

En muchos de los afloramientos de este tramo se han instalado canteras, que explotan lajas de arenisca para la construcción.

1.2.2.1.3 *Buntsandstein Superior* (Tramo T_{G13})

Cuando desaparecen definitivamente las areniscas se establece una serie de arcillitas abigarradas, de rojo a verde y blanco, entre las que se intercalan niveles calcáreos ondulados muy finos (a escala de 1 a 4 cm.).

De acuerdo con el Triásico germánico se puede llamar a este tramo Röt.

A simple vista se podría confundir el Röt con el Keuper, pero no hemos encontrado en él ningún carácter yesífero.

Este nivel representa el fin de la sedimentación detrítica de todo el Triásico Inferior y el paso a la sedimentación carbonatada del Triásico Medio.

1.2.2.2 *Muschelkalk* (Tramo T_{G2})

La aparición del Muschelkalk en la Hoja es muy variable. Esto tiene sus causas en la fragmentación tectónica de estos estratos. No hemos visto ningún sitio donde aflore en su totalidad.

Empieza el tramo con unas capas de calizas grises, arenosas y dolomíticas en capas medias; después siguen unas calizas oscuras en las que se intercalan dolomías de color marrón claro.

A continuación hay unas calizas grises en capas finas y de estratificación ondulante, en las que se intercalan margas hojosas más gruesas, especialmente en la parte superior.

En la parte alta, los estratos vuelven a ser de calizas y dolomías más gruesas, parecidas a las de la base.

En unas muestras recogidas al O. de la carretera que sube al puerto de Otxondo se encontró (J. RAMIREZ DEL POZO), aparte de ostrácodos y restos de moluscos y crinoideos, la *Frondicularia woodwardi*, HOWCH, que data claramente a estas capas como del Muschelkalk.

1.2.2.3 Keuper (Tramo T_{C3})

Este piso está formado por un paquete de arcillas abigarradas, en las cuales casi nunca se puede ver la estratificación.

Entre estas arcillas rojas, verdes y grises aparecen lechos de yeso fibroso, casi siempre blanco.

Son precisamente estos yesos los que han permitido diferenciar a veces este Keuper del Röt con capas calcáreas.

Ligadas casi siempre a este Keuper se encuentran las ofitas, que ocupan grandes extensiones del mapa en la parte S., en los valles del Río Baztán y de la regata de Maya.

En estos afloramientos pueden alcanzar espesores muy grandes, de varios cientos de metros.

En el capítulo correspondiente a Petrología se explicarán más extensamente estas ofitas.

1.3 EL CRETACICO DE DANCHARINEA

En el borde noroccidental de la Hoja entra una franja de terrenos cretácicos pertenecientes a la cuenca, que en la Hoja núm. 25-5 (Vera de Bidassoa) se ha llamado de Vera-Zugarramurdi.

Es el borde S. de un sinclinal E-O. encajado dentro de los materiales paleozoicos del Macizo de Cinco Villas y el de La Rhune-Ainhoa.

En la base, y discordante sobre el Paleozoico, se encuentran unos niveles detríticos bastos, formados por arenas blandas, brechas, conglomerados y arcillas que si están bien representados en la Hoja núm. 25-5 (Vera de Bidassoa), aquí se pueden ver solamente en el camino que va de Urdax al barrio de Leorlás.

Estos materiales representan la deposición de unos terrígenos, procedentes de la rápida erosión de los macizos paleozoicos y permotriásicos colindantes (FEUILLÉE, 1962).

Posteriormente se depositan unas calizas subarrecifales, bien desarrolladas tanto al O. como al E. del Río Olavidea.

Encima se establece una deposición de facies flysch, pasando por unas pocas calizas margosas en la base.

1.3.1 ALBIENSE (Tramo C₁₆)

Este es el primer nivel del Cretácico representado en la Hoja.

Se puede ver en el camino que va de Urdax a Zugarramurdi, junto al barrio de Leorlás, en contacto con el Carbonífero que cabalga encima del sinclinal cretácico, llegando a invertir el flanco.

Litológicamente está formado por unas areniscas de aspecto oscuro y sucio, blandas, con niveles conglomeráticos de cantos de cuarzo y algunas intercalaciones de arcillas arenosas oscuras.

Al O. y al E. de dicho punto no se ha encontrado este tramo. El Carbonífero está en contacto directamente con las calizas, quedando seguramente el tramo detrítico oculto debajo del cabalgamiento.

La datación de este tramo se debe hacer atendiendo exclusivamente a su posición estratigráfica, inmediatamente debajo de las calizas zoógenas del tramo siguiente y que empiezan en el Albiense, como se ha visto por microfauna en la Hoja núm. 25-5 (Vera de Bidasoa), contigua a ésta.

1.3.2 ALBIENSE-TURONIENSE MEDIO (Tramo C₁₆₋₂₂⁰⁻²)

Este es un nivel calcáreo con cien metros de potencia, aunque sea variable de unos puntos a otros.

FEUILLÉE (1964) hablaba de las «Calcaires à Caprines», debido a la abundancia de Caprínidos. Son calizas muy zoógenas, con una sedimentación de tipo subarrecifal, en la que las rocas se han consolidado después de haber sido arrastradas y movidas por el oleaje en una llanura en la que se situaban núcleos arrecifales (FEUILLÉE, 1971).

Al microscopio se presentan como biomicritas, a veces recristalizadas (en los sitios donde se explotan como piedra ornamental), a veces algo arenosas y con una concentración grande de organismos arrecifales.

Los estudios micropaleontológicos de las muestras recogidas en la parte alta de estas calizas, realizados por J. RAMIREZ DEL POZO, dan: *Stomiosphaera sphaerica* (KAUFMANN), *Marssonella* sp., *Hedbergella* cf. *paradubia* (SIGAL), así como: Briozoarios, Políperos, Gasterópodos, Equinodermos, Lamelibranquios.

Esto podría indicar un Turoniense Inferior, y consideramos que hasta aquí puede llegar el techo de la formación. De acuerdo con las dataciones efectuadas en la misma cuenca, más al O., en la Hoja de Vera de Bidasoa, la base se sitúa en el Albiense, seguramente Superior.

1.3.3 TURONIENSE MEDIO-CAMPANIENSE (Tramo C₂₂₋₂₅⁰⁻²)

Este tramo corresponde a depósitos de flysch, formados por una alternancia de capas de areniscas calcáreas y de margas más blandas, formando secuencias que se repiten a lo largo de toda la unidad.

Es muy difícil evaluar la potencia del flysch, puesto que además de no estar la serie completa, hay repliegues que pueden repetir parte de ella.

De todas maneras, es con mucho el tramo más potente del Cretácico.

Las secuencias son de escaso espesor, unos 20 cm. por término medio, aunque esporádicamente se intercalan capas de areniscas calcáreas más potentes (hasta 50 cm.), que suelen tener marcas de corriente en la base, que indican corrientes de E. a O.

En las muestras que se han recogido, los fósiles encontrados no han sido determinables, por lo que arrastramos las dataciones hechas en la cuenca más al O. en la zona de Zugarramurdi, en la Hoja contigua.

De todas maneras, creemos que puede faltar aquí la parte más alta de este flysch (Campaniense).

1.4 CUATERNARIO

Terrazas fluviales, las más extensas corresponden a la zona morfológicamente deprimida del Bartzán, y están formadas por limos, arenas y gravas. Son poco potentes.

Aunque, especialmente en la zona de Gorramendi, hay derrubios de ladera, no se han representado en el mapa para no enmascarar los contactos geológicos.

2 TECTONICA

Una simple ojeada al esquema tectónico de la Hoja nos permite observar la existencia de hasta seis unidades tectónicas diferentes.

Cabe hacer una primera división en dos grandes conjuntos estructurales. Uno, relacionado con los movimientos hercínicos, y otro, debido a los post-hercínicos que han moldeado la estructura actual.

Podría hablarse con carácter general de una diferenciación entre zócalo y cobertura como pisos tectónicos que se individualizarían en la base del Permotriás. Hay que hacer notar, por otro lado, que por el carácter litológico de los materiales paleozoicos (compuestos en gran parte en esta zona por potentes series pizarrosas poco metamórficas), capaces de aceptar sin comportamiento rígido la sobreimposición de estructuras posteriores, no permite

considerarlos realmente como un zócalo «cristalino» que reacciona pasivamente ante unos esfuerzos tardíos.

Sin embargo, el Paleozoico muestra principalmente la huella que sobre él ha dejado la orogenia hercínica, rasgos que, obviamente, no se encuentran en las series triásicas y cretácicas.

Estudiaremos, pues, por separado, las estructuras hercínicas y las post-hercínicas.

2.1 ESTRUCTURAS HERCINICAS

Se pueden agrupar en dos categorías principales muy distintas entre sí y de diferente edad. En primer lugar, existen en todas las formaciones paleozoicas varios sistemas de pliegues, y en segundo lugar, una serie de traslaciones que se traducen en una superposición general del Devónico-Silúrico sobre el Carbonífero-Devónico Superior, Junto con una estructura en «escaleras» dentro de la unidad cabalgante.

Varios autores (RICHTER, 1967; JUCH y SCHÄFER, 1971; KRAUSSE, 1973) han analizado detalladamente los numerosos pliegues menores que existen en las unidades paleozoicas de esta Hoja, como consecuencia de la superposición de las diferentes etapas tectónicas. Se comprueba que los ejes *b* (de plegamiento) forman tanto sistemas conjugados como divergentes, y, a veces, hasta triples. Localmente puede encontrarse una cierta preferencia en las direcciones de los ejes.

H. F. KRAUSSE (1973) señala, por ejemplo, para la zona próxima al Monte Anchastegui, un desarrollo predominante de pliegues de dirección NNE-SSO., con un desarrollo menor de pliegues próximos a la E-O. Igualmente JUCH y SCHÄFER (1971) dan para los pliegues del Carbonífero una dirección variable entre la N-S. y la NE-SO. El análisis tectónico permite establecer como más antigua la deformación que ha dado lugar a los pliegues con direcciones próximas a la N-S., aunque con cierta dispersión al E. y O.

Esta deformación está representada por pliegues isoclinales tumbados, con desarrollo de un crucero (esquistosidad) horizontal, paralelo a los flancos. Lo que normalmente se observa en el Carbonífero no son las superficies de estratificación S_0 , sino conjuntamente las superficies S_0 y S_1 (esquistosidad de plano axial de los isoclinales) subparalelas. Solamente se produce la intersección de estas superficies cuando las charnelas de los pliegues están relacionadas con niveles de grauwacas o cuarcitas. A favor de las superficies S_1 se produce el crecimiento de algunos granos de micas detríticas y neoformación de pequeños cristales de micas orientados (muestra LV-1). La aparición de nuevas micas supone el desarrollo de un metamorfismo genéticamente asociado a la fase 1 de deformación y al parecer inmediatamente subsecuente. El grado de metamorfismo, en las pizarras carboníferas, es siempre bajo, manteniéndose entre los límites de epi- y anqui-metamórficos.

En todo el ámbito regional de los Macizos paleozoicos Vascos próximos a esta zona se presentan pliegues en esta dirección. En la continuación occidental del Macizo de Cinco Villas (Richter, 1963 y 1965; Krausse, 1973) este sistema tiene gran desarrollo y se presenta expuesto muy claramente. En el Macizo de Quinto Real la dirección dominante es N.-S., con vergencia al O., entre Euguí e Irurita («alineación de Elizondo», Mohr y Pilger, 1965), y NO.-SE., en la zona de Roncesvalles (Klarr, 1971).

Los pliegues de fase 1 se hallan plegados a su vez. El estudio de los pliegues de esta segunda fase, como indica H. F. Krausse (1973), es impreciso, ya que, a veces, se distribuyen en varias direcciones más o menos agrupadas o presentan sistemas de pliegues conjugados, como hemos visto.

Los mesopliegues similares que consideramos genéricamente de fase 2, presentan un crucero de plano axial, S₂. La cuerda de estos pliegues no suele exceder de los 10 m. y sus planos axiales son subverticales, siempre que no estén deformados por otros. Muchos pliegues de fase 2 desarrollan simultáneamente otros de tamaño decimétrico que con frecuencia tienen el carácter de pliegues parásitos asociados a los flancos de los pliegues de mayor orden. Buenos ejemplos existen al N. de la carretera militar, del Collado de Otxondo a Gorramendi. En los cortes estructurales se ha intentado dar, con el dibujo del Carbonífero, una idea de estas dos deformaciones, prescindiendo totalmente de la litología, que es aquí, por lo demás, muy monótona.

Aunque poco frecuente, y desde luego dentro del ciclo hercínico, se puede citar la presencia de «kink-bands».

Como ya se ha dicho, además de estos pliegues, los autores mencionados hacen referencia a la existencia de pliegues de dirección E.-O., especialmente frecuentes al E. de Maya (Juch, 1970). Estos mismos autores reconocen que, o bien son locales, o guardan relación con las deformaciones alpíndicas (Krausse, o. c.). Se debe señalar además que para D. Richter (1965) los pliegues de dirección E.-O. pueden ser debidos tanto a las fases alpíndicas como a las hercínicas terminales (fase saálica).

Si los tipos de deformación que acabamos de describir resultan ser los rasgos tectónicos más espectaculares a nivel de afloramiento, el fenómeno tectónico más importante desde un punto de vista general lo constituyen las diversas traslaciones dentro del paquete Silúrico-Devónico, y de este paquete sobre el Carbonífero. Estos accidentes, sin embargo, sólo pueden reconocerse después de una detallada cartografía y una exacta datación de cada unidad, a causa de la escasa variedad litológica que presentan entre sí los diferentes tramos (véase capítulo de Estratigrafía).

Cabe distinguir, de entrada, de acuerdo con C. HEDDEBAUT (1973), dos grandes unidades tectónicas. La inferior (Unidad 1) sería la constituida por la unidad estratigráfica definida como Fameniense Superior-Westfaliense, litológicamente compuesta por una serie alternante de pizarras y grauwacas

con lentejones de calizas. La unidad superior (Unidad 2) sería la formada por el resto de los materiales devónicos y silúricos, y, como veremos inmediatamente, aparece, en esta zona de trabajo, dividida en diversas unidades menores. Según HEDDEBAUT (*o. c.*), la existencia de dos facies muy diferentes en el Devónico Superior-Carbonífero, con gran desarrollo de areniscas, calizas «griotte» y dolomías en la parte oriental (Aldudes-Mendibelza) y pizarras en la occidental (Cinco Villas), habían favorecido la superposición de las dos unidades tectónicas.

El Devónico aparece corrido sobre la unidad 1, siguiendo un plano con una inclinación de unos 30° hacia el S. y SE. La envolvente de los afloramientos devónicos presenta en esta Hoja dos direcciones predominantes: ESE-ONO. desde el borde occidental hasta el fondo del valle de Maya, y NE-SO. desde aquí hasta su interrupción por los sedimentos posthercínicos en el borde NE. del área cartografiada. Una serie de fallas verticales más jóvenes afectan a este cabalgamiento, que adquiere una forma irregular y discontinua. Una de ellas, especialmente importante, corre en dirección N-S. en el valle de Arilzakun.

En la zona al O. de Maya, allí donde el cabalgamiento principal se aproxima a la dirección E-O., se observan hasta cuatro diferentes unidades corridas, de desigual importancia, cabalgando cada una a las anteriores. Las tres inferiores aparecen ya en la vecina Hoja de Vera de Bidasoa (25-5). La inferior está formada casi exclusivamente por pellizcos de areniscas o areniscas brechosas de edad probable Siegeniense-Emsiense. Es de notar que estas areniscas jalónan en numerosos puntos el cabalgamiento principal del Devónico sobre el Carbonífero, como puede verse en los mapas regionales de C. HEDDEBAUT (1973). La segunda unidad está formada exclusivamente por pizarras y pizarras arenosas del Emsiense Superior-Frasniense. La tercera, la más ampliamente desarrollada y expuesta con mayor claridad, está constituida por el tramo calizo del Emsiense Superior alto y la serie de pizarras, pizarras arenosas y areniscas que pueden llegar al Frasnienese. Por último, un pequeño retazo de areniscas y dolomías relacionables con formaciones de la zona de Maya, Siegeniense-Emsiense, ha sido puesto ahora por primera vez de manifiesto al NO. de Azpilcueta. Los contactos entre estas unidades aparecen fosilizados por el Triásico de Alcurrúnz, Peñas de Betarte y Arburu.

Afloramientos triásicos y de ofitas separan también las unidades que acabamos de describir con las que afloran en la parte central de la Hoja, detalladamente estudiada por JUCH y SCHÄFER (1971), por lo que nos apoyaremos particularmente en estos autores en su descripción.

En este área, la unidad 1 (Fameniense Superior-Carbonífero) aparece en casi todo su contacto cabalgada por una serie de términos litológicos cuya edad se ha considerado globalmente como Siegeniense-Emsiense Superior bajo, constituyendo la unidad inferior.

Cabalgante sobre esta unidad inferior aparece una segunda unidad formada por los materiales de edad Gediniense-Siegeniense, cuyo frente de cabalgamiento aparece con frecuencia enmascarado, al estar afectado por los mismos sistemas de fallas normales tardías que el cabalgamiento principal.

Por último, la posición tectónica superior la ocupan los esquistos silúricos de Anzábal (los de mayor metamorfismo de esta zona), que constituyen el afloramiento del Silúrico más occidental conocido hasta ahora en este área de los macizos Hercínicos Vascos.

Consideraciones de índole regional (véase, por ejemplo, HEDDEBAUT, 1973) nos llevan a asignar, en una primera estimación, un sentido E.-O. para estas traslaciones, en coincidencia, a grandes rasgos, con la disposición en arco de los pliegues de la fase 1. Los isoclinales de esta fase y los cabalgamientos no son singenéticos ni representan el mismo estilo de deformación. Las traslaciones se han realizado a favor de fallas inversas muy tendidas que cizallan a los pliegues hercínicos (y, por tanto, son oblicuas, en ocasiones, a los diferentes términos devónicos y las esquistosidades S_1 y S_2). Las superficies de las fallas inversas están solamente deformadas por accidentes que parecen estar asociados a la orogénesis alpina y no se ven afectados por los sistemas de pliegues descritos en el Carbonífero autóctono. Por otra parte, está clara la superposición de materiales silúricos más metamórficos a otros que no lo son, o lo son menos (como se puede ver en el alto de Anzábal, al NE. de Maya). La edad de estas traslaciones resulta ser posterior a los pliegues carboníferos (posiblemente intrawestfallenses), posterior también a la ligera etapa de metamorfismo subsecuente a los pliegues de fase 1, y anterior al Pérmico-Triásico y, como se ve en la Hoja de Vera, anterior también al Stephanense.

2.2 ESTRUCTURAS POSTHERCINICAS

La zona noroeste de la Hoja está constituida por dos estructuras cuyas características principales son mucho mejor observables en la vecina Hoja de Vera de Bidasoa, donde adquieren una diferenciación que permite un estudio más preciso.

La más septentrional es la formada por los afloramientos cretácicos, limitada al S. por una falla inversa, y constituye, en realidad, el flanco S. de un sinclinal (sinclinales de Vera-Ainhoa). Al igual que en su prolongación occidental, el borde S. aparece cabalgado por el Paleozoico, con la consiguiente inversión del flanco en el contacto y la laminación parcial de términos basales. La dirección del eje del sinclinal, que pertenece ya a territorio francés, es en esta zona ESE-ONO., produciendo, por tanto, una desviación con respecto a la parte occidental del pliegue, donde es E.-O. Un detallado estudio tectónico de la cuenca, especialmente en esa parte, ha sido publicado por D. RICHTER (1964).

Inmediatamente al S. puede verse un mosaico de afloramientos Triásicos, Devónicos y Carboníferos, siguiendo una dirección paralela a la zona que acabamos de describir. La parte más occidental de estos afloramientos aparece separada por una falla al O. de Urdax del resto de los afloramientos y corresponde a la prolongación del «sinforme de Echalar». Allí aparece una depresión ocupada por terrenos devónicos, muy probablemente alóctonos y cabalgantes sobre la unidad tectónica Carbonífero-Fameniense Superior. En el centro de este sinclinalde una serie de bloques Permo-Triásicos se dispone con una orientación paralela a los bordes tectónicos de la estructura, que es, en general, ESE-ONO. La falla del O. de Urdax («falla de Michelemborda»), con una dirección NO-SE., señala el límite de los afloramientos devónicos hacia el E. El bloque devónico alóctono ha quedado hundido con respecto al Carbonífero y resto de los afloramientos triásicos, que continúan hacia el E. con una dirección igualmente ESE-ONO., ya sobre el Carbonífero.

La edad de estas estructuras, si las consideramos como pertenecientes a una misma etapa orogénica, debe situarse como alpídica, y más concretamente pirenaica. Si bien no aparecen en la Hoja términos estratigráficos más altos que el Cretácico Superior, regionalmente no parece ser que haya habido importantes movimientos entre el Cretácico Superior y el Oligoceno.

La tectónica de la parte S. y E. de la Hoja, caracterizada netamente por una tectónica de tipo germánico, afecta exclusivamente a materiales de edad Permotriásica, por lo que no pueden clasificarse cronológicamente los diversos accidentes más que entre sí.

Debido a esta circunstancia, vamos a describirlos teniendo en cuenta sus relaciones mutuas, prescindiendo de su posible edad.

Siguiendo el detallado estudio de D. MULLER (1969), empezaremos haciendo mención al cabalgamiento de Errazu-Anzábal, en dirección N. 160° que hace cabalgar no sólo el Permo-Trías, sino incluso el Paleozoico (incluidos los esquistos de Anzábal) sobre el propio Triásico, con una vergencia SO. Este accidente, que se prolonga hasta el puerto de Otxondo y la frontera francesa por el E., delimita una zona afectada fundamentalmente por fallas N-S. de estilo germánico, que la compartmentan como fosas y pilares.

La fosa de Urrizale queda limitada al N. por fallas normales de buzamiento S., con dirección E-O. en la parte oriental y NO-SE. en la occidental, siendo debido este cambio de dirección a una de las fallas marginales de buzamiento E. de la fosa.

En el S. está limitada por un cabalgamiento de dirección E-O. y buzamiento al N.

Al S. de este cabalgamiento se presenta una curiosa zona plegada, con ejes arrumbados entre N. 50° y N. 60° aproximadamente.

Esta zona contiene los únicos pliegues del Permotriásico, no sólo en el ámbito de la Hoja, sino en una extensión bastante grande, y coincide con un importante accidente de dirección NE-SO. que se extiende desde el

puerto de Velate hasta el coll de Arieta, en que atraviesa la frontera hispano-francesa, por lo menos, y con la que pueden relacionarse la zona de pliegues del puerto de Velate (LAMARE, 1936; EWERT, 1964) y los extensos afloramientos de ofitas de esta región.

Dos fallas normales de rumbo E.-O. limitan, al S. de la zona de pliegues, la fosa de Errazu-Izpegui, constituida casi exclusivamente por una extensa masa de ofitas. Al E. queda limitada por una falla normal de inclinación O., que pone en contacto a la ofita con el Paleozoico del puerto de Izpegui; al O., asimismo, por una falla normal que se orienta tanto N.-S. como NO.-SE. Se estima el salto de la falla oriental de 300 a 400 m., mientras que al N. y al S. el salto es de unos 250 m.

Hacia el NNO. se prolonga esta fosa hacia Gorramendi.

El cabalgamiento de Errazu, al que anteriormente hemos hecho mención, pone en contacto la zona que hemos descrito con el surco de Maya, que aparece como un gran bloque basculando hacia el E., con una inclinación de 40 a 45°.

Este cabalgamiento es de plano muy escarpado, por tanto, es muy grande la diferencia entre el desplazamiento horizontal y el vertical, lo que indica que la dislocación puede ser muy profunda. La importancia de este accidente hace que se relacione con otros de la misma dirección, puestos de manifiesto por MOHR y PILGER (1964) al S. de esta zona, y con los que habrían de relacionarse las estructuras plegadas del macizo de Quinto Real, la formación de la magnesita de Eugui y el gran número de filones de diabásicas con esta dirección. Se trata posiblemente de antiguos accidentes hercínicos, de cuya preferente dirección N.-S. ya nos hemos ocupado anteriormente, que habrían vuelto a jugar en fases posteriores; de este modo, el cabalgamiento de Maya, que con reservas pensamos pudiera continuarse por la falla de Michelemborda, al O. de Urdax, representaría la prolongación hacia el N. de las estructuras de Quinto Real.

La edad de estos materiales afectados por la tectónica de estilo germánico, que no llega solamente a la parte más alta del Triásico, impide una datación precisa de estos accidentes, de los que únicamente se puede afirmar con seguridad que son posthercénicos.

De todas maneras, debemos señalar aquí la presencia a escala regional (EWERT, 1964; MÜLLER, 1969) de importantes movimientos, tanto precretácicos (fase neocimmérica) como intracretácicos (fase austriaca), antes de la fase pirenaica principal.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Dos ciclos sedimentarios, separados por la orogénesis hercínica, constituyen las dos etapas principales distintas en la Historia Geológica de la zona.

El ciclo prehercínico está representado por la sedimentación de unos materiales de una litología muy variada en la base (Silúrico-Devónico Superior) y un paquete uniforme de capas en la parte alta (Fameniense Superior-Carbonífero).

La orogenia hercínica produce el plegamiento de estos estratos y una serie de traslaciones de dirección E-O.

El segundo ciclo empieza con la sedimentación Pérmica y Triásica, para acabar con el Cretácico (Albiense-Campaniense), después de un período en el que no ha habido sedimentación (Jurásico-Cretácico Inferior). Diversas fases tectónicas han actuado sobre estos sedimentos, siendo la orogénesis alpina la que ha modelado el actual relieve.

3.1 CICLO PREHERCINICO

Los sedimentos prehercínicos van desde el Silúrico hasta el Carbonífero (probablemente Westfaliense), como ya se ha indicado anteriormente. El extraordinario repliegue de las capas del Fameniense Superior-Carbonífero impide el obtener una columna litológica completa, aunque es un tramo muy uniforme. Tampoco es posible conseguirlas de los materiales más antiguos, por presentarse en forma de escamas tectónicas encima de los citados anteriormente. Siempre debemos partir de tramos parciales y de su comparación con zonas vecinas para extraer ideas y conclusiones paleogeográficas.

Los materiales más antiguos (Silúrico) se encuentran en un solo punto, en el alto de Anzábal, al este de Maya, formando la escama tectónica más alta y sin relación alguna con los restantes afloramientos de la Hoja.

Según H. REQUADT (1973) se han debido sedimentar en un mar nerítico de poca profundidad, rico en plancton (abundante materia orgánica) y sin aportes terrígenos. La gran potencia que se observa en otras zonas (más de 500 m.) señala un hundimiento rápido.

Un cambio importante en las condiciones de sedimentación de la cuenca tiene lugar a partir del Gediniense, donde las facies esquistosas son reemplazadas por otras esencialmente detríticas que en áreas vecinas dan lugar a potentes sedimentos de areniscas blancas y puras.

En nuestra área de estudio, los afloramientos de los dos tramos devónicos inferiores revelan unas facies similares, predominantemente arenoso-dolomíticas, con intercalaciones más escasas pizarrosas. Las areniscas presentes son muy semejantes a las que hemos mencionado anteriormente, si bien ahora aparecen ciclos carbonatados entre ellas (tanto lateral como verticalmente), que parecen indicar pulsaciones dentro de la cuenca. Confirma esta idea de inestabilidad la presencia notable de brechas generalmente dolomíticas, que han sido consideradas como intraformacionales (JUCH, 1970; REQUADT, 1973; HEDDEBAUT, 1973), debida a deslizamientos subacuáticos. En resumen, hay que considerar para los tramos arenoso-dolomíticos un do-

minio nerítico, con depósitos sedimentarios arenosos y carbonatados y en continua situación de inestabilidad. Bien por sacudidas rítmicas o por traspasar el ángulo de pendiente se forman masas de rocas deslizantes en sitios de especial morfología submarina que dan origen a las brechas, incorporadas luego a la serie sedimentaria (véase REQUADT, 1973).

En medio de estas series habría que situar un episodio diferente, puesto de manifiesto por las pizarras arenosas y ferruginosas de Archisuri, de medio más reductor (abundancia de pirita) y aportes más diversos.

Un cambio importante de facies tiene lugar a partir del Emsiense Superior alto. Predominan en la base las dolomías, intercaladas con pizarras, y luego las formaciones calizas, con ausencia casi total de material detrítico grueso. Es de señalar la presencia de varios niveles de calizas organógenas (calizas con crinoideos, corales, bivalvos), indicando muy poca profundidad de la cuenca, deducible también por numerosos rasgos sedimentarios, calizas bandeadas, limolitas con «flasers» y «linsens», «ripple-marks», etc.).

El tramo superior del Devónico (desde la parte alta del Emsiense Superior al probable Frasniano) se caracteriza por la casi total desaparición de los niveles calcáreos organógenos, que sólo existen esporádicamente en forma de lentejones, y el establecimiento general de facies detríticas finas (areniscas finas y limolitas) y arcillosas. Siguen siendo casi generales los «flasers» y «linsens», lo que indica que, a pesar de la gran potencia de estos sedimentos, la cuenca sigue siendo en general poco profunda. La acción de las corrientes se hace notar, además, por las grandes acumulaciones de braquiópodos, corales, briozos y otros fósiles que, a menudo, se encuentran en esta formación, generalmente asociados a las facies más detríticas de las pizarras.

Nos parece interesante añadir que el estudio regional de estas formaciones lleva a C. HEDDEBAUT (1973, p. 122) a considerar que, en resumen, en el Devónico Inferior y base del Eifeliense había un sentido de aportes notablemente constante. Según la disposición actual de los afloramientos, el área fuente continental debía encontrarse al O. y al S., en tanto que el mar se abría hacia el E. y NE.

Durante el Fameniense Superior-Westfaliense se forma un potente paquete de pizarras oscuras alternantes con capas de grauwacas, que dan una serie flyschoide de tipo «culm» y en la que localmente se intercalan niveles de calizas tableadas muy oscuras que suelen ir ligadas a lechos de silexitas. Debemos acudir nuevamente a C. HEDDEBAUT (1973, pp. 125-128) para señalar el hecho de que estas facies cambian profundamente hacia el S. y E. (Macizos de Aldudes, Mendibelza, Igounce, etc.), donde predominan areniscas cuarcíticas y calizas junto con esquistos. La existencia de estos dos dominios diferentes de facies es la base para explicar los importantes rasgos tectónicos (fase de traslaciones) que se han descrito en el capítulo de estratigrafía.

Este es un período en el que se va acentuando progresivamente la instabilidad, hasta que se alcanza la orogénesis hercínica.

Podemos afirmar que durante esta orogénesis ha habido una primera etapa de deformación con pliegues N-S., a la que ha seguido otra caracterizada por la formación de una serie de escamas tectónicas, apiladas encima de los terrenos más plásticos del Fameniense Superior-Carbonífero.

Estos fenómenos tectónicos quedan plasmados en la formación de un nuevo relieve, que señala el final del ciclo.

3.2 CICLO POSTHERCINICO

La erosión de los macizos elevados por la orogénesis hercínica y la rápida colmatación de sus cuencas se efectúa durante el Pérmico y base del Triásico.

La presencia en la parte septentrional de potentes series de sedimentos detríticos y brechoides atribuibles al Pérmico Inferior y de sedimentos también detríticos, pero mejor clasificados y más maduros, durante el Pérmico Superior, en la parte norte, junto con la ausencia total de materiales de esta edad en la zona de Errazu y Puerto de Izpegui indica la presencia de un umbral de dirección E-O. en el que no se ha producido sedimentación. Este umbral ha separado dos importantes cuencas, una la del Norte y otra al Sur, en la zona del Monte Autza (Hoja núm. 26-6, Valcarlos) (D. MULLER, 1969).

La sedimentación fue seguramente algo más temprana en la zona sur, con la presencia de materiales que indican un transporte mínimo, durante el Pérmico Inferior.

Entre éste y el Pérmico Superior se señala una discordancia (discordancia saálica) que origina una laguna estratigráfica y durante cuyo período tuvo lugar una actividad volcánica básica (basaltos del Monte Iparla).

El Pérmico Superior se deposita en el centro de las cuencas subsidentes y se pasa sin interrupción alguna a la deposición de los materiales del Triásico Inferior (Buntsandstein), que sigue caracterizado por sedimentos detríticos, aunque muy bien clasificados, con una megasecuencia de tamaño de grano decreciente de la base al techo.

Con el Muschelkalk se llega a condiciones marinas claras, con sedimentación carbonatada de calizas y dolomías.

Finalmente, el Keuper cierra la sedimentación triásica con su facies característica de arcillas rojas y abigarradas, con intercalación de niveles de yeso, que se han considerado en la literatura geológica como representantes de un medio lagunar.

Falta toda la serie de sedimentos del Jurásico y del Cretácico Inferior (excepto el Albiense), aunque es posible que alguna fase tectónica en esta

época (fase Neocimmérica de tipo epirogenético) haya afectado a estos materiales.

Las fases Aústricas durante el Albiense marcan el primer hito importante después de la orogénesis Hercínica. Originan el levantamiento de los macizos hercínicos, entre los que queda la cuenca de Vera, cuya continuación al Este entra en la presente Hoja en la zona de Dancharinea.

Con la transgresión albiense y durante el Cenomaniense comienza el relleno de esta cuenca con sedimentos detríticos bastos, indicativos de un corto y rápido transporte, sobre los que se instalan calizas representativas de zonas subarrecifales en una plataforma costera poco profunda. Las facies flysch de carácter eugeosinclinal se instalan en la cuenca después de un corto episodio de tránsito, representado por calizas margosas. Los aportes turbidíticos procedían del Este, como en todas las cubetas flysch del Cretácico Superior en esta región (HENRY et al., 1970).

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA

No hay en este momento explotación minera alguna en actividad.

Antiguamente se explotaba oro en Gorramendi, donde se pueden todavía ver escombreras romanas y una galería de desagüe en mal estado.

4.2 CANTERAS

Como en las zonas vecinas, se encuentran pequeñas explotaciones de losas de arenisca en el Buntsandstein. Las areniscas son algo micáceas, lo que permite la fácil separación de las losas, sobre todo en los afloramientos con alguna meteorización. No hay canteras importantes fuera de la de Azpilcueta, aunque sí se encuentran amplios afloramientos donde emplazarlas.

En la base del Cretácico, que aflora en el sinclinal de Vera de Bidasoa-Zugarramurdi, en su flanco meridional, hay unas calizas del Albiense-Cenomaniense marmorizadas, que se explotan en las canteras de Alkerdi y de Ikaiburu, en el término de Urdax, como piedra ornamental.

Como rocas de posible utilización para áridos se deben mencionar las ofitas, aunque no haya explotación alguna en este momento.

5 BIBLIOGRAFIA

ADAN DE YARZA, R. (1918).—«Descripción físico-geológica del País Vasco-Navarro». *Geografía General del País Vasco-Navarro*, Barcelona, t. I, pp. 1-86, 49 figs., 1 mapa geol. 1/800.000.

- (1906).—«El país vasco en las edades geológicas». *Bol. del IGME*, XXVIII, p. 45.
- ADLER, R., y RICHTER, D. (1961).—«Bemerkungen zur geologischen Situation der Magnesitvorkommen bei Urepel 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 structurale des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, 11, pp. 122-153.
- BOER, H. U. DE, y MOHR, L. (1966).—«Zum magmatismus im Aldudes-Quinto Real Massiv, in dem Spanischen West pyrenäen». *Clausthal-Zellerfeld*.
- CAREZ, L. (1903-1909).—«La Géologie des Pyrénées Françaises». *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.* (6 fascicules et 1 supplément), 3900 p., 39 pl.
- (1910).—«Sur quelques points de la Géologie du Nord de l'Aragon et de la Navarre». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.^e serie, X, p. 682.
- CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE au 1/50.000 é (1964).—«Feuille d'Espelette par P. Lamare et J. P. Destombes».
- DAMESTOY, G. (1961).—«Esquisse tectonique du massif des Aldudes-Quinto Real (Basses-Pyrénées)». *C. R. Soc. Géol. France*, 4, pp. 86-89.
- (1961).—«Etude de la série dévonniene de la vallée de Quintua (Basses Pyrénées)». *C. R. Soc. Géol. France*, n.^o 3, pp. 75-77.
- DESTOMBES, J. P. (1965).—«Paléogéographie du Devonien des Pyrénées françaises». *Rapp. Int. B.R.G.M.* (inédit).
- DROT, J.; LAGNY, P., y SAGON, J. P. (1962).—«Nouvelles données sur la stratigraphie du Primaire des environs d'Ainhoa (Basses-Pyrénées)». *Bull. Soc. Géol. France*, 3.^e serie, t. IV, pp. 431-435.
- DUBAR, G. (1927).—«Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le N.W. de l'Espagne aux temps jurassiques». *C. R. XIV. Cong. Géol. Int.*, fasc. 2.
- (1929).—«Sur la transgression éocrétacée dans les Pyrénées occidentales». *Ibid.*, 29, pp. 569-572, París.
- EWERT, F. K. (1964).—«Geologie des Südteiles des Baskischen Pyrenäen». *Diss. Univ. Münster*, 223 p., Münster.
- FEUILLEE, P. (1962).—«Contribution a la connaissance du Crétacé moyen du nord et de l'ouest de la Navarre espagnole». *L. Géologie Sorbonne*.
- (1962).—«Observations sur la Crétacé moyen du bassin de Vera-Sare-Ainhoa (Basses Pyrénées et Navarre espagnole)». *C. R. Soc. Géol. France*, fasc. 5, p. 138.
- (1964).—«Sur l'âge cénomanien des calcaires à Caprines de Pyrénées Basques occidentales». *C. R. Somm. Géol. Soc. France*, fasc. 2, pp. 90-92.
- FEUILLEE, P., y SIGAL, J. (1965).—«Presencia de un nivel con *Globotruncana helvetica* Bolli (Turonense) en la región vasco cantábrica». *Not. y Com. IGME*, n.^o 80, pp. 85-90.

- (1965).—«La transgression du Cretacé Superior ("Flysch Nord-Pyrénéens") sur le Massif des Cinco-Villas (Pyrénées Basques)». *Bull. Soc. Géol. France*, t. VII, pp. 45-55.
- FEUILLEE, P. (1970).—«Y-a-t-il des flyschs Pyrénéens?». *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 12, n.^e 4, pp. 603-611.
- FEUILLEE, P., y RAT, P. (1970).—«Le déplacement du matériel bioclastique et l'importance des extraclastes (exemples dans le Crétacé pyrénéo-cantabrique)». *Ext. du C. R. Somm. des Séan. de la Soc. Géol. France*, fascicule 2 (16 février 70), p. 60.
- FEUILLEE, P. (1971).—«Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanien Pyrénéo-Cantabrique: problèmes d'environnement sédimentaire». *Elsevier Publishing Company Amsterdam. Paleogeography, Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 9, pp. 277-311.
- FEUILLEE, P., y RAT, P. (1971).—«Structures et paleogeographies pyrénnées-Cantabriques». *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, V. 1-1, a V. 1-48, tome 2, Technip.
- FEUILLEE, P., y MATHEY, B. (1972).—«Le matériel des brèches du Crétacé Supérieur Basque (Pyrénées Basques occidentales). Intérêt Paleogeographique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 274, pp. 2.419-2.444.
- FOURNIER, E. (1908).—«Etudes sur les Pyrénées Basques (Basses Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa)». *Bull. Carte Géol. France*, 18, n.^e 121, 57 s.
- (1911).—«Sur la tectonique de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1953).—«Observaciones paleontológicas y geológicas en Navarra y Babia Baja (León)». *Est. Geol.*, n.^e 18, pp. 321-322, Inst. Lucas Mallada.
- (1950).—«Breve noticia sobre hallazgos paleontológicos en el Paleozoico de los Pirineos Vascos». *Est. Geol.*, n.^e 11, pp. 245-247.
- HEDDEBAUT, C. (1965).—«Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), VII, pp. 631-639.
- (1967).—«Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)». *C. R. Somm. des Séan. de la Soc. Géol. France*, fasc. 7, p. 280.
- (1967).—«Découverte d'un Westphalien à plantes dans les Pyrénées basques françaises». *C. R. Somm. des Séan. de la Soc. Géol. France*, fasc. 3, p. 81.
- (1970).—«Sur l'âge des formations paléozoïques du massif des Cinco-Villas (Pays basque espagnol)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 6, pp. 205-207.
- (1973).—«Etudes Géologiques dans les Massif Paléozoïques basques». *Thèse. Université des Sciences et Techniques de Lille*, France.

- JUCH, D. (1970).—«Das variszikum von Maya del Baztán (spanische Westpyrenäen)». *Tesis de Diploma* (no publicada), *Geol. Inst. T. H. Clausthal*.
- JUCH, D., y SCHÄFER, D. (1971).—«L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arizakun dans la partie oriental du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne)». *Acta VI^e Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Bagneres de Bigorre*, 18-22 Sept. 1971 (en prensa).
- KRAUSSE, H. F. (1971).—«The tectonical Evolution of the Western Pyrénées». *Bagneres de Bigorre*, 18-22 Sept. 1971.
- (1973).—«Strukturkarte und Achsenkarte der Kleinfalten im Devon V. Karbon mit Permo-triassischen Deckgebirge zwischen Echalar V. Mugaire-Oronoz (östeiches Cinco Villas Massiv)» aus «Über den geologischen Bau variscischer Massive und ihrer alpidischen Mantelschichten in den baskischen Pyrenäen». *Habil-Schrift, Fak. Natur - V - Geistes wiss. Techn. Univ. Clausthal*, VI + 2175 75 abb., 4 tab., 5 strukturkarte i. d. Aulage, Clausthal-Zellerfeld.
- (1973).—«Übersicht über tektonische Formungen und Strukturen in des spanischen Westpyrenäen». S. 1-29 *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142, 1-58, Stuttgart.
- KULLMANN, J. (1970).—«Oberdevonische und Karbonische Goniatiten-Faunen in den Spanischen Westpyrenäen». *Clausthaler. Geol. Abh.*, H. 12 (in Vorbereitung). Mskrpt. 14 S., b. d. Redaktion eingegangen 7.9.
- LAGNY, P. (1963).—«Etude géologique et metallogenique de la bordure méridionale du Massif du Labourd aux environs d'Itxassou». Thèse doct. 3 Cyc. Univer. Paris. Fac. Sc. 104 p.
- (1964).—«Précisions sur l'âge d'une série grésoschisteuse dévonienne de la vallée de Laxia (Basses Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, n.^o 4, pp. 144-145.
- LAMARE, P. (1924).—«Sur la présence de granites dans les vallées de Baztan et de Bertiz Arana et leur signification tectonique». *C. R. As.*, CLXXIX, pp. 1.412-1.415.
- (1925).—«Sur quelques points de la tectonique de la lisière septentrionale des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.^e serie, XXV.
- (1931).—«Sur l'existence du Permien dans les Pyrénées basques, entre la vallée du Baztan (Navarre espagnole) et la vallée de Baigorry (Basse-Navarre française)». *C. R. Somm. de la Soc. Géol. France*, n.^o 16, 7 die.
- (1934).—«Carte géologique des Pyrénées Basques d'Espagne. 1:200.000». París.
- (1936).—«Recherches Géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne». *Mém. Soc. Géol. France*, t. XII, n.^o 27, p. 426.
- LAMARE, P., y GOAR, I. (1936).—«Existence de minerais de fer oolithique dans le Dévonien des Pyrénées navarraises». *Congrès Intern. Mines, Metall. et Géol., appl.*, VII^e session, París, 1935. *C. R. Sect. de Géol. Appl.*, t. I, pp. 307-311, 2 figs., 2 pls.

- LAMARE, P. (1941).—«Remarques sur la structure du Pays Basque». *Extr. du Bull. Soc. Géol. France*, 5.^e serie, t. XI, París.
- (1950).—«La structure géologique des Pyrénées Basques». *Primer Cong. Int. de Pirineistas del Instituto de Est. Pirenaicos*, Zaragoza.
- (1954).—«Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied de Port de la Carte géologique de la France» au 1/80.000 (2.^e édition 53) «Avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords». Toulouse, 1956, *Extr. Actes du II Cong. Int. d'Etud. Pyrénn.*, t. 2, sect. 1.
- LAMARE, P., y CASTERAS, M. (1954).—«Sur l'âge des formations détritiques crétacées des environs d'Espelette». *Extr. du C. R. Somm. Soc. Géol. France*, n.^o 15.
- LAMARE, P. (1954).—«Superposition des mouvements orogéniques anté-aptiens, antécénomaniens et éocènes sur la lisrière septentrionale des Pyrénées». *C. R. Somm. Séanc. Soc. Géol. France*, fasc. 5, pp. 110-113.
- LAVARDIERE, J. W. (1930).—«Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales». *Mem. Soc. Géol. Nord*, Lille, t. X, fasc. 2, 131 p., 1 carte, 8 pls., 13 figs., texte.
- 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 13, pp. 214-226, 3 figs.
- (1931).—«Elementos estructurales dirigidos al NE. que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales». Trad. por M. San Miguel de la Cámara de «Nordöstlich gerichtete strukturelemente im Bau der Westpyrenäen». *Nachr. Ges. d. Wiss. Gottigen, Math-Phys. Kl.* 1-13. *Publicaciones extranjeras sobre Geol. de España*, t. III, pp. 229-313, 5 figs., 1946.
- (1933).—«Zur Frage der variszischen Gebirgszusammenhänge in Südwest-europa». *Forsch. Fortshcr.*, pp. 20-21, Berlín.
- (1955).—«Referat 1014 zu De Llarena, 1954». *Zbl. Geol. Paläontol.*, t. 1.
- (1958).—«Das Ende der Westpyrenäen». *Jb. Akad. Wiss. Lit. Mains.*
- (1958).—«Geologische Karte des Pyrenäisch-Kantabrischen Grenzgebietes 1/200.000». Aufgenommen 1930 bis. 1934 und unter Benutzung späterer Untersuchungen überarbeit 1955, Erschienen.
- (1958).—«Mapa geológico de la zona oeste de los Pirineos y este de la Cordillera Cantábrica». E. 1/200.000, *Pub. Cia. 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.
- 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. France*, fasc. 9, pp. 290-292.
- LLOPIS LLADO, N.; DE VILLALTA, J. F.; CABANAS, R.; PELAEZ PRUNE-

- DA, J. R., y VILAS, L. (1967).—«Le Devonien de l'Espagne». *Intern. Symp. Dev. Syst.*, 1, pp. 171-187, figs. 1-9, Calgary.
- MALLADA, L. (1882).—«Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra». *Bol. Com. Mapa Géol. de España*, t. IX, pp. 1-64.
- MOHR, K., y PILGER, A. (1965).—«Das nord-süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen». *Geol. Rdsch.*, 54, S. 144-160, Stuttgart.
- MORRE, N., y THIEBAUT, J. (1966).—«Contribución al estudio de las rocas volcánicas del Pérmino y Trías Inferior de los Pirineos». *Not. y Com. del IGME*, n.º 81, pp. 77-101.
- MULLER, D. (1969).—«Perm und Trias im Valle del Baztan» (Spanische West-Pyrenäen) Dissertation. *Technischen Universität Clausthal*.
- (1973).—«Perm und Trias im Valle del Baztan Ein Beitrag zur Stratigraphie und Paleogeographie der spanischen Westpyrenäen». S. 30-43. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142, 1, 1-58, Stuttgart.
- MULLER, J. (1967).—«Sur la superposition des deformations dans les Pyrénées occidentales». *C. R. Ac. Sc.*, ser. D, t. 265, pp. 400-402.
- MULLER, R. (1967).—«Kartierung und genese des Paläozoikums von Arizkun». Report (no publicado), *Geol. Inst. Tech. Univ. Clausthal*, 131 S.
- PALACIOS, P. (1897).—«Ofitas de la provincia de Navarra». *Bol. del IGME*, XXII, 1895 (publicado en 1897), pp. 173-247, 16 grab.
- REQUADT, H. (1972).—«Zur stratigraphie und Fazies des Unter- und Mittel-devons in den spanischen Westpyrenäen». *Clausthaler Geol. Abh.*, 13, 113 S.
- (1972).—«Aperçu sur la stratigraphie et le Facies du Devonien Inferieur et Moyen dans les Pyrénées Occidentales d'Espagne». *Actes VI^e Congrès Inter. Etudes Pyrénée*, Bagnères de Bigorre (en prensa).
- RICHTER, D. (1963).—«Über Querfaltung in den spanischen Westpyrenäen». *Geol. Mitt.*, 3, H. 2, S. 185-196, Aachen.
- (1964).—«Die Flyschmulde von Vera de Bidasoa in den Westpyrenäen». *Geol. Mitt.*, 3, H. 3, S. 275-312, Aachen.
- (1965).—«Faltenachsen, Lineare und das Alter der Prägungen in den Westpyrenäen». *Max. Richter. Festschrift*, 97-100, Clausthal-Zellerfeld.
- (1965).—«Sedimentstrukturen, Abeagerungsart und Transportrichtung in Flysch der baskischen Pyrenäen». *Geol. Mitt.*, 4, pp. 153-210, Aachen.
- RIOS, J. M.; ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1944).—«Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo navarro». *Not. y Com. del IGME*, n.º 13, pp. 143-164, Madrid.
- SCHÄFER, D. (1970).—«Das Westpyrenäenpaläozoikum in südlichen Arizcun-Tal, Valle del Baztan, Spanien». *Diplomarbeit Geol. Inst.*, t. V, Clausthal.
- SCHMIDT, H. (1931).—«Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen». *Abh. Ges Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.* (3), 5, S. 1-85, Berlin.
- STUART-MENTEATH, P. W. (1880).—«Note préliminaire sur la géologie des

- Pyrénées de la Navarre, du Guipúzcoa et du Labourd». *Bull. Soc. Géol. France*, 3.^e ser., t. IX, pp. 158-159.
- (1888).—«Sur le terrain devonien des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France*, 3/16.
- (1900).—«Sur le tectonique des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, 3.^e serie, t. XXVI-XXVIII, París, 1898.
- (1915).—«Sur le Permien des Pyrénées occidentales sur quelques fossiles des Pyrénées». *C. R. A. Sc. Ag.*, París.
- TERMIER, P. (1905).—«Sur le structure géologique des Pyrénées occidentales». *C. R. Ac. Sc.*, CXLI, pp. 966-968.
- VIENNOT, P. (1929).—«Les eruptions basaltiques permiennes dans les Pyrénées». *C. R. Bull. Soc. Géol. France*, p. 29.
- VILLALOBOS, L., y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971) (en prensa).—«Estratigrafía del Flysch Cretácico Superior de Navarra (zona meridional)». *Com. VI Congrès International d'Etudes Pyrénéennes*, Bagnères de Bigorre.
- WIRTH, M. (1967).—«Zur Gliederung des höheres paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten». *N. Jb. Geol. Paläonto. Abh.*, 172-2, pp. 179-255, Stuttgart.
- ZWART, H. J. (1963).—«The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrénées». *Geol. Rundschau.*, vol. 53, n.^o 1, pp. 170-204, 28 figs.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA