



# IGME

65

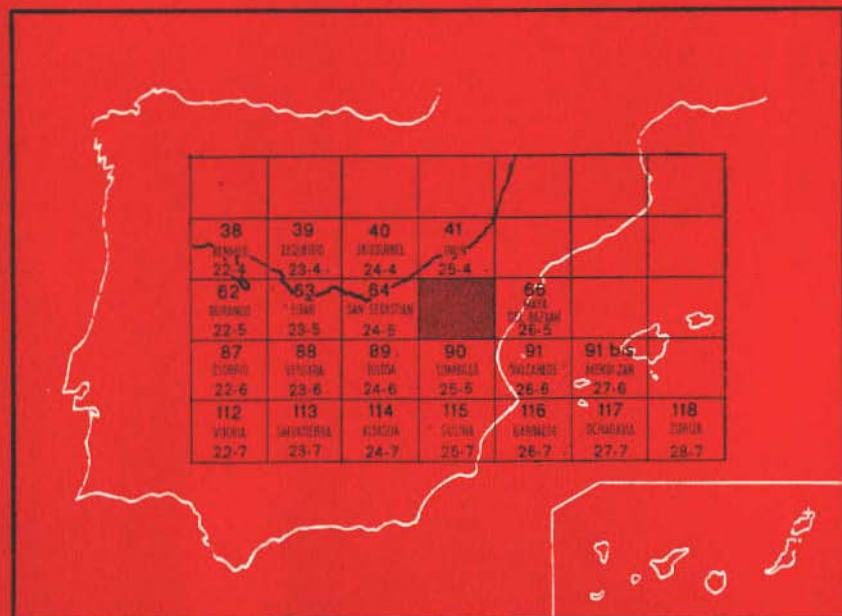
25-5

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# VERA DE BIDASOA

Segunda serie - Primera edición

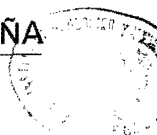


R.15092

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



CARTOTECA  
BIBLIOTECA  
Instituto Geológico y  
Minero de España



**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
E. 1:50.000

**VERA DE BIDASOA**

**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.

Tres grupos de trabajo han intervenido directamente en la cartografía de esta Hoja:

- Geologisches Institut de la Universidad Técnica de Clausthal, Alemania Federal, bajo la dirección del Prof. Dr. A. PILGER. A este grupo se debe la cartografía del Paleozoico de la zona de Bertiz (H. REQUADT), del Paleozoico y Triásico de la zona de Echalar (DE BOER y H. F. KRAUSSE) y Triásico del borde Suroriental (D. MULLER). Las respectivas publicaciones concernientes a esta zona han sido utilizadas para la Memoria como se indica oportunamente.
- Investigación Geológica de Navarra (Diputación Foral de Navarra), que dirige el Dr. Ing. JOAQUIN DEL VALLE DE LERSUNDI. Los geólogos J. SOLE y L. VILLALOBOS han realizado la cartografía del Paleozoico, Permo-Triásico y Cretácico del resto de la Hoja al este del río Bidasoa.
- Universidad de Bilbao, bajo la dirección del Prof. V. GARCIA-DUEÑAS. Han intervenido en la cartografía los geólogos J. CAMPOS, V. GARCIA-DUEÑAS, A. GARROTE, F. NAVARRO-VILA y F. VELASCO, con la colaboración de J. CHACON en los estudios petrológicos.

La Memoria ha sido redactada por J. CAMPOS y V. GARCIA-DUEÑAS, de la Universidad de Bilbao, y J. SOLE y L. VILLALOBOS, de la Investigación Geológica de Navarra, 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 - 2.467 - 1975

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

# **1 ESTRATIGRAFIA**

## **1.1 EL PALEOZOICO PREHERCINICO**

Los terrenos prehercánicos ocupan la mayor parte de la Hoja. La gran uniformidad litológica en considerables extensiones, la carencia absoluta de macro y microfauna determinativa en varios de sus términos y la disposición tectónica compleja, han sido causas que han contribuido a que, hasta muy recientemente, estos terrenos aparezcan en los mapas geológicos anteriores con muy escasas subdivisiones y los contactos imprecisos y erróneos.

Uno de los objetivos de este trabajo ha sido, en consecuencia, delimitar lo más exactamente posible aquellas formaciones cuya edad ha podido fijarse gracias a las macrofaunas, especialmente de braquiópodos y microfaunas (conodontos). Así han podido diferenciarse, en primer lugar, las dos grandes unidades estratigráficas que, de entrada, sugiere la cartografía: los términos estratigráficamente inferiores, pertenecientes al Devónico Inferior y Medio, y el tramo superior, que abarca casi todo el Carbonífero, pero cuyo límite inferior, como veremos más adelante, debe corresponder al Devónico Superior. En los primeros, los datos paleontológicos, relativamente abundantes, han dado ocasión a una subdivisión más fina, que, en ocasiones, la pequeña extensión de los afloramientos no hace aconsejable reflejar en la cartografía. Por el contrario, la extrema escasez de documentación paleontológica del tramo superior sólo permite una diferenciación litológica, sin que puedan hacerse precisiones estratigráficas.

Comenzando por los más antiguos estudiaremos cada uno de los tramos diferenciados en la cartografía.

### 1.1.1 SIEGENIENSE-EMSIENSE MEDIO (Tramo cartográfico D<sub>12-13</sub><sup>0-1</sup>)

Pertencientes a este tramo se encuentran cinco afloramientos de pequeña extensión, siempre en contacto tectónico con los términos vecinos.

El perfil tipo ha sido descrito por uno de los autores de la Hoja (H. REQUADT, 1972) al estudiar el Devónico de la zona de Bertiz, a la que corresponden los dos afloramientos más meridionales de la Hoja. Se trata de lo que el autor denomina «Formación Sumbilla», que comprende dos tramos litológicos fundamentales: las «pizarras de Sumbilla» y las «areniscas de Sumbilla». Las «pizarras de Sumbilla» se encuentran tanto en el techo como en el muro de las «areniscas de Sumbilla», y se presentan como pizarras arcillosas, arenosas en general, duras, negras, con intercalaciones areniscosas de disposición reticular y colores rojizos y verdosos de meteorización, en ocasiones con nódulos arcillosos alargados. Por encima de las areniscas alcanzan al menos 200 m., mientras en el muro de dichas areniscas el espesor es como mínimo de 50 m. Sus afloramientos no permiten un perfil detallado.

Las «areniscas de Sumbilla», con un espesor variable de 20 a 40 m., consisten en realidad en una alternancia de bancos de areniscas con limo, en forma de «flasers», a veces, y pizarras arenosas y limosas.

Litológicamente son subarkosas, con matriz arcillosa, mal calibradas, alternando con fangolitas arenosas con matriz arcillosa, dentro de las cuales se presentan finas bandas de elementos detríticos clasificados por tamaños y separadas por bandas de óxidos de hierro.

Las especies determinadas en estos tramos y agrupadas según puntos de hallazgo (REQUADT, o. c.) son las siguientes: *Schellwienella* sp., *Leptostrophia* sp., *Hysterolites* sp., que indicarían un Siegeniense Medio. *Pleurodictyum* sp., *Douvillina* sp., *Leptostrophia* sp., *Gypidula*, *Acrospirifer* sp., sp., *Reticulariopsis* sp., perteneciente al Emsiense Superior bajo, y *Platyorthis circularis*, SOWERBY; *Plicostropheodonta* cf. *murchisoni*, *Douvillina* sp., *Acrospirifer* sp., que señalan un Emsiense Superior muy bajo.

En estas determinaciones ha de entenderse el Emsiense como dividido solamente en un subpiso inferior y otro superior, por lo que, a los efectos de normalización del MAGNA, se hace coincidir el límite superior con un hipotético Emsiense Medio.

El resto de los afloramientos no ha suministrado ninguna fauna. Litológicamente son areniscas cuarcíticas, claras, en ocasiones con brechas de dolomías y siempre en forma de escamas tectónicas. Presentan mayor analogía con las formaciones descritas por JUCH y SCHÄFER (1971) en la zona de Maya, al E. («Formación de Pico de Urley»), cuya edad se sitúa igualmente en la base del Emsiense Superior.

El haber englobado estos afloramientos dentro de este tramo cartográ-

fico responde, pues, a criterios exclusivamente litológicos, sin que pueda justificarse paleontológicamente.

### 1.1.2 EMSIENSE SUPERIOR (Tramo cartográfico D<sub>13</sub><sup>3</sup>)

En contacto tectónico con el anteriormente descrito aparece una serie de materiales que tienen como nota litológica más característica su mayor contenido calcáreo, con fuerte desarrollo de paquetes de calizas, margas y calizas alternantes y pizarras. En el borde sur de la Hoja este tramo aparece constituido por diferentes formaciones litológicas que describiremos empleando las denominaciones de REQUADT (o. c.).

De abajo a arriba tenemos:

- «Pizarras de Oronoz», semejantes a las de Sumbilla; son pizarras negras, arenosas, con intercalaciones de areniscas. La potencia llega a los 100 m. Han dado la siguiente fauna del Emsiense Superior: *Lep>tagonia* cf. *zlichovens*, 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), *Schelwienella* sp., *Anathyris alejensis*, COMTE; *Paraspirifer cultrijugatus* ssp., *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; *Subcuspiddella* cf. *longeincisa* ssp., *Reticulariopsis curvata* (SCHNUR, 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 pirita y óxido de hierro, con un porcentaje de cuarzo entre

el 4 y el 12 por 100. A veces está algo dolomitizada. Es un tramo bastante fosilífero, con: *Anathyris alejensis*, *Euryspirifer paradoxus*, *Paraspirifer cultrijugatus*, *Subcuspidella goslariensis*.

Destaca un yacimiento muy rico (LV-54 a LV-62), con la presencia de niveles calizos, con nautiloideos, además de abundantes braquiópodos, equinodermos, briozoos, etc. (ver documentación complementaria).

Estas formaciones que han podido estudiarse a través de cortes tipos en la zona de Bertiz, inmediatamente al sur de nuestra Hoja, no pueden, sin riesgo de error, correlacionarse con los afloramientos de características litológicas similares que aparecen más al Norte. En este área, el Emsiense Superior sigue estando formado por una alternancia de tramos calizos con esquistos y margas. A la base existen algunos niveles dolomíticos y calizas listadas arenosas muy características, de color verdoso, con pirita. Algunos términos calizos son organógenos, con abundancia de corales, briozoos, rhynchonellas, etc., especialmente en su parte superior.

### 1.1.3 EMSIENSE SUPERIOR-FRASNIENSE INFERIOR (Tramo cartográfico D<sub>13-31</sub><sup>3-1</sup>)

Concordante con el tramo anterior se dispone una potente serie de más de 1.000 m. de sedimentos fundamentalmente constituidos por pizarras arenosas y areniscas cuya subdivisión no ha sido posible hasta ahora, ya que ni existen diferencias litológicas utilizables como guías ni, por otra parte, el estudio de la macrofauna, relativamente abundante, ha resultado suficiente para ello.

En la parte sur, zona de Bertiz, este tramo ha recibido el nombre de «Formación Elorzuri» (REQUADT, o. c.).

Desde el punto de vista litológico presenta una alternancia de areniscas con «flasers», estratificación cruzada, pizarras limosas y arenosas, y algunos lentejones de calizas organógenas y margas. Son también frecuentes grandes nódulos arcillosos.

En el resto de los afloramientos los caracteres litológicos no varían grandemente. Hay tramos en que predominan pizarras micáceas, con nódulos y escasos componentes detríticos. Otros, en que tiene lugar una alternancia estrecha de areniscas en bancos de unos 10 cm., con pizarras limosas a arenosas, limolitas con aspecto flyschoides, y en la parte superior se encuentran bancos más gruesos de areniscas oscuras limolíticas que resaltan morfológicamente. En general las areniscas tienen una considerable proporción de limo y arcillas, así como óxidos de hierro, en forma de «flasers», y presentan con frecuencia ripples de pequeño tamaño. No faltan tampoco los lentejones de calizas, grises, recristalizadas y espáticas, generalmente organógenas, con abundantes crinoideos y rhynchonella.

Este tramo es, en conjunto, muy fosilífero. Se encuentran a veces hori-

zontes de 2-3 m. constituidos por verdaderas lumaquelas de braquiópodos, briozoos, corales, crinoideos, etc., así como dentro de las areniscas ferruginosas, por lo que resulta imposible reseñar todas las especies determinadas. Entre las que indica REQUADT (o. c.) podemos mencionar: *Paraspirifer cultrijugatus* ssp., *Subcuspidella? crassifulcita* (SPRIESTERSBACH, 1915), *Alatiformia* cf. *dorsocava* (SPRIESTERSBACH, 1915), *Schizophoria* cf. *schnuri*, STRUVE, que señalan la transición Emsiense Superior-Eifeliense.

Por otra parte, la microfauna de conodontos de los tramos calizos superiores estudiada por el mismo autor pertenece tanto a la zona de *obliquimarginatus* del Givetiense Inferior como el Givetiense Superior y a la zona de *asymmetricus*, parte inferior que indica la base del Devónico Superior.

Numerosas estaciones fosilíferas nuevas han sido localizadas por otro de los autores (L. VILLALOBOS) y determinadas por la Dra. DEL PAN, con una edad comprendida entre el Emsiense Superior, Eifeliense y Givetiense, algunas de cuyas especies reseñamos a continuación: *Mucrospirifer mucronatus* (CONRAD), *Spirifer* cf. *paradoxus* (SCHLOTHEIM) var. *pellico* (VERNEUIL), *Spinocyrtia* cf. *granulosa* (CONRAD), *Megastrophia* aff. *concava* (HALL), *Paraspirifer* cf. *cultrijugatus* (ROLMER), *Fimbrispirifer* cf. *venustus* (HALL).

#### 1.1.4 FAMENIENSE SUPERIOR-WESTFALIENSE (Tramo $D_{32}^3H_2^B$ )

Constituye el tramo superior del Paleozoico antehercínico y el que aflora con mayor extensión en toda la Hoja. Paradójicamente es el de mayor pobreza de fauna, lo que, unido a la considerable monotonía de su litología, hace imposible una división cronoestratigráfica. Sólo muy recientemente han sido encontrados datos paleontológicos que puedan justificar la datación que aquí le atribuimos.

Desde el punto de vista litológico se compone mayoritariamente de un paquete alternante de elementos pelíticos y detríticos que confiere un carácter «flysch» a esta formación, que induce a considerar que este tramo representa una facies «culm». Las pizarras son, en general, poco metamórficas, salvo en la zona de aureola que rodea la intrusión granítica de Peñas de Haya y que serán tratadas en el capítulo correspondiente a las rocas metamórficas. Se observa, sin embargo, un metamorfismo creciente de O. a E. de tal modo que en la zona al sur de Zugarramurdi se encuentran los esquistos más metamórficos de toda la Hoja.

Los niveles detríticos están constituidos por grauwasas, cuarcitas y, esporádicamente, paquetes de conglomerados. Las «grauwasas», como término de geología de campo, corresponden al microscopio a subarkosas con matriz sericítica cementada por óxidos de hierro, con biotita (hasta un 5 por 100) alterada a clorita. Los conglomerados se distribuyen de manera irregular tanto en el tiempo como en el espacio, con espesores que no suelen



pasar los 8-10 m., y dudosa continuidad lateral, lo que, junto con la tectónica complicada, hace difícil su representación cartográfica como horizontes continuos.

Los materiales que forman estos conglomerados son fundamentalmente cuarzo lechoso, cuarcitas blancas, pizarras y liditas negras, unos bien redondeados y otros no, con un tamaño entre 1 y 0,3 cm. Los cantos aparecen deformados y alargados en el sentido de la esquistosidad. La matriz es grauwáquica y pelítica y a veces se pasa insensiblemente, a través de todos los términos intermedios, de la grauwaca al conglomerado.

Los afloramientos de calizas dentro de esta formación responden a dos tipos diferentes, como ya señala HEDDEBAUT (1973). El más extenso corresponde a calizas masivas, de color blanco a gris-azulado, marmóreas, que afloran extensamente en el área de Lesaca-Yanci y Aranaz con una disposición estructural que señala estas calizas como niveles basales de la serie pizarroso-detritica. El contacto de las calizas no tiene la nitidez que puede deducirse de la cartografía, sino que se hace de una manera gradual, a través de unos niveles donde las calizas aparecen intercaladas con las pizarras. La potencia de estas calizas ha podido calcularse en unos 500 m. gracias a un sondeo realizado en las proximidades de Lesaca, en el que se alcanzó el muro, unos 100 m. por debajo de la superficie.

Más irregularmente distribuidos aparecen también paquetes de calizas lenticulares cuya potencia es menor y no superan los 100 m. Oscuras o gris azuladas, estas calizas son tableadas en bancos finos, a menudo ondulados, con muy finas intercalaciones de esquistos entre ellas. Al microscopio se presentan como micritas recristalizadas con fantasmas de restos orgánicos y algo de sílice (hasta un 2 por 100).

En algunos cortes se ven, en las proximidades a estos lentejones calizos, horizontes de silexitas negras (liditas). No sabemos si están por encima o por debajo de las calizas a causa de la tectonización. En la carretera de Esquisaroy, por el Km. 3,7, aparecen por encima de las calizas, pero es difícil asegurar que se trata de una serie normal.

La datación de todo este tramo, que por autores anteriores ha sido considerado con muy diversas edades, desde el Silúrico al Devónico, puede hacerse ahora con más precisión en base a los últimos hallazgos paleontológicos. C. HEDDEBAUT (1973) ha descrito un corte parcial de esta formación con una microfauna que ha resultado determinativa, entre los Km. 3 y 4 de la carretera que, partiendo del Puerto de Otxondo, va al Collado de Esquisaroy, en dirección SO.

Allí se presentan calizas azuladas en plaquetas, que contienen la siguiente microfauna, determinada por J. LE FEVRE: *Palmatolepis gracilis gracilis*, *Palmatolepis* sp., *Palmatodella* sp., *Acodina delata*, *Spathognathodus* sp., *Ligonodina* sp., *Nothognathella?* sp., *Lonchodina?* sp., *Icriodus* sp., Ostrácodo: *Richterina strlatula?*

Estas faunas sitúan las calizas en el Fameniense Superior. Sobre las calizas, esquistos verdosos contienen fragmentos de unos pequeños lamelibranquios y de un trilobites ciego: *Posidonia* e.g. *venusta*, MUNSTER, *Dianops* sp.

Esta fauna es igualmente Fameniense Superior.

El límite superior viene marcado por la discordancia que existe en Ibantelly entre la serie pizarroso-detritica y las pizarras carbonosas, con numerosos restos vegetales que ya fueron datados como Sthephaniense (ZEILLER, 1895) en afloramientos próximos al nuestro, dentro del territorio francés.

Entre las especies recogidas por nosotros y determinadas por la Dra. DEL PAN, se encuentran: *Sigillaria* sp. (cf. *s. princeps*, WEISS), *Pecopteris* aff. *polymorpha*, BRONGNIART; *Pecopteris* cf. *candolleana*, BRONGNIART; *Neuropteris* cf. *ovata*, HOFFMAN; *Cordaites principalis*, GERMAR.

Subsiste, sin embargo, el interrogante sobre la edad de las calizas de Aranaz. El propio HEDDEBAUT (o. c.), aunque no encuentra fauna, cree que las calizas entre Lesaca y Oyarzun pueden representar, al O. del Bidasoa, las que ha datado en Esquisaroy como del Devónico Terminal.

Nuestras observaciones, al O. del Bidasoa, nos hacen suponer que en la extrema base del Carbonífero de Cinco Villas se llega probablemente a un Devónico Terminal representado tal vez por las potentes calizas de Yanci y Aranaz, y, eventualmente, por los más bajos de los lentejones calizos intercalados inmediatamente encima de estas calizas. Parece posible que otras intercalaciones calizas más altas puedan situarse ya dentro del Carbonífero, aunque su facies sea semejante a las atribuidas al Fameniense Superior. De cualquier forma, todas estas conclusiones son provisionales hasta que aparezcan faunas características.

## 1.2 STEPHANIENSE (Tramo H<sub>3</sub><sup>B</sup>)

Aflora exclusivamente en la zona de Ibantelly, discordante sobre el tramo Fameniense Superior-Carbonífero, en forma de pizarras negras oscuras, con delgadas intercalaciones carbonosas que han sido objeto de explotación esporádica, extraordinariamente piritosas, que alternan con areniscas en bancos, con una potencia total de unos 15 m. Sobre estos niveles se disponen aproximadamente 10 m. de cuarcitas verdosas o amarillentas, probablemente también Stephaniense, ya que por encima se sitúan los conglomerados heterogéneos atribuidos al Pérmico.

La datación de este tramo se ha hecho en base a los hallazgos de flora, cuyas especies características hemos mencionado anteriormente, que no repetiremos ahora.

P. LAMARE (1936, p. 136) da un corte detallado de estos afloramientos.

### 1.3 PERMICO Y TRIASICO

Discordante sobre todas las formaciones paleozoicas anteriormente citadas, se presenta un tramo eminentemente detrítico. Los movimientos hercínicos han plegado las capas sedimentadas desde el Silúrico hasta el Carbonífero, y estos macizos han sufrido una rápida erosión.

Aparte del Stephaniense que se ha depositado en pequeñas cuencas aisladas, como ya hemos dicho anteriormente, se dispone discordante encima del Paleozoico un paquete, al que ya LAMARE (1936) llamó Permotriás, y que comprendía al Pérmico y al Triásico inferior.

Es éste precisamente un tramo completamente azoico, a excepción de algunas plantas encontradas en la parte alta, y cualquier separación que se quiera hacer en él debe ser en atención a la litología y a las consideraciones paleogeográficas que se pueden sacar de ésta y de la tectónica.

Nosotros, siguiendo a MÜLLER (1969), consideramos como pérmica a la porción más profunda de sedimentos, considerando que estos materiales no han tenido un transporte como el que han tenido los del Buntsandstein.

Unas capas de conglomerado de cantos de cuarzo, muy bien cementados y homogéneos, las hemos situado en la base del Buntsandstein y nos van a servir para separar las dos unidades.

#### 1.3.1 PERMICO (Tramo P)

A diferencia de lo observado en el macizo de Gorramendi, en la vecina Hoja de Maya del Baztán (26-5), en que la litología del Pérmico es extraordinariamente variable de un punto a otro, aquí, en Vera de Bidasoa, es bastante uniforme y, desde luego, mucho menos basta.

En Ibantelly, encima del Stephaniense, se puede ver la siguiente sucesión, según LAMARE (1936):

- 5 m. de conglomerados poligénicos.
- 30 a 40 m. de alternancia de areniscas friables, conglomerados y arcillas.
- 50 m. de basaltos espilíticos, en coladas interestratificadas.
- Conglomerados de cuarzo de la base del Triásico.

Más al N., en las laderas de La Rhune, el Pérmico es casi exclusivamente arcilloso, de color rojizo. Las arcillas están muy consolidadas y tienen una fractura astillosa. En algunos puntos, como en la muga 18 (Mogakozubiko-malda), se observan muchos cantos rodados dispersos en las arcillas. Son en casi su totalidad de cuarzo.

Al SO. de La Rhune es donde las coladas basálticas alcanzan su máximo espesor, que aunque es difícil de calcular supera seguramente los 100 m.

Justamente aquí, DE BOER y MOHR (1964) sitúan el centro eruptivo, con las direcciones principales de deyección hacia el S. y SE. Estos autores dicen que estos basaltos son rocas efusivas de tipo gabro que se abrieron paso en el Pérmico. Están intercalados en forma de capas, aunque también se extienden como un «lacolito» y en pequeñas vetas delgadas llegan hasta el Pérmico más alto, como en el Valle de Urrizale (Hoja núm. 26-5, Maya del Baztán).

### 1.3.2 TRIASICO

Después de la sedimentación pérmica tiene lugar la deposición de un paquete de estratos que, siguiendo la nomenclatura del Triásico germánico, llamamos Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper.

La parte basal (Triásico Inferior) es eminentemente detrítica, con gradación del tamaño de grano desde la base hasta el techo. Destaca especialmente en el campo por dar relieves fuertes y por su coloración roja.

El Triásico Medio está representado por una sedimentación de tipo químico, carbonatada y bastante uniforme, aunque es difícil ver la evolución lateral, porque los afloramientos son escasos y muy pequeños.

Finalmente se produce la deposición de un paquete de arcillas con niveles aislados de yesos, que representan la parte terminal del Triásico, con las facies que caracterizan al Keuper.

Sólo el tramo carbonatado puede datarse bioestratigráficamente, gracias a la presencia de microfaua.

#### 1.3.2.1 Buntsandstein (Tramo T<sub>G1</sub>)

Aunque en la parte oriental del río Bidasoa se han podido diferenciar tres tramos cartográficos, al oeste de dicho río se ha tenido que dejar un tramo indiferenciado.

Esta unidad comienza muchas veces con una serie detrítica de color rojo vino, con tonalidades blancas, verdosas y violáceas, formada por niveles de areniscas y de conglomerados con potencia y extensión variables.

Los bancos de conglomerados no suelen sobrepasar los 2 m., y sus cantos son esféricos, a veces ligeramente aplanados y con tamaños medios comprendidos entre 5 y 15 cm. Los cantos son de cuarcita y están trabados por una matriz limosa y areniscosa que hace que la roca sea resistente y bien cementada. Los cantos suelen presentar, en su superficie, ligeros aplanamientos circulares de menos de 2 cm<sup>2</sup>. Según P. LAMARE (1936), estas impresiones son de origen mecánico, por compresión de unos cantos con otros y removilización posterior de parte de la sílice que los constituye.

Los conglomerados están en la base de la serie y afloran sólo localmente.

Entre estos niveles de conglomerados se intercalan areniscas gruesas más o menos micáceas, estratificadas en bancos de varios decímetros. Tie-

nen la misma variación de color que los conglomerados y presentan laminación cruzada de bajo ángulo, con lo que es difícil determinar la polaridad de la sucesión.

Encima de estos niveles basales se sitúan unas areniscas bien estratificadas, de color rojo intenso, y a veces blanquecino, mucho más micáceas que las anteriores.

Las micas blancas se concentran, a veces, en niveles, facilitando el lajamiento de los bancos.

Hacia la parte superior empiezan a interestratificarse limos rojos muy micáceos, con proporciones de arcilla cada vez más altas.

Finalmente, un paquete de argillitas culmina la sedimentación del Triásico Inferior. Son de color rojo, con hiladas amarillas y verdes.

El paso de las areniscas y limos a estas argillitas es completamente gradual.

#### 1.3.2.1.1 *Buntsandstein Inferior y Medio* (Tramo T<sub>G 11-12</sub>)

Este tramo es fundamentalmente detrítico. Comienza muchas veces con unos niveles de conglomerados [c] de una potencia variable.

La potencia de estos bancos es también variable, en algunos puntos sobrepasa los 3 m., pero normalmente son de espesor inferior a los 2 m.

Sus cantos son esféricos, ligeramente aplanados, con un tamaño medio de 5 cm. Son de cuarzo y cuarcita en su totalidad, y están envueltos en una matriz de arena y limo, con cemento silíceo que da lugar a una roca muy resistente y compacta.

El color de la matriz, rojo, es el predominante en el conjunto del material, ya que algunos de los cantos están superficialmente teñidos con la misma coloración.

Muchos de los cantos son golpeados, presentan superficies de aplanamiento de forma circular. LAMARE (1936) creía que dichas impresiones, que se hallan localizadas en el contacto de dos cantos vecinos, pueden ser de origen mecánico, por compresión de unos cantos con otros y con una removilización posterior de parte de la sílice que los constituye.

Hacia arriba se van intercalando areniscas, hasta que desaparecen totalmente los conglomerados.

Estas areniscas constituyen un paquete que se caracteriza por su uniformidad litológica y el tamaño de grano fino a medio con cemento silíceo.

En algunos puntos la potencia llega a tener más de 100 m.

La estratificación en estas areniscas es irregular, abundando los niveles erosivos, que suelen ser líneas de sutura entre canales, que son estructuras frecuentes en este tramo.

Las capas están formadas internamente por estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo y por «mega-ripples», siendo la laminación paralela

escasa, aunque a veces puede parecer más común si cortamos las capas en dirección normal a las paleocorrientes.

Los materiales finos, limos y algo de arcilla, están prácticamente ausentes, y sólo hay algún nivel de unos 20 cm. como máximo, que no suele tener gran extensión lateral.

#### 1.3.2.1.2 *Buntsandstein Medio y Superior* (Tramo T<sub>G 12-13</sub>)

Inmediatamente después de las areniscas empieza este tramo alternante de areniscas y limos con arcillas.

Estas alternancias están sujetas a unas secuencias de tamaño de grano decreciente hacia arriba («fining-upwards»). La potencia de las secuencias varía mucho, desde menos de 1 m. hasta más de 10 m., quedando la parte superior truncada por la base de la siguiente.

En la parte basal, erosiva e irregular, se encuentran cantos blandos de arcilla de tamaño pequeño, hasta 5 cm., arrancados por la corriente erosiva de las arcillas anteriormente depositadas y que quedan englobados en la arena que rellena el canal.

El tamaño de grano de la arenisca varía de grueso (incluso conglomerado) en la base a fino en la parte más alta del tramo areniscoso de la secuencia.

En estos canales hay estratificación cruzada de gran escala, que también existe en las capas de arenisca que no son canales, y que seguramente representan depósitos de acreción lateral («point-bars»).

En estas capas, la parte superior presenta «ripple-marks» de corriente.

Encima vienen unos niveles de areniscas limosas y limos que hacia arriba van pasando a arcillitas limosas, laminadas, de color rojo fuerte.

Es de destacar en este tramo la abundancia de mica que se dispone principalmente en los planos de estratificación.

Aisladamente los limos y capas delgadas de arenisca fina contienen restos vegetales, casi siempre trozos de tronco mal conservados. En estas capas la coloración suele ser de marrón claro a verde en los sedimentos de grano más fino.

#### 1.3.2.1.3 *Buntsandstein Superior* (Tramo T<sub>G 13</sub>)

La sucesión del Buntsandstein culmina con un paquete, de espesor variable, de arcillas abigarradas, predominantemente rojas, pero con coloraciones amarillas y verdosas, entre las que se intercalan lechos calcáreos discontinuos y ondulados de muy poco espesor (hasta 4 cm.).

Siguiendo la nomenclatura del Triásico germánico, se podría llamar a este tramo el Röt.

Con este nivel finaliza la sedimentación terrígena del Triásico Inferior, dando paso a la carbonatada del Triásico Medio.

### 1.3.2.2 Muschelkalk (Tramo T<sub>c2</sub>)

En esta Hoja el Muschelkalk aflora solamente en la franja permotriásica al NO. de Echalar, muchas veces por efectos tectónicos.

Litológicamente está formado por calizas dolomíticas, en bancos gruesos; calizas en bancos finos onduladas, con restos de conchas; calizas margosas y margo-calizas grises y dolomías marrón claro intercaladas.

En afloramientos de la misma litología en la contigua Hoja núm. 26-5 (Maya del Baztán) se ha encontrado la *Fronicularia woodwardi*, HOWCH, que los data como del Muschelkalk.

Por esta razón y por su posición estratigráfica entre las arcillas abigarradas del Röt y del Keuper, asignamos la edad Muschelkalk a estos afloramientos.

### 1.3.2.3 Keuper (Tramo T<sub>c3</sub>)

Los afloramientos del Keuper están reducidos, como los del Muschelkalk, a la franja permotriásica al E. de Echalar y, además, a una mancha al SO. de Zugarramurdi.

La litología del Keuper es aquí muy uniforme. Está constituida por arcillitas rojas, con niveles verdosos y amarillentos y lechos finísimos de color negro.

Hay pequeñas concentraciones de oligisto y capas aisladas de yeso, que sirven para diferenciarlo del Buntsandstein Superior (Röt), además de la ausencia de niveles calcáreos.

Normalmente asociados al Keuper, aunque aquí sólo se pueden ver en un sitio, se encuentran paquetes de ofitas, que dan en esta Hoja tres afloramientos. Estas rocas serán descritas en el apartado correspondiente a petrología.

## 1.4 CRETACICO Y PALEOCENO

### 1.4.1 CRETACICO Y PALEOCENO DEL NO.

#### 1.4.1.1 Albiense (Tramo C<sub>16</sub>)

Se atribuye en el sector NO. de la Hoja de Vera de Bidasoa una edad Albiense a una serie detrítica formada por conglomerados, areniscas, limos y argilitas, prácticamente azoica y situada bajo materiales datados del Cretácico Superior.

El Albiense de la zona comprendida entre Ergoyen e Irún presenta un manifiesto carácter transgresivo, llegando a reposar sin discriminación sobre cualquiera de los términos más antiguos, incluso paleozoicos, y corresponde a la facies periférica del NO. del macizo de Cinco Villas (J. CAMPOS y V. GAR-

CIA-DUEÑAS, 1975a y 1975b), muy extendida por todo el borde de este macizo en la vecina Hoja de San Sebastián.

La sucesión se inicia con un nivel de limos y arcillas de colores amarillos y rojizos, fácilmente confundibles con el Keuper, que contienen lechos finos de arcilla carbonosa, lo que permite diferenciarlos de los materiales triásicos.

La serie prosigue con secuencias rítmicas, en las que se repiten conglomerados, con tamaños de hasta 15 cm., y areniscas, cuyo tamaño de grano disminuye de abajo hacia arriba, hasta pasar a limos y lutitas con niveles de carbón. A veces no se observa esta ritmicidad y el tramo inferior está representado simplemente por un nivel basal de conglomerados.

Sobre estos niveles conglomeráticos comienza una serie de areniscas con disposición laminar, que presentan ocasionalmente delgadas intercalaciones de conglomerados. El tamaño de grano de estas areniscas disminuye de abajo hacia arriba hasta pasar, casi imperceptiblemente, a limos y lutitas en su parte alta. En conjunto, estos niveles contienen alrededor de un 90 por 100 de cuarzo y un 10 por 100 de fragmentos rocosos (principalmente «chert» y cuarcitas).

Como ha quedado dicho, la edad de la serie albiense es sólo supuesta por la total ausencia de fauna. Su límite inferior no se puede determinar con precisión por los reconocimientos efectuados dentro de los límites de la Hoja, pero a escala regional se observa cómo, debido a su carácter transgresivo, desaparecen por debajo del Albiense, acunándose, todos los términos mesozoicos desde el Trías hasta el Aptiense.

El límite superior queda también impreciso por cuanto no han podido ser datados los términos basales del Cretácico Superior. Las faunas más bajas de las recogidas en otros puntos de la región dan una edad Cenomaniense Superior, por lo que no se puede fijar con certeza el límite Albiense-Cenomaniense.

#### 1.4.1.2 Cretácico Superior (Cenomaniense-Campaniense) (C<sub>21-25</sub>)

El Cretácico Superior, que aflora en buena extensión al SO. de Irún, se puede dividir en dos tramos de litología fácilmente diferenciable y de potencias muy diferentes. El inferior, flyschoides, comprende materiales desde el Cenomaniense al Campaniense, mientras que el superior, calizo y margocalizo, es de edad Maestrichtiense. La transición Maestrichtiense-Paleoceno Inferior queda incluida dentro del tramo calizo y margocalizo, cuya base coincide aproximadamente con el límite Campaniense-Maestrichtiense.

El Cretácico Superior de facies flysch comprende una serie en la que uniformemente se repiten alternancias de calizas (micritas, bioesparitas arenosas y dismicritas), margas, lutitas calcáreas y areniscas, bien estratificadas en lechos que rara vez superan los 30 cm. de espesor. Su potencia es



difícil de calcular por la estructura interna, muy replegada, de estos materiales, pero se puede estimar que supera los 800 m.

Hacia arriba, la serie se hace progresivamente más detrítica, las calizas se hacen algo arenosas y aumentan las alternancias de carácter margoso. También aumenta la cantidad de niveles con episodios turbidíticos.

Por encima de los 200 m. inferiores, aproximadamente, la serie continúa con gran monotonía, presentando las mismas características. Dataciones precisas en las vecinas Hojas de San Sebastián e Irún han permitido comprobar que la mayor parte de los materiales pertenecen al Campaniense (datado en la Hoja de Irún, con *Globotruncana elevata*, BROTZEN), quedando reducido el tramo Cenomaniense-Santoniense a los 150-200 m. inferiores, lo cual permite suponer, incluso, la existencia de hiatos en la parte baja del Cretácico Superior (P. FEUILLÉE, 1967; J. RAMIREZ DEL POZO, 1971).

#### 1.4.1.3 Maestrichtiense-Daniense (C<sub>26</sub>-T<sub>11</sub><sup>A</sup>)

El comienzo del Maestrichtiense coincide, como ya se ha dicho, con un cambio de litología; sin embargo, esta afirmación es sólo aproximada por cuanto no se ha podido establecer con fauna el tránsito Campaniense-Maestrichtiense. Tampoco se ha localizado en ningún caso el límite Maestrichtiense-Daniense.

El tramo Maestrichtiense-Daniense está representado por una litología calizo-margosa en su conjunto, con una potencia de 75-100 m., aproximadamente. En su parte inferior es más acentuado el carácter margoso, presentándose como una alternancia de margas y calizas arcillosas de colores rojizos, verdes y grises, coronadas por un paquete de calizas, con 25-30 m. de espesor, bien estratificadas en lechos de unos 25 cm., de colores asalmonados a rojos. Este paquete calizo superior es bastante constante, si bien localmente puede hacerse algo más margoso; en él se presenta una abundante microfauna que data una edad Daniense (*Globigerina daubjergensis*, BRONNIMAN). En los términos inferiores se presenta una fauna, también muy abundante, de Globotruncanas, que dan una edad Maestrichtiense (*Globotruncana contusa*, CUSHMAN).

#### 1.4.1.4 Paleoceno Medio-Superior (T<sub>12-13</sub><sup>A</sup>)

En la Hoja de Vera de Bidasoa sólo afloran los niveles basales de la serie que se ha denominado «Flysch Paleoceno de Guipúzcoa» (J. CAMPOS y V. GARCIA-DUEÑAS, 1975a, 1975b y 1975c), muy bien representada en las vecinas Hojas de Irún y Fuenterrabía.

Se trata de un flysch en el que alternan margas, areniscas y limos, de edades comprendidas en el Paleoceno Medio y Superior, como se ha podido comprobar por las faunas recogidas en la misma serie en otros puntos de

la región. Así, en Fuenterrabía se encuentran bien representados el Paleoceno Medio (*Globorotalia oclusa*, LOEBLICH y TAPPAN) y el Paleoceno Superior (*Globorotalia pseudomenardii*, BOLLI).

Esta formación flysch, que en total tiene unos 400 m. de espesor, se caracteriza por la alternancia de niveles turbidíticos con otros de precipitación química. Las secuencias de los ciclotemas del flysch suelen presentarse incompletas, de modo que se encuentran truncadas en la base, faltando los intervalos de máxima gradación. Se observan en los niveles los intervalos de laminación paralela, laminación disturbada («convoluted beds») y el episodio lutítico; a veces las secuencias están truncadas en su cima.

La distribución de orientación regional de las huellas de corriente medidas en estos niveles indica que la alimentación del surco del flysch se hizo en el sentido E.-O., coincidiendo aproximadamente con el trazado del eje mayor del surco sedimentario; se trata, pues, de turbiditas axiales.

#### 1.4.2 EL CRETACICO DE LA REGION VERA-ZUGARRAMURDI

Sin conexión directa con los afloramientos cretácicos de la zona NO. de la Hoja, se encuentra esta cuenca cretácica en disposición sinclinal a lo largo de una banda E.-O., de anchura variable, comprendida entre sedimentos Paleozoicos y Permo-Triásicos. Su carácter más acusado es el predominio de las facies flysch, así como una desigualdad litológica de los tramos basales del flysch en los flancos norte y sur de la cuenca.

En conjunto, podemos resumir la disposición litológica de esta cuenca señalando la presencia en la base, y discordante sobre el Paleozoico, de niveles detríticos bastos y arcillosos que parecen señalar depósitos marinos muy someros con transporte muy corto, provenientes, sin duda, de la rápida ablación de los terrenos permotriásicos y paleozoicos vecinos, como señalan, entre otros, FEUILLEE (1962) y RICHTER (1964). A la vez, probablemente, y con seguridad después de estos depósitos, se han instalado condiciones arrecifales con sedimentación de calizas formadas, en su mayor parte, de los restos de los arrecifes, que hoy aparecen muy recristalizadas y con claros indicios de transporte. A estos depósitos sucede, a través de un episodio variable de margas calcáreas y calizas arcillosas, con bandas de sílex, una potente sucesión de carácter flyschóide, cuyo techo no puede determinarse, ya que la erosión ha eliminado los niveles superiores.

Hay grandes dificultades para una datación bioestratigráfica precisa de estos niveles, ya que la microfauna es, en general, escasa y prácticamente nula en determinados tramos (especialmente los inferiores). En la serie flysch tampoco es abundante, por lo que no puede descartarse la posibilidad de importantes hiatos estratigráficos en su seno.

A continuación describiremos más detalladamente cada uno de los niveles cartográficos en que hemos subdividido el Cretácico de este área.

#### 1.4.2.1 **Albiense-Turonense Medio** (Tramos cartográficos $C_{16-22}^{0-2}$ y $Cc_{16-22}^{0-2}$ )

##### 1.4.2.1.1 *Tramo detrítico* ( $C_{16-22}^{0-2}$ )

El primer nivel del Cretácico en esta zona se encuentra discordante sobre el zócalo paleozoico que forma la base de la cuenca Vera-Zugarramurdi.

Es una cuenca alargada, comprimida entre los macizos paleozoicos y permotriásicos de La Rhune y Cinco Villas.

Durante el Albiense y el Cenomaniense se produce una erosión muy fuerte de los macizos vascos con la formación de sedimentos arenosos, conglomeráticos y brechoides que se depositan en la cuenca cretácica en potencias que en algunos casos, como al norte de Vera, pueden alcanzar más de 150 m.

Es un tramo que aflora de una manera discontinua. En su labio norte y en la parte occidental, se presenta bien desarrollada; así, al E. de Vera, en la carretera que va de la iglesia del pueblo hacia el cementerio, y en la carretera que sube desde el barrio de Alzate a Francia por Ibaridin. Pero principalmente se puede ver en el camino que sale de la iglesia hacia el monte Calvario.

Más al E. desaparece por unas fallas que suben una franja de Carbonífero y Permotriásico y no vuelve a aparecer hasta después del arroyo que desagua en el Cía, en el barrio del mismo nombre, para volver a desaparecer más al E., donde una falla E.-O. va cortando los tramos cretácicos basales hasta poner en contacto el zócalo con los términos cretácicos más altos ( $C_{23-25}^{2-0}$ ) en facies flysch.

En el labio sur no aparece el tramo detrítico en toda la zona de Vera. Al Este, sin embargo, está bien desarrollado al S. de Zugarramurdi, donde se pueden ver las capas de conglomerados y areniscas blandas en contacto con el Keuper, en el camino que va del pueblo al collado de Urbia y en el que va a Echalar.

En el monte Calvario se puede observar la siguiente sucesión estratigráfica:

- Una parte basal de unos 20 m. de areniscas en capas de 50 cm., alternando con limos y areniscas en capas finas (2-5 cm.).
- Tramo básicamente lutítico, con arcillas y limos en lentes y capas finas de arenisca.
- Después de un tramo cubierto, un tramo muy potente formado por unas secuencias de tamaño de grano decreciente hacia arriba.

La base de estas secuencias la constituyen unos conglomerados muy sueltos de cantos de cuarzo en casi su totalidad, con matriz arenosa y limosa.

Hacia arriba, los cantos se van haciendo más dispersos dentro de la matriz, y finalmente hay arenas finas muy sueltas, limos y arcillas.

Mientras la parte basal tiene un color rojizo, hacia arriba la parte fina toma tonalidades grises.

Esporádicamente se incluyen bloques mayores, de más de 10 cm. de diámetro, así como lentejones de arena suelta.

Estas secuencias tienen una potencia que puede ir desde unos centímetros hasta 3 m.

Inmediatamente encima de estas capas arenoso-conglomeráticas se depositan unas brechas de cemento y matriz calcáreas. En la carretera de Alzate a Ibardin, RICHTER (1964) ha encontrado en estas brechas fragmentos de gneis cuarzo-biotíticos, y en la carretera de Vera al cementerio, cuarcitas metamórficas, grauwacas, granito y areniscas del Permotrias, así como basaltos, seguramente del Pérmico. Los fragmentos son angulosos, a excepción de los cuarzos lechosos, que suelen estar bien redondeados.

Al S. de Zugarramurdi se observan capas alternantes de conglomerados de cantos de cuarzo y matriz arenosa y limosa, con arenas y arcillas con cantos dispersos.

Las muestras que se han recogido en este tramo para ver si contenían microfauna, han dado todas negativas, si bien FEUILLEE (1964) las identifica con las areniscas de Ascain, de edad Vraconiense (DELOFFRE, 1959).

RICHTER (1964) también sitúa la base de este tramo en el Albiense, aunque de una forma insegura, debido a que la microfauna que encontró estaba en muy mal estado de conservación.

El techo viene limitado por las calizas del nivel  $Cc_{26-22}^{0-2}$  en el labio S. Sin embargo, en el labio N. estas calizas arrecifales no existen, y esto, junto con la mayor potencia del tramo detrítico, nos hace suponer que aquí las capas terminales sean más altas que las del labio S.

En este labio N., sin embargo, las brechas del techo son mucho más potentes, y la muestra JS 1026, recogida en estas brechas, contiene *Orbitolina* gr. *concovata* (LAMARCK), lo que indica un Cenomaniense Inferior (det. RAMIREZ DEL POZO).

#### 1.4.2.1.2 Tramo calizo ( $Cc_{16-22}^{0-2}$ )

Este nivel, formado por calizas, se encuentra muy bien desarrollado al SO. de Zugarramurdi, así como al S. de Vera, donde se halla enclavada una importante cantera.

La base está formada por unas calizas brechosas sobre las que descansan en seguida unas calizas masivas, en las que a veces es muy difícil ver la estratificación.

Estas calizas son muy zoógenas, pero no son construcciones arrecifales, sino que resultan de la consolidación de graveras y fangos de origen arreci-

fal. FEUILLEE (1971) supone la existencia de llanuras arrecifales más o menos amplias, creadas a partir de unos núcleos arrecifales.

En anteriores trabajos se aludía a estas calizas como «Calcaires à Caprines» (FEUILLEE, 1964) por la presencia de estos fósiles.

Especialmente en su parte basal son bastante detríticas, con abundancia de granos de cuarzo. Hacia arriba van desapareciendo, a la vez que el tamaño de grano se vuelve mucho más fino.

Al microscopio se presentan, mayoritariamente, como biomicritas recristalizadas, a veces algo arenosas e incluso microconglomeráticas y, en determinados horizontes, gran concentración de organismos arrecifales.

En las muestras recogidas por nosotros (det. RAMIREZ DEL POZO) se ha encontrado la siguiente fauna:

*Aulotortus (Paratrocholina) lenticularis* (PAALZOW), *Pseudovalvulinera* sp., *Bacinella irregularis* (RADOICIC), *Coscinophragma cribosum* (REUSS, 1846), *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Tritaxia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Solenopora* sp., *Spirophthalmidium* sp., *Rotalipora* sp., *Caprina* sp., *Lithothamnium*, junto con lamelibranquios, briozoos, rudistas y gasterópodos no clasificados.

Esta asociación faunística da una edad Albiense Superior-Cenomaniense para estas calizas.

Estas calizas están muy recristalizadas, como se ha dicho, y se explotan como piedra ornamental, conociéndose como mármoles de Urdax y de Sare.

#### 1.4.2.2 Turoniense Medio-Coniaciense Medio (Tramo cartográfico C<sub>22-23</sub><sup>2-2</sup>)

Este nivel está representado por calizas y calizas arcillosas que se encuentran inmediatamente debajo de la facies flysch.

En el borde S. del sinclinal descansan encima de las calizas zoógenas anteriormente descritas, mientras que en el borde N. reposan directamente sobre las brechas y calizas brechosas del tramo basal.

En el borde N., como puede verse al E. de Vera de Bidasoa, las calizas llegan a tener una potencia de 70 m., mientras que en el S. (Zugarramurdi) la potencia se reduce mucho (menos de 20 m.).

Las calizas están dispuestas en bancos de potencia variable, pero no son nunca masivas, y a veces tienen niveles de sílex interestratificados, como se puede comprobar en el barrio de Cía, junto al río.

Estas calizas se han datado como Turoniense Superior-Coniaciense, por la fauna encontrada:

*Tritaxia* cf. *tricarinata* (REUSS), *Dorothia* sp., *Marssonella* sp., *Spiroplectamnia* sp., *Haplophragmium* sp., *Quinqueloculina* sp., *Stomiosphaera* sp., *Globotruncana* cf. *sigali*, REICHEL; *Globotruncana* cf. *helvética*, BOLLI; *Globotruncana* gr. *lapparenti*, *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., *Lenticulina* sp.

### 1.4.2.3 Coniaciense Medio-Campaniense (Tramo cartográfico C<sub>23-25</sub><sup>2-0</sup>)

Este tramo corresponde a unos depósitos de facies flysch formados por una alternancia de margas y calizas arcillosas, con areniscas calcáreas en capas finas, que no suelen superar los 10 cm.

Las capas de este flysch se ponen en contacto directo con el Paleozoico en casi todo el borde S. de la cuenca, en la parte E. de Vera de Bidasoa, así como en el borde N., desde Garaitarres a la frontera francesa en la Muga 35. En los demás puntos descansa encima de las calizas anteriormente descritas.

En algunos puntos, como en una pequeña cantera cerca de Madaria (NO.), de Zugarramurdi, y en la Muga 35, se pueden ver las secuencias de las capas, con una alternancia de capas de arenisca calcárea con «graded-bedding» y convoluciones (a veces «ripple-marks») y margas grises.

Cada cierto número de secuencias se intercalan capas de areniscas calcáreas más potentes (40 cm.) con el grano más grueso y con figuras sedimentarias basales de corriente del tipo «flute-cast» que indican aportes de dirección E. a O.

En este tramo se ha encontrado la siguiente fauna:

*Minouxia cónica*, GENDROT; *Minouxia cf. lobata*, GENDROT (EHRENBERG, 1840), *Roplectammina* sp., *Stomiosphaera sphaerica* (KAUFMANN), *Pseudovalvulineria* sp., *Spirophthalmidium* sp., *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), *Globigerina cf. cretacea*, d'ORBIGNY; *Globotruncana fornicata*, PLUMMER; *Ammodiscus aff. cretaceous* (REUSS), *Praeglobotruncana sthephani* (GANDOLFI), *Globotruncana sigali*, REICHEL; *Globotruncana lapparenti coronata*, BOLLI; *Globotruncana concavata concavata* (BROTZEN), *Globotruncana* gr. *lapparenti*, BOLLI; *Heterohelix cf. globulosa* (EHRENBERG), *Stomiosphaera sphaerica* (KAUFMANN).

Esta fauna indica que el nivel referido puede ir desde el Coniaciense Medio hasta el Santoniense; sin embargo, en una muestra estudiada anteriormente por J. RAMIREZ DEL POZO para la Diputación Foral de Navarra se llegó a citar incluso el Campaniense, por lo que subimos el tramo hasta dicho punto.

## 1.5 CUATERNARIO

Se han distinguido dos tipos de formaciones cuaternarias:

1) Los *derrubios de ladera* (QL). Son especialmente frecuentes en las proximidades de los afloramientos del Buntsandstein cuando éstos son topográficamente altos, y constituidos, por tanto, por bloques de areniscas y, a veces, conglomerados.

2) *Terrazas fluviales* (QT). No tienen gran desarrollo, en general, excepto en la cuenca de Vera, donde, con mayor extensión, hay hasta 5 m. de gravas, arenas y limos, que cubren los afloramientos cretácicos.

## 2 TECTONICA

El mapa geológico de Vera de Bidasoa presenta una enorme extensión de afloramientos paleozoicos, y sólo en la depresión de Vera de Bidasoa-Zugarramurdi y al noroeste del macizo de Cinco Villas existen sedimentos posttriásicos. Esta distribución impide establecer con exactitud el tipo de deformaciones más recientes, ligadas al ciclo alpídico y, en consecuencia, decidir con nitidez hasta qué punto estas deformaciones han reestructurado a los materiales hercínicos.

Con carácter general se puede hacer una distinción entre zócalo y cobertera, pisos tectónicos que, en esta Hoja, serían diferenciables por encima y por debajo del Triásico.

El Paleozoico no tiene el carácter de zócalo, si se utiliza el término con un sentido absoluto, por cuanto la potente sucesión carbonífera está constituida por sedimentos muy poco metamorfizados, capaces de aceptar, sin comportarse rígidamente, la superposición de las estructuras alpídicas. No puede hablarse, entonces, de un zócalo «cristalino» que reacciona pasivamente ante unos esfuerzos tardíos.

Sin embargo, el Paleozoico muestra con profusión la huella que sobre él dejó la orogenia herciniana, rasgos que, naturalmente, no pueden reconocerse en la cobertera triásica y cretácica.

En nuestro estudio se hará una distinción entre las estructuras hercinianas (estilos de deformación no observables en el Mesozoico) y las alpinas, que la afectan indistintamente, aunque no del mismo modo, a todos los materiales representados.

### 2.1 LAS ESTRUCTURAS HERCINIANAS DEL MACIZO DE CINCO VILLAS

Se pueden agrupar en dos categorías principales muy distintas entre sí y no sincrónicas. Por una parte, existen varios sistemas de pliegues que se pueden observar dentro de cada una de las grandes formaciones paleozoicas, y, por otra, importantes traslaciones que superponen regionalmente el Devónico al Carbonífero.

No se han podido cartografiar estructuras de plegamiento de gran tamaño ni en el Carbonífero ni en el Devónico. A lo sumo, en algunos contactos excepcionales entre términos con litología muy diferente, resalta un trazado de los contactos, relacionable con pliegues de gran desarrollo, tal como sucede en el sector de Yanci-Aranaz, donde la geometría del con-

tacto entre las calizas y la serie pizarroso-detritica del flysch Carbonífero sugiere la superposición de dos plegamientos, por lo menos.

Por el contrario, los micro y mesopliques son bastante frecuentes, y a partir del análisis del estilo de deformación que implica cada uno de los sistemas existentes, se puede extrapolar, con ciertos límites, el carácter de la estructura general.

Hemos reunido muchas medidas de pliegues, pero no disponemos todavía de las suficientes para dar a conocer su distribución por todo el macizo. Sin embargo, nuestras observaciones, complementadas con las de autores anteriores (KRAUSSE, 1973; REQUADT, 1971; JUCH y SCHAFER, 1971; KLARR, 1971, etc.), nos permiten adelantar que existen por todas partes dos o más direcciones de pliegues sobreimpuestos. Todos los observados afectan a términos carboníferos de edad, al menos, Namuriense B y, quizás, al Westfaliense. El Stephaniense datado de Ibantelly es discordante sobre las estructuras de plegamiento.

Los pliegues más antiguos son isoclinales tumbados, con desarrollo de un crucero (esquistosidad) horizontal, paralelo a sus flancos; de esta manera, lo que se observa en cualquier afloramiento, por ejemplo de Carbonífero, no son superficies de estratificación ( $S_0$ ), sino conjuntamente las superficies  $S_0$  y  $S_1$  (esquistosidad de plano axial de los isoclinales) subparalelas.

Preferentemente en algunas charnelas se llegan a encontrar linearidades de intersección de  $S_0$  y  $S_1$ . Según la naturaleza de los niveles plegados por esta fase 1, la esquistosidad ( $S_1$ ) es más o menos penetrativa; las charnelas de esta fase no se encuentran más que en relación con niveles de grauwasas o cuarcitas. No puede decirse que haya transposición a lo largo de  $S_1$ , y cuando falta continuidad en alguno de los flancos, suele ser consecuencia de cizallas también hercínicas, pero no siempre coetáneas a la fase 1. En cartografía se ha utilizado preferentemente el signo de pizarrosidad previsto para la leyenda, con el bien entendido de que la pizarrosidad representada es subparalela a la estratificación, excepto en las charnelas.

Las superficies  $S_1$  son de pizarrosidad (1), aunque a favor de ellas existe crecimiento de algunos granos de micas detríticas y neoformación de pequeños cristales de micas orientadas. La aparición de nuevas micas supone el desarrollo de un metamorfismo genéticamente asociado a la fase 1 de deformación y, al parecer, inmediatamente subsecuente. Por el pequeño tamaño de las micas metamórficas, su determinación microscópica no es posible, por lo cual no queda definida la paragénesis en equilibrio con las condiciones de presión y temperatura implicadas en este metamorfismo.

---

(1) Se utiliza el término de pizarrosidad o estructura pizarrosa en el sentido empleado en el folleto del MAGNA sobre la *Notación de rocas ígneas y metamórficas*.



El grado de metamorfismo es siempre bajo, salvando el metamorfismo térmico de la aureola del stock granítico de Peñas de Haya, por lo que las pizarras carboníferas se mantienen entre los límites de epi- y anquimeta-mórficas.

La dirección del eje *b* de la fase de deformación 1 (eje de los isoclinales tumbados) es próxima a la N.-S., pero con alguna dispersión al O. y al E. (Véase también RICHTER, D., 1963 y 1965.) La inclinación sería próxima a la horizontal. H. F. KRAUSSE (1973) resume el trazado regional de ciertos ejes de pliegues mayores (Hauptfalten) en los macizos de Cinco Villas y Aldudes-Quinto Real. Creemos que algunos de estos pliegues principales pueden coincidir con nuestro sistema de pliegues isoclinales de fase 1. Si esto es cierto, las direcciones de plegamiento más antiguas se disponen en el macizo de Cinco Villas de manera que son aproximadamente N.-S. o NNO.-SSE. al O. del Bidasoa, entre N. 15 O. y N. 15 E. en la zona entre el Bidasoa y Maya de Baztán, en tanto que en el macizo de Quinto Real adoptan la dirección N.-S. entre Iruita y Eugui, y la NO.-SE. al norte de Roncesvalles.

De Norte a Sur, la progresiva curvatura de las líneas estructurales de nuestra fase 1 describe un arco suave cóncavo hacia el NE. Todos los pliegues que dibujan el arco muestran una vergencia constante hacia el O. o SO., según su dirección. Se trata de una vergencia hacia las zonas externas de la antigua Cordillera Herciniana.

Los pliegues de fase 1 se hallan plegados a su vez. El estudio de los pliegues de esta segunda fase es impreciso, porque, como hace notar el propio H. F. KRAUSSE, a veces se distribuyen en varias direcciones, más o menos agrupadas, o presentan sistemas de pliegues conjugados (con ejes perpendiculares), cuya ordenación cronológica es difícil por el momento.

Los mesopliegues similares, que consideramos genéricamente de fase 2, presentan un crucero (esquistosidad) de plano axial, que consideramos  $S_2$ . La cuerda de estos pliegues 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  $60^\circ$  y aun  $70^\circ$ . 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. Las direcciones más representadas para los pliegues que provisionalmente reunimos en la fase 2, quedan comprendidos entre N. 25 E. - N. 75 E. y N. 110 E. - N. 160 E., esta última como probable conjugada de la anterior.

La esquistosidad  $S_2$  no es penetrativa, y en los niveles menos competentes se muestra como una esquistosidad de fractura. Su intersección con  $S_1$  produce una linealidad de crenulación, claramente perceptible en los afloramientos y al microscopio en láminas delgadas.

En algunos cortes y trincheras se han reconocido 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  $S_2$ . Ciertos afloramientos a lo largo de la carretera de Sumbilla a la Venta de Echalar (por citar algún caso) dejan ver pliegues del orden del decímetro y simetría monoclinica que afectan a dos esquistosidades más antiguas. Desde luego, cabe la posibilidad de que esta tercera deformación corresponda a alguno de los sistemas conjugados ya incluidos en la fase 2, que no se haya desarrollado sincrónicamente (1).

Aunque poco frecuentes, y desde luego dentro del ciclo hercínico, se puede citar también la presencia de «Kink-bands», con su peculiar asociación en sistemas conjugados.

Todavía algunos de los autores alemanes 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.

Al O. del Bidasoa ha tenido lugar un hecho que ha producido una deformación adicional en bóveda; nos referimos a la intrusión del stock granítico de Peñas de Haya.

Trataremos ahora sucintamente los problemas fundamentales relacionados con la traslación generalizada del Devónico sobre el Carbonífero.

Como puso de manifiesto H. REQUADT (1966) en su detallada cartografía del Devónico del Señorío de Bertiz-Arana (borde sudoriental de la Hoja), el contacto principal que envuelve los afloramientos devónicos es tectónico, y en algunos sectores puede comprobarse cómo el Carbonífero se hunde bajo el Devónico. La superficie de cabalgamiento corta oblicuamente a varios de los contactos que limitan a las sucesivas formaciones litoestratigráficas que componen el 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. En la Hoja de Vera se distinguen hasta tres unidades alóctonas, superpuestas. La más baja de ellas no es continua en sus afloramientos actuales, en los que se datan términos del Siegeniense al Emsiense Medio; la intermedia aflora sólo al E. de Aizcolegui y corresponde a un Devónico de probable edad Eifeliense-Frasniense; por fin, la de posición más alta comprende una sucesión del Emsiense Superior-Frasniense.

Más al N., el afloramiento devónico al E. de Echalar dibuja una estructura compleja que, a grandes rasgos, representa un sinclinal (sinclinoide). En su zona de núcleo, centro de la depresión, el Permo-Triásico aflora en una mancha alargada, congruente con la estructura general; la estructura es, entonces, posthercínica. Pero lo más interesante de notar es que hacia los flancos del pretendido «sinclinoide» afloran primero el Devónico y luego el Carboní-

---

(1) La trama dibujada en el Carbonífero de los cortes que acompañan al mapa simboliza la disposición de las deformaciones descritas.

fero, que aparenta situarse por debajo. Lo más razonable es pensar que también el Devónico de Echalar es alóctono por encima del Carbonífero y que el frente de la unidad corrida se sitúa al O. del afloramiento devónico.

Con este planteamiento, el contacto límite del Devónico adopta la disposición de un frente de mantos festoneado y pensamos que su trazado sinuoso es la consecuencia de la deformación de la superficie de corrimiento por amplios pliegues o abombamientos y en general accidentes posthercínicos transversales al frente.

El sentido de las traslaciones, aunque con las naturales reservas, es de E. a O., coincidiendo los frentes, muy a grandes rasgos, con la disposición en arco de los pliegues de fase 1 (véase también HEDDEBAUT, 1973). Los isoclinales de fase 1 y los corrimientos no son singenéticos ni representan el mismo estilo de deformación. Las traslaciones se han realizado a favor de fallas inversas tendidas que cizallan a los pliegues hercínicos (por tanto, son oblicuas en ocasiones a los contactos entre los diferentes términos devónicos y las esquistosidades  $S_1$  y  $S_2$ ). Las superficies de falla inversa sólo están deformadas por accidentes que de un modo u otro parecen asociados o la orogénesis alpídica. No se ven plegadas por los sistemas de pliegues que afectan al Carbonífero autóctono. Por otra parte, y esto es definitivo, existen ejemplos de superposición de materiales silúricos más metamórficos a otros que no lo son, o lo son menos, con separación por una probable superficie de traslación (véase JUCH y SCHAFER, 1971, más al E., junto a Maya de Baztán en su descripción sobre el isleo del Alto de Anzábal). La edad de estas importantes traslaciones resulta ser posterior a los pliegues carboníferos (posiblemente intrawestfalienses), posterior también a la ligera etapa de metamorfismo subsecuente a los pliegues de fase 1, y anterior al Permo-Triásico y casi ciertamente al Estefaniense.

## 2.2 ESTRUCTURAS ALPIDICAS

Con posterioridad a la peniplanización permotriásica se desarrollan movimientos verticales que repercuten sobre bloques de extensión variable. En particular, la región que nos ocupa hubo de quedar sobreelevada durante la mayor parte del Jurásico y el Cretácico Inferior; en áreas vecinas se ha podido establecer con toda certidumbre el acúñamiento de las formaciones mesozoicas hasta el Aptiense, cuando se comparan cortes progresivamente próximos al macizo de Cinco Villas.

Es a partir del Albiense cuando el edificio hercínico de la Hoja de Vera se hace subsidente, con lo que el Albiense del borde NO. y el de la Cuenca de Vera-Zugarramurdi se dispone transgresiva y discordantemente sobre términos más antiguos.

Todo este conjunto de movimientos, que probablemente implica una compartimentación en bloques con hundimientos y levantamientos diferenciales,

ha quedado perfectamente registrado en los sedimentos contemporáneos de esa inestabilidad tectónica.

El análisis de las oscilaciones del zócalo es un problema ligado más directamente con la evolución y diferenciación de ciertas cuencas sedimentarias, que con la historia de las que propiamente podíamos considerar deformaciones alpinas.

Cuando nos referimos a estructuras alpidicas queremos indicar a todas aquellas que modifican las relaciones geométricas de la cobertera, incluido el Eoceno Inferior, con anterioridad al Oligoceno (KRAUSSE, 1973, entre otros).

Como los afloramientos de esta cobertera son bastante reducidos en la Hoja, no es posible establecer una cronología más precisa de fases de deformación alpídica.

Probablemente los dos accidentes alpinos de mayor trascendencia regional son la prolongación de la falla inversa de Ereñozu, que en la contigua Hoja de San Sebastián determina, a lo largo de más de 20 km., el borde NO. del macizo de Cinco Villas, y el sinclinal de flancos laminados en cuyo núcleo se sitúan los materiales de la Cuenca Cretácica de Vera de Bidasoa-Zugarramurdi (Sinclinal de Vera). Curiosamente estos dos rasgos estructurales tan netos aparecen relacionados por otro accidente de importancia que denominaremos como zona de falla de Arichulegui, a lo largo de la cual se puede haber realizado un movimiento diferencial entre sus bloques norte y sur, con una componente en dirección de cierta importancia. Justamente la incurvación oriental de la falla de Arichulegui llega a amortiguar el cabalgamiento frontal hacia el Norte que supone el juego de la falla de Ereñozu. Al nordeste del río Oyarzun existen localmente estructuras de vergencia norte en el límite del macizo de Peñas de Haya, pero en ningún caso estos accidentes hacen gala de una continuidad comparable a la de la falla de Ereñozu. Periféricamente al macizo de San Narciso se disponen algunos pliegues de dirección ENE.-OSO. que representan en ese reducido sector el estilo de deformación de una cobertera que a falta de un nivel plástico basal, incorpora en sus estructuras a los materiales más deformables del zócalo.

El sinclinal de Vera es un pliegue agudo que, con una dirección sensible E.-O., se extiende desde el O. de Vera de Bidasoa hasta el borde oriental de la Hoja (al E. de Zugarramurdi) y que continúa, de forma análoga, en la vecina Hoja de Maya de Baztán. Parte de su zona central, la más ancha, está enclavada en territorio francés, por lo que esta estructura aparece en cartografía separada en dos afloramientos. Tanto su flanco norte (sólo visible en el afloramiento de Vera) como el flanco sur presentan, en detalle, una notable complejidad tectónica. Destaca la reiterada laminación de los términos cretácicos basales entre el Collado de San Antón-Zalain y el Collado de Ibantelly. Como las series cretácicas de Vera de Bidasoa son transgresi-

vas (FEUILLÉE y SIGAL, 1965), la presencia o ausencia de determinados niveles estratigráficos basales no implica una mayor o menor laminación del flanco.

D. RICHTER (1964) publicó un estudio detallado del sinclinal de Vera. En él se pone de manifiesto la diferente intensidad de la deformación en cada uno de los flancos, y esto a lo largo de todo el trazado del pliegue. Mediante la utilización de diagramas  $\beta$ , concluye que el eje del pliegue es de dirección E.-O., con cierta pendiente axial hacia el E. a partir de unos 2 km. al este de Vera. Encuentra, asimismo, una esquistosidad que se desarrolla en el tramo flysch superior, con dirección N. 110-120 E.; esta dirección oblicua a la dirección axial determina la aparición de pequeños pliegues parásitos de dirección y pendiente axial variables, según su posición en los flancos de pliegues mayores. Efectivamente, la superposición de una esquistosidad oblicua a un pliegue ya parcialmente formado posibilita la génesis de micropliegues de pendientes axiales con valores determinados por las pendientes de las tangentes a la curva de intersección de la esquistosidad y el pliegue, contenidos en el propio plano de esquistosidad.

Hacia el O., el sinclinal de Vera se hace mucho más agudo, hasta prolongarse sin continuidad formal, a lo largo de la falla de Arichulegui.

Así, se llegan a encontrar pellizcos de Cretácico pinzados entre el granito de Peñas de Haya. Si se observa atentamente la cartografía de este sector se notará cómo una parte del propio zócalo, el Carbonífero, participa en cierta medida del tipo de deformación del Cretácico, presentándose pinzado conjuntamente con el Cretácico entre el granito. Este detalle muestra, una vez más, la facilidad con que los términos poco metamórficos y más incompetentes del macizo de Cinco Villas participan del estilo de deformación alpina.

Otro rasgo alpino, aunque con el carácter de una deformación menos intensa, es el sinforme de Echalar (entre Echalar y el sur de Zugarramurdi), con núcleo de Permotrias (fosa de Orizquí, KRAUSSE, 1973), y una disposición del Devónico sobre el Carbonífero anteriormente descrita.

La dirección axial es fundamentalmente OSO.-ENE., no coincidente con la del eje de sinclinal de Vera y sensiblemente paralela a algunos de los ejes dibujados sobre las calizas carboníferas de Yanci y Aranaz.

Parece, en fin, que las estructuras alpínicas se disponen según dos directrices principales: la E.-O. (sinclinal de Vera) y la OSO.-ENE. (sinforme de Echalar, falla de Ereñozu). Estas dos direcciones se encuentran repetidas varias veces cuando se observa a gran escala el borde del macizo de Cinco Villas.

Todavía se puede hablar de algunas estructuras de fallas tardías que distorsionan y complican en el detalle la disposición de los grandes conjuntos.

Unas de ellas parece tener componente de salto en dirección, y otras, las más, son fallas normales tardías. Su disposición regional se deduce tamente de la observación del mapa.



### 3 PETROLOGIA

Estudiaremos en diferentes apartados cada uno de los grupos de roca que tienen afinidad entre sí o que guardan relación genética con algún proceso petrológico.

#### 3.1 EL STOCK GRANITICO DE HAYA

En él se distinguen dos zonas diferenciables petrográficamente: una *zona de borde*, fundamentalmente compuesta por granitos porfídicos alcalinos y eventualmente por cuarzodioritas, granodioritas y microgabros, y una *zona interna*, de composición correspondiente a granito propiamente dicho, con biotita y granito alcalino con biotita, ambos con tamaño de grano medio o grueso.

La extensión ocupada por la que consideramos zona de borde es muy amplia, ya que probablemente supera el 60 por 100 de la superficie del stock. La zona interna, comparativamente reducida, está bien representada en las inmediaciones del monte Biandiz. Esta mega-disposición, a grandes rasgos zonada, es frecuente en muchos plutones graníticos y granodioríticos.

Pensamos que el crecimiento de los cristales porfídicos de la zona de borde del stock se ha podido producir en un medio sólido o parcialmente móvil, anteriormente granulado y probablemente rico en volátiles; se establece así la posibilidad de un crecimiento metasomático de algunos componentes, al menos en un cierto grado. La gran extensión ocupada por las facies de borde se puede relacionar con la proximidad a la superficie topográfica actual de la cúpula del stock, más que con la riqueza desmesurada en volátiles de la totalidad del cuerpo ígneo.

La transición entre granitos porfídicos de borde y granito con biotita de la zona interna es gradual e irregular. La temperatura de cristalización de una u otra zona debió ser diferente, más alta, y desde luego superior a unos 550° (temperatura de evolución del sistema albíta-ortoclasa) para la zona interna, e inferior tal vez a esa temperatura para la zona de borde.

Como hipótesis que explique la evolución en el espacio y en el tiempo del cuerpo granítico de Haya, detallaremos la siguiente historia, descompuesta en varias etapas principales:

Se comienza con la intrusión de un magma granítico a temperaturas de unos 600-650°, desde luego ciertamente superiores a 550°. La cristalización del núcleo del stock se inicia y aparecen los primeros efectos de metamor-

fismo de contacto en las rocas encajantes de la bóveda (corneanas de la facies corneanas con hornblenda).

En el granito próximo a la cúpula, iniciada ya su cristalización, poco a poco se granula la matriz envolvente de los primeros cristales y se movilizan los álcalis, que pudieran ser transportados en una fase gaseosa. Se produce un metasomatismo en medio hidrotermal alcalino, que configura definitivamente la facies porfídica del borde; este proceso debió tener lugar a temperaturas inferiores a 550° y determina en la aureola de contacto la formación de corneanas de la facies albíta-epidota, amén de la alteración hidrotermal de algunos componentes (cloritización, etc.).

Finalmente el stock sufre la acción de deformaciones, con lo que algunos de sus contactos son mecánicos y aparecen filonitas.

Aunque no se dispone de medidas de edad absoluta, se puede discutir el momento de colocación del stock a partir de observaciones regionales. El stock de Haya está afectado por las deformaciones alpidicas, en la medida en que esto es posible por la rigidez del cuerpo granítico; no se observa metamorfismo térmico ni en el Buntsandstein ni en el Cretácico próximos o en contacto con el granito. La disposición a grandes trazos del stock puede perfectamente ser la consecuencia de una adaptación a ciertas directrices hercínicas, y, por otra parte, es notable su acción térmica sobre materiales deformados, en los que son visibles las esquistosidades  $S_1$  y  $S_2$  hercinianas.

Con estos antecedentes se puede adelantar que la intrusión debió ser posterior al Namuriense y a una parte del Westfaliense, con lo que puede calificarse el stock de sinhercínico tardío o tardihercínico, antetriásico.

## 3.2 EL METAMORFISMO TERMICO DE CONTACTO

El espesor de la aureola de metamorfismo que envuelve el stock de Haya, es muy variable. Su desarrollo puede apreciarse en el mapa, donde se nota que en muchos cortes no excede del centenar de metros.

En apariencia, las isogradas de la aureola no se distribuyen de forma regular, lo que se interpreta como indicio de que dicha aureola ha sido reestructurada, bien por el propio proceso de encajamiento del granito, que puede haberse efectuado en varias etapas, bien a causa de las estructuras alpinas sobrepuestas. Esta apreciación se confirma por el escaso desarrollo de la aureola en muchos puntos, desarrollo desproporcionadamente pequeño si se tiene en cuenta el volumen y temperatura de la masa granítica en el momento de su colocación.

Las rocas más significativas encontradas en la aureola son: *pizarras* y *filitas corneificadas*, *pizarras moteadas*, con motas de composición variable conforme aumenta el grado de metamorfismo (desde óxido de hierro, cuarzo, albíta y penninita, hasta biotita roja y turmalina, y biotita roja y cor-

dierita), *corneanas con cloritoide*, cloritoide ligado a metamorfismo térmico, y *corneanas con andalucita*, en muchas de las cuales se dan cristales de hasta 10 cm. de ese mineral.

A continuación vamos a enumerar esquemáticamente las principales asociaciones de minerales y las agruparemos según su facies de metamorfismo térmico y la composición de la roca primitiva.

Pertencen a la facies de corneanas con albíta y epidota, en rocas primitivamente pelíticas, las asociaciones de:

- Cuarzo-moscovita-penninita-albíta-turmalina, con Fe.
- Cuarzo-moscovita-biotita-clorita-turmalina (Fe).
- Cuarzo-biotita roja-albíta-turmalina (Fe).

En facies de corneanas con hornblenda, desarrolladas sobre rocas pelíticas:

- Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita.
- Cuarzo-biotita-cordierita-andalucita.
- Cuarzo-moscovita-biotita-cordierita.

Y en rocas calcáreas:

- Grossularita-dióxido-wollastonita.

La facies de corneanas con piroxeno, se ha reconocido en asociaciones presentes en filones pegmatíticos, procedentes de fluidos de origen magmático, que contienen:

- Cuarzo-ortoclasa-andalucita-sillimanita.
- Cuarzo-ortoclasa-cordierita-sillimanita.

A veces, en una misma muestra, se han reconocido dos paragénesis de metamorfismo térmico superpuestas, una de ellas (biotita-andalucita-cuarzo) más energética que la otra (biotita-mica blanca-cuarzo). Algunos cristales de la primera fase térmica se ven envueltos por halos de aplastamientos (flattening) y sombras de presión, que tienen relación con una nueva esquistosidad, a la que se superponen biotitas helicíticas de la segunda fase térmica. Estos hechos parecen indicar que el encajamiento ascensional del granito puede haberse realizado en dos secuencias por lo menos, de modo que el propio movimiento del plutón puede ser responsable de una deformación con desarrollo de esquistosidad.

### 3.3 EL METAMORFISMO REGIONAL

En el capítulo de Tectónica se ha hablado del crecimiento y neoformación de algunos minerales a favor de la superficie  $S_1$ . Allí hemos agrupado provisionalmente estos filosilicatos bajo el nombre genérico de micas; por eso, se hablaba de micas de neoformación de pequeño tamaño, aparecidas



durante el metamorfismo dinamotérmico subsecuente a la fase 1 de deformación.

La identificación al microscopio de estos filosilicatos no es segura, y sólo con el auxilio de Rayos X puede llegarse a conocer la composición de arcillas, que se utilizan como indicadoras del anquimetamorfismo.

En la región del Jarra y del Arradoy (macizo de Aldudes), 10 km. al E. de Maya de Baztán, aflora un Devónico que ha sido estudiado recientemente (HEDDEBAUT, 1973). La fracción arcillosa de estos sedimentos ha sido estudiada por Rayos X a instancias del mismo autor, el cual indica la presencia de illita, clorita y mica paragonítica, en el Devónico Inferior; de illita, pirofillita, allevardita y paragonita, en el Devónico Medio, y de illita, clorita, pirofillita y allevardita, en el Frasnense. Se mantienen asociaciones minerales semejantes sea cual sea el nivel de la serie, y todas ellas son características de un metamorfismo de grado bastante bajo, que puede incluirse en la zona de anquimetamorfismo de B. KUBLER.

Entre los caracteres típicos de anquimetamorfismo de las muestras devónicas, C. HEDDEBAUT cita la ausencia de montmorillonita, la constante presencia 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.

En algunos casos, el cloritoide se asocia a estos minerales, cosa anormal si se los supone asociados a la anquizona. Pero nosotros hemos encontrado el cloritoide asociado a la aureola de contacto del stock de Haya, y posiblemente el aparecido en el Devónico más oriental guarde relación con alguna etapa de metamorfismo térmico.

Todo lo expuesto hasta aquí es válido para el conjunto de materiales devónicos de la Hoja de Vera de Bidasoa.

Por su parte, el Carbonífero del macizo de Cinco Villas tiene un grado de metamorfismo semejante. En él se reconocen todavía muy bien los caracteres de la roca sedimentaria original, aunque aparezcan cloritas y minerales arcillosos con un cierto grado de cristalinidad.

Como conclusión, diremos que todo el Paleozoico aflorante en esta Hoja aparece ligeramente metamorfizado, sin que se observen diferencias en el grado de metamorfismo en distintos niveles de la sucesión. La apariencia general parece confirmar que no se excede los límites de la anquizona y que se han rebasado 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 dinamotérmico del metamorfismo anquizonal.

#### **3.4 ROCAS VOLCANICAS**

Reunimos en este apartado la descripción de algunos afloramientos de rocas volcánicas básicas que encajan en términos paleozoicos, pérmicos o triásicos.

*Diabasas.*—Afloran diseminadas entre los materiales paleozoicos. Su forma de yacimiento es variable, según los casos; muchas veces constituyen filones que cortan netamente a la estratificación, pero otras, ramificaciones de un filón se sitúan paralelamente al trazado de las capas.

El S.-SE. de Echalar se aprecia en el mapa la rigurosa alineación de varios afloramientos de estas rocas, como si hubieran ascendido a lo largo de fracturas con bastante continuidad. En las calizas de Yanci y Aranaz existen múltiples afloramientos de estas mismas rocas que cortan netamente a la estratificación.

Las diabasas son holocristalinas, hipidiomorfas, con un tamaño de grano medio y homogranulares; la textura es ofítica.

Sus principales componentes son plagioclasa bastante cálcica (andesina) y piroxeno, posiblemente augita, que se presenta alterada a biotita; a su vez la biotita pasa con frecuencia a clorita, con liberación de óxidos de hierro. Otras veces adquieren un carácter porfídico, con fenocristales de plagioclasa cálcica alterados y piroxeno monoclinico muy alterado; la matriz que envuelve a los fenocristales está constituida principalmente por plagioclasa.

*Basaltos.*—Aparecen en relación con afloramientos de Pérmico y se han cartografiado en la vertiente S. de La Rhune, cerca de la frontera hispano-francesa.

Son hipocristalinos e hipidiomorfos y de grano fino; su textura es interstrial o intersticial. Sus principales componentes mineralógicos son plagioclasas, raramente como fenocristales, que suponen más del 70 por 100 del total; se observan también restos de posibles piroxenos muy alterados.

*Ofitas.*—Se presentan asociadas al Trías Superior, y no están extensamente representadas en esta Hoja.

Presentan textura holocristalina hipidiomorfa. En ellas es frecuente el piroxeno augítico, rodeadas por cristales de plagioclasa y mena metálica. La plagioclasa es próxima a labradorita.

En algún caso estas rocas, que designamos con el nombre general de ofitas, se presentan serpentinizadas.

No puede saberse la naturaleza del contacto de estas rocas volcánicas con las rocas encajantes, ya que en la actualidad ese contacto es mecánico.

## 4 HISTORIA GEOLOGICA

Los movimientos hercínicos permiten dividir la Historia Geológica de esta Hoja en dos ciclos bien diferentes. En primer lugar, y antes de estos movimientos, tendríamos el ciclo prehercínico, donde la Historia Geológica no contiene otros episodios importantes que la sedimentación continua y sin

interrupciones de los sedimentos devónicos y carboníferos que afloran en esta Hoja. Con las fases hercínicas se produce el plegamiento de estos materiales sobre los que se disponen los sedimentos que formarían el segundo gran ciclo, o ciclo posthercínico. Diversas fases tectónicas han actuado sobre estos sedimentos, la última de las cuales, dentro de la orogénesis alpina y, probablemente intraoligocena, ha modelado el actual edificio geológico.

Partiendo de este esquema describimos separadamente ambos ciclos.

#### 4.1 CICLO PREHERCINICO

Los materiales prehercínicos de esta Hoja van desde el Devónico Inferior hasta el Carbonífero (probable Westfaliense), como hemos visto en el capítulo de estratigrafía. El hecho de que el Devónico se presente en forma de escamas tectónicas sobre el Carbonífero no permite obtener una columna litológica continua a través de la cual poder seguir la evolución sedimentaria de la cuenca en que se han depositado estos materiales. En estas condiciones, y valiéndonos de comparaciones con cortes en áreas vecinas, estudiaremos separadamente cada uno de los tramos aflorantes.

Los más antiguos, datados como Siegeniense-Emsiense, corresponden a muy diversas facies que, por necesidades cartográficas en relación a lo escaso de sus afloramientos, se han agrupado conjuntamente, pero cuya sedimentación ha tenido lugar en ambientes muy diferentes. Se pueden distinguir tres facies. Al N. de Izcolegui, jalonando el cabalgamiento principal Devónico-Carbonífero, encontraríamos la representación de las series de areniscas, bien desarrolladas al E. de esta Hoja. Son areniscas cuarcíticas puras y homogéneas, depositadas en zonas marinas neríticas de renovación constante, que eliminaría los componentes meteorizables.

Dos pequeños afloramientos, igualmente jalonando el cabalgamiento principal, cerca de la mitad del borde oriental de la Hoja se componen de areniscas con brechas de dolomías y podrían representar las formaciones características de dolomías y areniscas de la parte inferior del Emsiense en la zona de Baztán. Las brechas son sinsedimentarias, en un medio especial de desarrollo de areniscas puras que lateral y verticalmente pasan a dolomías. Corresponderían a mar somero y tranquilo entre 50 y 100 m. de profundidad (REQUADT, *o. c.*). Por último, los afloramientos meridionales corresponden a la «Formación Sumbilla» del mismo autor, de areniscas y pizarras arenosas y ferruginosas, depositadas en una cuenca especialmente resguardada de las acciones atmosféricas.

El tramo siguiente en edad, aunque no aparece en continuidad litológica, está constituido por un conjunto de paquetes calizos y calizo-margosos, con intercalaciones de pizarras y pizarras arenosas. Parcialmente afloran dolomías en la parte inferior y con frecuencia las calizas tienen una laminación fina (serie de Otxondo), son algo detríticas y con desarrollo de algunos

horizontes muy fosilíferos. Estas facies podían representar depósitos de plataforma, con aportes detríticos esporádicos. Aunque hay tramos que indican presencia de organismos constructores (corales, briozoos, crinoideos, etc.), no existe evidencia de formaciones arrecifales.

Por encima, en continuidad litológica, se depositan los potentes niveles del tramo más alto Devónico (Emsiense más alto, Eifeliense y probable Frasnense). Las facies son monótonas, con pizarras, pizarras con nódulos, pizarras arenosas y algunos bancos gruesos de areniscas limolíticas y eventuales lentejones de calizas fosilíferas. Es de destacar con carácter casi general la presencia de estructuras de «linsens» y «flasers» que indican condiciones neríticas con alternancia de períodos de aguas tranquilas y otros de acción más activa del oleaje. El general espesor de estos sedimentos induce a pensar en una fuerte subsidencia regular.

No existe continuidad entre el Devónico descrito y la serie superior, cuya edad hemos considerado como Fameniense Superior-Westfaliense. Durante esta época se materializó una cuenca con cierta inestabilidad, que daría lugar a una sedimentación alternante de materiales de precipitación química y detríticos finos con episodios de sedimentación más grosera, dando una serie flyschoides de tipo «culm». Localmente (Aranaz, Yanci, Lesaca) se puede observar que la base de esta formación está constituida por potentes calizas marmóreas que podrían representar un episodio arrecifal equivalente en edad a los lentejones de calizas tableadas.

La inestabilidad se acentúa progresivamente hasta alcanzar un máximo en el momento en que se inician las etapas de deformación, anteriormente estudiadas, y que constituyen propiamente la orogénesis hercínica. Se puede asegurar que a una primera etapa de deformación con pliegues N.-S. han seguido las traslaciones del Devónico sobre el Carbonífero, con la individualización de varias escamas tectónicas dentro del Devónico. Finalmente emerge la cordillera a finales del Paleozoico, iniciándose el desmantelamiento de sus relieves, lo que señala la conclusión del ciclo orogénico hercínico. Es durante este episodio cuando tiene lugar la intrusión granítica de Peñas de Haya que origina una estrecha aureola metamórfica en las series carboníferas en que se encaja. Su edad hercínica se fundamenta en la disposición, «a grosso modo», alargada N.-S. y coincidente con las principales direcciones hercínicas, así como al hecho señalado por D. RICHTER (1965) de que en su proximidad no se encuentran, en los estratos carboníferos, los pliegues menores de dirección E.-O., que, con posterioridad, se han mezclado a los hercínicos en otras zonas.

## 4.2 CICLO POSTHERCINICO

Inmediatamente de la emersión de la Cordillera Hercínica, durante el Stephaniense, y a la vez que se efectúa el proceso de desmantelamiento, hay sedimentación local en pequeñas cuencas límnicas.

La primera sedimentación posthercínica importante se produce durante el Pérmico. Los macizos sobreelevados durante la orogenia se van erosionando y suministran los materiales que van rellenando estas cuencas, que aparecen constituidas por materiales muy groseros en su base y más finos hacia arriba. Se señala una discordancia (discordancia saálica) que origina una laguna estratigráfica entre el Rotliegende Inferior, período en que tuvo lugar una actividad volcánica básica (basaltos de La Rhune e Ibantelly) y el Pérmico Superior (problemático)-Buntsandstein (EWERT, 1964).

Las cuencas casi colmatadas por los sedimentos Pérmicos quedan recubiertas por un Triásico en sus facies germánicas típicas, cuyo primer piso, Buntsandstein, representa un episodio terrígeno muy importante, caracterizado por un predominio de elementos gruesos basales (conglomerados, areniscas) y una alternancia de pelitas y areniscas superiores que termina en un episodio arcilloso (Röt).

Las condiciones marinas claras se producen ya en el Muschelkalk carbonatado, en el cual tiene lugar probablemente un corto episodio transgresivo, como parece indicar un tramo dolomítico interestratificado en las calizas.

En el Keuper vuelve una sedimentación de arcilla roja, esta vez con presencia de sales, que son los últimos sedimentos anteriores al Cretácico Inferior presentes en esta Hoja.

Aunque no hay indicios directos en la zona de nuestro estudio, consideraciones regionales nos obligan a considerar la presencia de una orogénesis neocimmérica que origina la primera diferenciación posthercínica en el área de sedimentación por el levantamiento de los macizos hercínicos y consiguiente arrasamiento de parte de la cobertera Permotriásica.

Una nueva actividad orogénica tiene lugar durante el Albiense, correspondiente a la Fase Austríaca. Se produce el levantamiento de los macizos de Cinco Villas y La Rhune, con la formación entre ellos de la Cuenca de Vera. La sedimentación durante el Albiense-Cenomaniense es naturalmente detrítica en las dos zonas de afloramientos, como corresponde a facies muy próximas al macizo, abiertas hacia el mar en el área NO. y más restringidas en Vera. En esta zona se produce, además, una sedimentación de tipo arrecifal (subarrecifal) que, en parte, indenta con el tramo detrítico, y que falta en el borde NO. del macizo.

El paso de estas facies restringidas de brechas y formaciones arrecifales a los sedimentos flysch de carácter eugeosinclinal, se lleva a cabo a través de un episodio de calizas margosas, de plataforma. Sobre éstas se produce un nuevo episodio transgresivo con la invasión y uniformización de ambos ambientes del flysch calizo-margoso del Coniaciense-Campaniense. Las figuras sedimentarias nos indican aportes turbidíticos procedentes del E., que señalan que esta zona constituiría una digitación paralela al eje general pirenaico (HENRY et al., 1970).

A partir del Campaniense faltan los sedimentos en la Cuenca de Vera.

En la zona NO. cesa la sedimentación flysch a partir del Maestrichtiense, reemplazada por unos depósitos de calizas y margocalizas, que llegan hasta los primeros tiempos Terciarios y revelan la existencia de una cuenca estabilizada.

Durante el Paleoceno Medio se acentúa una nueva inestabilidad que progresa hasta la segunda mitad del Eoceno, fuera ya del ámbito de esta Hoja. Es entonces cuando con el inicio de las principales fases alpidicas (pirenaicas) se pliegan y emergen los materiales depositados anteriormente, que tienen durante el Oligoceno la fase de mayor actividad orogénica que conduce a los relieves actuales.

## **5 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **5.1 MINERIA**

Esta región ha tenido bastante importancia minera en la antigüedad. Hoy en día, en el área de la Hoja, quedan tres minas activas: Ley (hierro), Arditurri y Modesta (fluorina, blenda, galena y calcopirita).

Los romanos explotaron en esta región las minas de Arditurri, que han continuado su actividad con diversos altibajos hasta nuestros días; las de Gorramendi (Hoja de Maya), donde se encuentran importantes escombreras, testigos de los antiguos trabajos de extracción de oro, y las de Lanz (Hoja de Sumbilla), donde probablemente explotaban cobre.

A fines del siglo pasado y principios de éste hubo una verdadera fiebre minera y se denunciaron multitud de pequeñas minas (muchas de las cuales se encuentran aún vivas, aunque inactivas), hasta el punto de que en la zona de Vera llegó a funcionar una delegación de la Jefatura de Minas de San Sebastián. Gran parte de estas minas no es probable vuelvan a ponerse en actividad, pues la mayoría tienen reservas demasiado pequeñas para resultar económicas hoy día.

Los minerales que se explotan en la actualidad son:

#### **5.1.1 HIERRO**

Hay numerosos filones de siderita que dieron lugar a pequeñas explotaciones y que hoy están paradas. Estos filones pertenecen al grupo que se tratará en el siguiente epígrafe.

Hoy solamente se trabaja en la mina Ley, en Vera de Bidasoa, donde se extrae una pequeñísima cantidad de oligisto de un filón vertical asociado a una brecha volcánica, posiblemente albiense.

### 5.1.2 FLUORINA, GALENA, BLENDA, CALCOPIRITA

Quedan en actividad las minas de Arditurri (Oyarzun) y Modesta (Vera de Bidasoa), situadas, como las de Goizueta (Hoja de Sumbilla), en el Carbonífero Superior. Alrededor del batolito granítico se encuentra una serie de filones complejos con cuarzo, siderita, fluorina, galena, blenda y calcopirita. Al sur del granito (Hoja de Sumbilla) se encuentra una cierta zonación, con filones más ricos en calcopirita, galena y blenda en la zona próxima al granito; fluorina con galena y blenda algo más al sur, y, por último, fluorina en la zona de Leiza, y baritina en los filones más alejados. En todos ellos abunda el cuarzo y la siderita.

Estas mineralizaciones han sido poco estudiadas, pero «a grosso modo» pueden dividirse en varios tipos:

*a)* Filones de cuarzo con pirita y calcopirita, con más o menos siderita, en general bastante pobres.

*b)* Filones con siderita fundamentalmente, que han sido explotados por hierro.

*c)* Filones con siderita y cuarzo, con bolsadas de galena, blenda, pirita y calcopirita.

*d)* Fluorina, blenda y galena estratificadas, que han sido poco estudiados y se ignora si son sedimentarios, de sustitución, o cuál es su origen.

*e)* Filones con cuarzo, siderita, blenda y galena.

Una cosa que llama la atención es el que las mineralizaciones de fluorina solamente se encuentran en el Carbonífero Superior y no se vuelven a encontrar en todo el Pirineo navarro en forma explotable, mientras que los filones de los tipos *a*, *b* y *c* son muy frecuentes, hasta en la zona de Orbaiceta (Hoja de Valcarlos).

### 4.1.3 ANTRACITA

Próximas al Collado de Ibañin se encuentran unas minas hoy abandonadas de antracita, en un retazo estefaniense que continúa en Francia. La antracita tiene un alto contenido en azufre, por lo que solamente se ha explotado en épocas de escasez de carbón. Las escombreras son bastante importantes y en ellas se encuentra abundante pirita. El agua que mana de la galería de extracción está cargada de hierro.

## 5.2 CANTERAS

En esta Hoja se explotan calizas marmorizadas del Carbonífero Superior, calizas albienses-cenomanienses y losas de arenisca del Buntsandstein.

En la base del Carbonífero hay un potente tramo calizo que aflora am-

pliamente en Lesaca y Yanci, que ha sido objeto de explotación en otros tiempos, pero donde no hay hoy actividad alguna.

Recientemente se ha puesto en explotación un nivel de calizas marmóreas interestratificado en el Carbonífero Superior en la cantera de Arriurdieta para producción de áridos para la presa de Añarbe, en el término de Arano.

Las calizas del Albiense-Cenomaniense se explotan en Vera de Bidasoa, en la cantera «Chantre», y en Zugarramurdi, produciendo áridos para construcción.

Las areniscas del Buntsandstein, debido a su contenido en mica, son fáciles de separar en lascas y abundan las pequeñas explotaciones de losas. Hasta hace unos años apenas se empleaban a este lado de la frontera, exportándose a Francia casi toda la producción. Actualmente ha mejorado el mercado interior y parte de la producción queda en España. La principal cantera, en esta Hoja, es la de «Peña Plata», en Zugarramurdi, junto a la frontera.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA, R. (1882).—«Edad de las ofitas». *Com. Mapa Geol. España*, 9, pp. 93-96.
- (1906).—«El país vasco en las edades geológicas». *I. B. y M. de E.*, Bol. XXVIII, p. 45.
- (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.
- ADLER, R., y RICHTER, D. (1961).—«Bermekungen 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, K. (1966).—«Zum magmatismus im Aldudes-Quinto-Real-Massiv, in dem Spanischen Westpyrenäen». *Z. dt. geol. Ges.*, 116 (1964), 3, 761-772, Hannover.
- (1967).—«Beispiele spitzwinkliger Achsenüberprägung aus den spanischen West-Pyrenäen». *Z. dt. geol. Ges.*, 116 (1964), 3, 753-760, Hannover.
- CAMPOS, J., y GARCIA-DUEÑAS, V. (1975a).—«Memoria explicativa de la Hoja 24-05 (San Sebastián)». IGME.
- (1975b).—«Memoria explicativa de la Hoja 25-04 (Irún)». IGME.
- (1975c).—«Memoria explicativa de la Hoja 24-04 (Jaizquibel)». IGME.
- CAREZ, L. (1903-1909).—«La Géologie des Pyrénées françaises». *Mém. Carte Géol. Fr.*, 13; Paris.



- (1910).—«Sur quelques points de la Géologie du Nord de l'Aragon et de la Navarre». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.<sup>e</sup> série, X, p. 682.
- CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE au 1/50.000 é (1964).—«Feuille d'Espelette par P. Lamare et J. P. Destombes».
- CIRY, R. (1951).—«Observations sur la Crétacé de la Navarre espagnole à Nord-Ouest de Pampelune». *C. R. Acad. Sc. Séance*, 2, 233, pp. 72-74. Juillet, 1951.
- DAMESTOY, G. (1961).—«Esquisse tectonique du massif des Aldudes-Quinto Real (Basses Pyrénées)». *Soc. géol. France*, 1961, 4, 86-87, Paris.
- (1961).—«Etude de la série dévonienne de la vallée de Quintua (Basses Pyrénées)». *C. r. Somm. séance Soc. Géol. Fr.*, Nr. 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*, 7.<sup>e</sup> série, t. IV, pp. 431-435, Paris, 1963.
- DUBAR, G. (1929).—«Sur la transgression éocrétacée dans les Pyrénées occidentales». *Ibid*, 29, pp. 569-572, Paris.
- (1934).—«Sur l'âge des couches attribuées par M. LAMARE au Néocomien». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 17.
- EWERT, F. K. (1964).—«Geologie des Südteiles des Baskischen Pyrenäen». Tesis no publ. Univ. Münster, 223 pp.
- FEUILLÉE, P. (1962).—«Contribution a la connaissance du cretacé moyen du nord et de l'ouest de la Navarre espagnole». *Act. Congr. Intern. Est. Pyren.*, pp. 45-49, Pau.
- (1962).—«Observations sur la Cretacé 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.
- FEUILLÉE, P., y SIGAL, J. (1965).—«Presencia de un nivel con *Globotruncana helvética* 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.
- FEUILLÉE, P. (1970).—«Y-a-t-il des flyschs Pyrénées?». *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 12, n.º 4, pp. 603-611.
- FEUILLÉE, 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 Sean. de la Soc. Géol. France*, fascicule 2 (16 février 70), p. 60.
- FEUILLÉE, P. (1971).—«Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cenoma-



- nien Pyrénéo-Cantabrique: problèmes d'environnement sédimentaire». Elsevier Publishing Company Amsterdam. *Paleogeography, Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 9, pp. 277-311.
- FEUILLÉE, P., y RAT, P. (1971).—«Structures et paleogeographies pyrénées-Cantabriques». *Histoire Structurale du Golf de Gascogne*, V. 1-1, a V. 1-48, tome 2, Technip.
- FEUILLÉE, 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.º 121, 57 s.
- (1911).—«Sur la tectonique de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. Fr.*
- (1913).—«Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.ª serie, XIII, pp. 183-212.
- GOAR, ISIDORE, y LAMARE (1935).—«Die Existenz von oolithischen Eisenmineralen im Devon der Navarresischen Pyrenäen». *C. R. VII Congr. Int. Mines Metall. Geol. appl.*, pp. 305-311, 2 figs., 2 lám., Paris, 1935.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1946).—«Revisión de algunos datos paleontológicos del flysch cretáceo y nummulítico de España». *Not. y Com. del IGME*, n.º 15, pp. 109-165.
- (1950).—«Breve noticia sobre hallazgos paleontológicos en el Paleozoico de los Pirineos Vascos». *Estudios Geol.* n.º 11, pp. 245-249.
- (1953).—«Observaciones paleontológicas y geológicas en Navarra y Babia Baja (León)». *Estudios Geol.*, n.º 18, pp. 321-323, Madrid.
- (1954-1956).—«Observaciones geológicas en el flysch cretácico nummulítico de Guipúzcoa». *M. Inst. «Lucas Mallada», Inv. Geol.*, n.º 5, 13/15, 98 p./47 p.
- 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.
- (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 Massifs Paléozoïques basques». *Thèse, Université des Sciences et Techniques de Lille, France.*
- HERM, A. (1963).—«Mikropalontologisch-stratigraphische Unteromchungen im Kreide flysch Zwischen Deva und Zumaya. (Prov. Guipúzcoa, Nord-Spanien)». *Deutsch. Geol. Ges. Hannover*, t. 115.

- JEREZ, L.; ESNAOLA, J., y RUBIO, V. (1971).—«Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa». *Mem. IGME*, n.º 79, p. 130.
- 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 orientale du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne)». *Pirineos*, 111:41 a 58. Jaca, 1974.
- KRAUSSE, H. F. (1971).—«The tectonical Evolution of the Western Pyrénées». *Pirineos*, 111:69 a 96. Jaca, 1974.
- (1973).—«Strukturkarte und Achsenkarte der Kleinfalten im Devon u. Karbon mit permo-triassischen Deckgebirge zwischen Echalar u. Mugaire-Oronoz (östliches Cinco- Villas Massiv)» aus «über den geologischen Bauvariszischer Massive und ihrer alpidischen Mantelschichten in den basikanischen Pyrenäen». *Habil-Schrift, Fak. Natur - V - Geistes wiss. Techn. Univ. Clausthal*, VI + 2175 75 abb., 4 tab., 5 strukturkarte i. d. Anlage, Clausthal-Zellerfeld.
- (1973).—«Übersicht über tektonische Formungen und Strukturen in den 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. 1970.
- LAGNY, P. (1963).—«Etude geologique et metallogénique de la bordure méridionale du Massif du Labourd aux environs d'itxassou». Thèse doct. 3 Cyc. Univer. Paris. Fasc. Sc. 104 pp.
- LAMARE, P. (1925).—«Sur quelques points de la tectonique de la lisière septentrionale des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.ª serie, XXV.
- (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.ª serie, t. 28, pp. 93-98, 1 fig.
- (1928).—«Sur un type d'accident tectonique affectant les plis de fond pyrénéens 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.ª ser., t. I, pp. 95-130, 5 figs., mapa estruc. a 1/200.000.
- (1931).—«Sur l'existence du Permien dans les Pyrénées basques, entre la vallée du Baztan (Navarre espagnole) et la vallée de Baigorri (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.» Paris.
- (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<sup>e</sup> session, Paris, 1935. *C. R. Sect. de Géol. Appl.*, t. I, pp. 307-311, 2 figs., 2 pls.
- (1950).—«La structure géologique des Pyrénées Basques». *Primer Cong. Int. de Pirineistas del Instituto de Est. Pirenaicos*, Zaragoza.
- (1950).—«Nature, âge et caractères des terrains constituant les Pyrénées basques». *Eusko-Jakintza*, t. IV, fasc. 4-5-6, p. 23, 2.<sup>o</sup> artic. de la structure physique du Pays Basque.
- (1956).—«Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port de la carte Géol. de la France au 1/80.000 (2.<sup>a</sup> ed., 1953) avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords». *Act. II<sup>o</sup> Cong. Int. Etud. Pyr.*, pp. 73-124, t. 2, sec. 1.
- «Les conditions de gisement des basaltes permien et des ophites triasiques du pays Basque. Observations à un travail d'H. et G. Termier». *C. R. Somm. Séanc. Soc. Géol. France*, n.<sup>o</sup> 8, pp. 130-132.
- LAMARE, P., y MARCEL CASTERAS (1954).—«Sur l'âge des formations détritiques crétacées des environs d'Espelette». *Ext. du C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 15.
- LAMARE, P. (1954).—«Superposition des mouvements orogéniques anté-apitiense anté-cénomaniens et éocènes sur la lisière septentrionale des Pyrénées Basques». *C. R. Somm. Séanc. Soc. Géol. France*, fasc. 5, páginas 110-113.
- LAVARDIERE, J. W. (1930).—«Contribution á l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales». *Mem. Soc. Géol. Nord*, Lille, t. X, fasc. 2, 131 p., 1 carte, 8 pl., 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.<sup>o</sup> 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. Göttingen, Math-Phys. Kl.* 1-13. *Publicaciones extranjeras 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. Géol. France*, pp. 101-103.
- (1933).—«Zur Frage der variszischen Gebirgszusammenhänge in Südwesteuropa». *Forsch. Fortshcr.*, pp. 20-21, Berlin.
- (1934).—«Sobre bloques (klippen) autóctonos con ejemplos en los Pirineos occidentales». Traducido de «Über autochthone klippen mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen». *Pub. Extr. Geol.*, t. IV, 1948, pp. 435-449.

- (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.
- (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, i Abb, Stuttgart.
- LLOPIS LLADO.—«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 PRUNEDA, J. R., y VILAS, L. (1967).—«Le Devonien de l'Espagne». *Intern. Symp. Dev. Syst.*, 1, pp. 171-187, figs. 1-9, Calgary.
- PALACIOS, P. (1895).—«Ofitas de la provincia de Navarra». *B. C. M. G. España*, t. XXII, p. 173.
- 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 Pérmico y Trías Inferior de los Pirineos». *Not. y Com. del IGME*, n.º 81, pp. 77-101.
- MÜLLER, 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 Paleögeographie 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. (1895).—«Ofitas de la provincia de Navarra». *B. C. M. G. España*, t. XXII, pág. 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.
- RAT, P. (1959).—«Les Pays crétacés Basco-Cantabriques». *Presses Universitaires de France. Publications de l'Université de Dijon*, t. XVIII, Dijon, 525 pp., 68 figs., V planch. fot. 5 plan., fuera de texto uno de color.
- REQUADT, H. (1966).—«Kartierung im Paläozoikum nördlich von Oronoz-Mugaire (Span. Westpyrenäen)». *Diplomarbeit, Geol. Inst. T. U. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld*.

- (1972).—«Zur Stratigraphie und Fazies des Unter- und Mitteldevons in den Spanischen Westpyrenäen». *Clausthal Geol. Abh.*, 13, 113 pp., 40 figs., 1 table, 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 Querverfaltung in den Spanischen Westpyrenäen». *Geol. Mitt.*, 3, H. 2, S. 185-196, Aachen.
- (1964).—«Die Flyschmulde von Vera de Bidasoa in den Westpyrenäen». *Geol. Mit.*, 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, Ablagerungsart 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.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1935).—«Las ofitas: su naturaleza, origen y edad geológica». *Asoc. Esp. para el Progr. Cien. XIVº Congr. Santiago de Compostela*, 22 pp., Madrid.
- SHAFFER, 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.
- SITTER, L. U. DE (1960).—«Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrenées». *Geol. Mijb.*, t. 39, pp. 189-194.
- STUART MENTEATH, P. W. (1881).—«Sur la géologie des Pyrénées, Navarre, Guipuzcoa et Labourd». *Bull. Soc. Géol. France*, 3.ª serie, IX, p. 304, carte 1/800.000.
- (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.ª serie, t. XXVI-XXVIII, Paris, 1898.
- (1915).—«Sur le Permien des Pyrénées occidentales». *C. R. A. Sc.*, pp. 287-389, Paris.
- (1918).—«Sur le detroit de Navarre». *C. R. Ac. Sc.*, p. 39.
- TERMIER, P. (1905).—«Sur le structure géologique des Pyrénées occidentales». *C. R. Ac. Sc.*, CXXI, pp. 966-968.
- VALDES LEAL, J. (1964).—«Sobre la tectónica del triángulo Irún-Oyarzun-Monte Aya [Guipúzcoa]». *Est. Geol.*, t. XX, n.º 3-4, pp. 285-298.
- VIENNOT, P. (1929).—«Les eruptions basaltiques permiennes dans les Pyrénées». *C. R. Bull. Soc. Géol. France*, p. 29.

— «Les conditions de gisements de l'ophite et le problème du métamorphisme général dans la chaîne pyrénéenne».

VOLTZ, H. (1964).—«Zur Geologie des Pyrenäiden im Nordwestlichen». *Navarra-Spanien, Münster-Diss.*, 1964.

ZWART, H. J. (1963).—«The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrénées». *Geol. Rundschau.*, vol. 53, n.° 1, pp. 170-204, 28 figs.

INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
R.CS ROSAS 23 MADRID 3



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA