



IGME

116

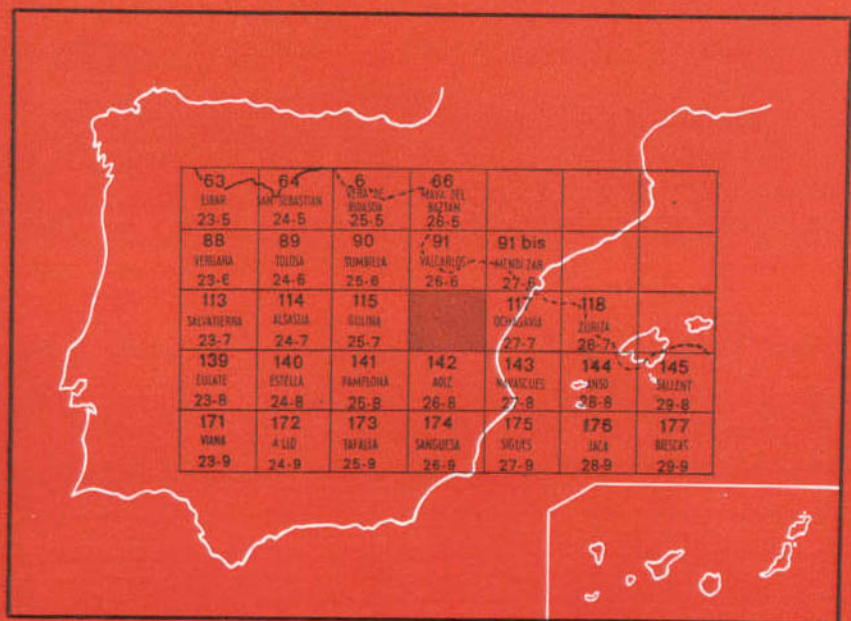
26-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GARRALDA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

GARRALDA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A.

La distribución de los trabajos de campo, cartografía, levantamiento de columnas, etc., es la siguiente:

- Cuadrantes suroccidental y suroriental, Paleozoico y Triásico de la zona central, han sido realizados por el Licenciado en Ciencias Geológicas Angel Carbayo Olivares.
- Terciario del cuadrante nororiental, por el Licenciado en Ciencias Geológicas Laudelino León González.
- Terciario del cuadrante noroccidental, por el Dr. Ingeniero de Minas Joaquín del Valle de Lersundi.
- Cretácico de los cuadrantes nororiental y noroccidental, por el Licenciado en Ciencias Geológicas Lorenzo Villalobos Vílchez.

Todos ellos dentro del marco de los trabajos geológicos que lleva a cabo la Diputación Foral de Navarra, que dirige técnicamente el Dr. Ingeniero de Minas Joaquín del Valle de Lersundi.

Son autores del Paleozoico de la zona noroeste: R. E. Adler, Fuchs, A. Pilger, H. Roth, J. Thiele y Wirth, de la Universidad Técnica de Clausthal (República Federal Alemana), bajo la dirección del profesor A. Pilger.

Para la tectónica y paleogeografía de la Hoja han sido de gran interés los trabajos de A. CHESTERIKOFF (1963), para el domo de Oroz-Betelu; la tesis doctoral de A. GARRIDO (1973), H.-F. KRAUSSE, H. REQUADT y L. VILLALOBOS (1974), para el Paleozoico noroccidental, Hoja de Valcarlos (1974) y Hoja de Sumbilla (en prensa).

El estudio micropaleontológico corresponde al Dr. en Ciencias Geológicas José Ramírez del Pozo.

Los estudios petrológicos y sedimentológicos a los laboratorios de ENADIMSA.

La Memoria ha sido redactada por Angel Carbayo y Lorenzo Villalobos.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 37.657 - 1978

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

1 INTRODUCCION

La Hoja comprende todos los terrenos desde las edades Devónica a la Luteciense Medio-Superior, con una variación litológica hasta el Paleoceno. Durante casi todo el Eoceno Inferior-Medio las series son muy monótonas.

Se distinguen tres unidades geológicas características: Una constituida por el Paleoceno NO. con laminaciones de Triásico y Cretácico, así como un tipo de Maastrichtiense; otra relativa al macizo o domo de Oroz-Betelu, con afloramientos de Paleozoico y Buntsandstein, y la última formada por el resto de la Hoja. Se enmarca, pues, ésta, formando parte de la zona axial paleozoica del Pirineo por un lado, de la cobertera mesozoica sudpirenaica en contacto con la anterior, y por último de la ancha franja del Terciario marino de la depresión de Jaca-Pamplona.

Geográficamente forma parte de los Pirineos Occidentales, con una altitud media considerable y surcada de Norte a Sur por tres ríos importantes de valles encajados, que vierten al Ebro: Irati, Urrobi y Erro. Un tramo del río Arga recorre la parte noroccidental de la Hoja.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 PALEOZOICO

2.1.1 GENERALIDADES

Se localizan los niveles paleozoicos en zonas muy concretas y reducidas de la Hoja, y como consecuencia en cuanto a los tramos devónicos se re-

fiere, de la fuerte erosión realizada por los ríos Irati y Urrobi, así como por el riachuelo situado más al E. y que desemboca en el pueblo de Azparren, todos en la parte central de la Hoja y en este orden de magnitud decreciente por la extensión de los afloramientos. Estos están constituidos en su conjunto por areniscas, esquistos, dolomías y calizas, materiales que presentan entre sí diversas alternancias. A veces resulta difícil el reconocimiento de la potencia, debido a motivos tectónicos y en todos los casos es imposible la determinación de edad, dada la pobreza de fauna. La datación se ha basado en un ensayo de correlaciones litológicas con los afloramientos devónicos situados más al N. correspondientes a la Hoja de Valcarlos y ya descritos en ella por razones de proximidad y de una aparente dirección de capas común, al menos parcialmente. El trabajo de A. CHESTERIKOFF (1963) ha sido un apoyo importante para el estudio y realización del Paleozoico por nuestra parte. La existencia de materiales carboníferos se limita a la parte noroccidental de la Hoja y constituyen una prolongación de los situados también en la Hoja de Valcarlos.

2.1.2 DEVONICO

2.1.2.1 Emsiense Inferior-Medio (D_{13}^{1-2})

Es una formación constituida por areniscas cuarcíticas claras, con brechas de un cemento rojizo y cantos de arenisca blanca y pizarras rojas. Presenta también intercalaciones de dolomías y pizarras. Sobre el conjunto anterior yacen unos esquistos verdes, silíceos, muy compactos, con una potencia de 5 a 15 m. Es difícil reconocer la potencia de toda la formación.

Se atribuye la misma edad que a la «Formación Urepel» descrita en la Hoja de Valcarlos, dada su similitud litológica.

2.1.2.2 Emsiense Superior (D_{13}^3 y Dc_{13}^3)

(D_{13}^3): Suprayace a la anterior una formación constituida por una alternancia de areniscas y dolomías de color beige; a continuación siguen dolomías grises con algunas pasadas esquistosas y otras arenosas. Presenta una potencia de unos 350 m. Correlacionando estos caracteres litológicos con las series estudiadas al N. en la Hoja de Valcarlos, pueden corresponder a la «Formación Quinto», de edad Emsiense Superior.

(Dc_{13}^3): Sobre la anterior se dispone una formación que consta de esquistos dolomíticos en bancos, con frecuencia piritosos y color claro. A veces se intercalan bancos de cuarcita. Continúan dolomías algo calcáreas de color negro, con pasadas de esquistos. La potencia total representa unos 300 m. Carece de fauna toda la formación, a excepción de crinoideos, pero éstos tienen un valor nulo a efectos de datación. El conjunto puede

compararse a la parte inferior de la «Formación de Urquiaga», que según se expone en la vecina Hoja de Valcarlos corresponde a Emsiense Superior.

2.1.2.3 Eifeliense-Frasniense Inferior (D₂₁₋₃₁⁰⁻¹)

Esta formación yace sobre la anterior y está constituida por esquistos margosos y dolomíticos, negros y blandos, en parte con intercalaciones arenosas y en parte con lentejones de calizas o margas. Tienen una potencia total de unos 400 m. Contienen *crinoideos* y *ortoceras*, pero carecen de fauna determinativa. La similitud de los caracteres litológicos, en relación con la formación de la Hoja de Valcarlos, permite encajarlos dentro de las unidades denominadas allí como «Formación Odiá» y «Esquistos Argús» y atribuirlos por tanto la edad Eifeliense-Frasniense Inferior.

2.1.2.4 Givetiense-Frasniense Inferior (D₂₂₋₃₁⁰⁻¹)

Intercalada dentro de la anterior se sitúa una formación que consta de calizas (calcoesquistos) grises, masivas, sin estratificación. Presenta una potencia de unos 200 m. y muchos fósiles recristalizados en su totalidad, por lo que no tienen valor cronoestratigráfico. Es comparable con las «calizas de Iturrumburu» descritas en la Hoja de Valcarlos, a las que corresponde la edad citada.

2.1.2.5 Frasnense Medio-Superior (D₃₁²⁻³)

Está constituida la presente formación por la «Formación Trepá», las «cuarcitas Ocoro» y la parte baja de los «esquistos Artesiaga», el conjunto de los cuales puede resumirse del modo siguiente:

La primera consta de cuarcitas, areniscas calizas y esquistos en los primeros 70 m., el resto hasta los 150 m. carece casi de areniscas. La segunda consta de cuarcitas claras con pasadas de esquistos, con una potencia media de unos 160 m. Se superpone la tercera formación citada, que está constituida por esquistos arcillosos, a veces algo arenosos, con un espesor comprendido entre 150 y 300 m. Dentro de los límites de la Hoja, este conjunto se encuentra en contacto mecánico con las formaciones inmediatas. Las potencias dadas corresponden a la Hoja de Valcarlos.

2.1.3 CARBONIFERO

Todas las formaciones correspondientes a esta edad y que se refieren a la presente Hoja han sido descritas con más detalle en la vecina de Valcarlos, donde ocupan una extensión considerable.

2.1.3.1 Viseiense-Namuriense B (H_{1-1}^{A-Bb})

Este nivel lo constituyen las formaciones «caliza pastel Suriain» y «esquistos abigarrados Arga». La primera es de color rojizo y azulado, con una potencia de 10 a 20 m. M. WIRTH (1967) encontró conodontos del Viseiense. Suprayacen a la anterior unos esquistos rojos y verdes con algunas intercalaciones dolomíticas, que forman lentejones según se asciende hacia el techo; la potencia representa de 50 a 60 m. En su parte inferior M. WIRTH (1957) determinó mediante conodontos una edad Viseiense y en la superior (J. KULLMANN, 1970) dató el Namuriense B con goniatites.

2.1.3.2 Namuriense B (H_1^{Bb})

Consta de una formación carbonatada de 300 m., y comienza con dolomías en la base (Hd_1^{Bb}), y sobre ellas yacen las «magnesitas de Eugui» (Hm_1^{Bb}). Continúan dolomías y por último calizas con esquistos calcáreos. La magnesita es un cambio lateral de facies de las dolomías. Dentro de éstas aparecen esquistos, ricos en goniatites que datan esa edad.

2.1.3.3 Namuriense B-Westfaliense? (H_{1-2}^{Hb-B})

Sobre la formación ya citada H_1^{Bb} yacen unos esquistos y grauwacas con niveles de conglomerados. Aquellos son siempre monótonos y con frecuencia arenosos y bandeados, presentando a veces finas pasadas de grauwacas; muy ocasionalmente, y en la parte alta, estas últimas manifiestan un engrosamiento considerable. También en la parte alta existen niveles de conglomerados con cantos de unos 2 cm., de cuarzo lechoso y silexitas, con un cemento silíceo y arenoso. A todo este conjunto se le denominó como «formación Olazar» y resulta difícil reconocer su potencia. En la parte baja y alta se determinaron ejemplares de fauna y flora respectivamente, que dataron Namuriense B y Westfaliense para la zona N. fuera de los límites de esta Hoja.

2.2 TRIASICO

2.2.1 GENERALIDADES

El Trías se presenta en facies germánica, y de sus tres niveles sólo se reconoce el Buntsandstein, constituido por elementos clásticos. D. MÜLLER (1969 y 1973), basándose en la comparación detallada de perfiles estratigráficos, causas tectónicas y condiciones de sedimentación, dividió el Buntsandstein para la zona N. de esta Hoja en cuatro formaciones: «conglomerado basal», «formación de areniscas», «wechsel-folge» y «röt». Las dos inferiores constituyen una unidad. La existencia de la última es dudosa y sólo

se ha reconocido en algún punto aislado, razón por la que no se considera. El Triás se extiende casi exclusivamente por la parte central de la Hoja, constituyendo la mayor parte del denominado «domo de Oroz-Betelu», definido por A. CHESTERIKOFF (1963), que corresponde a todos los afloramientos paleozoicos y triásicos donde estos últimos están en contacto, bien mecánico o bien discordante, con los del Cretácico. También existe en la parte noroccidental.

2.2.2 BUNTSANDSTEIN INFERIOR-MEDIO (T_{G11-12})

El Buntsandstein comienza con el «conglomerado basal», y donde éste no existe, con la «formación arenisca», siempre en contacto discordante sobre los tramos paleozoicos. Excepcionalmente hay un punto donde comienza con una formación cuarcítica brechoide muy enriquecida en sílice, constituyendo un pitón de exageradas proporciones y situado en el cruce de carreteras próximo al pueblo de Arive, al norte del domo.

- a) «Conglomerado basal». Está constituido por cantos de cuarzo lechoso, cuarcita y a veces sílexitas y areniscas. Los cantos son bien redondeados y con un diámetro de 0,5 hasta 25 cm. Con frecuencia presentan concavidades en su superficie que indican los efectos de presiones tectónicas. El cemento es de color rojo pálido a gris-rojo, de naturaleza silíceo y muy duro, de tal forma que a veces las fracturas afectan tanto a cantos como a cemento. La formación presenta una potencia de 0 a 40 m.
- b) «Cuarcitas brechoides basales». Sólo en un punto se localiza esta formación, y corresponde al cruce de carreteras próximo a Arive, donde se encuentra en contacto con la formación (DC₁₃³) ya descrita. Está constituida por cuarcitas brechoides, de cemento silíceo, y tonalidades blancas, grises y rojizas. Para A. CHESTERIKOFF (1963) se han depositado estos materiales sobre una especie de fosa existente en la formación dolomítico-caliza infrayacente, originada como efecto de una intensa acción kárstica.
- c) «Formación de areniscas». Está situada sobre el «Conglomerado basal» o bien sobre el zócalo paleozoico. En el muro y techo tiene límites netos y presenta continuidad y uniformidad, reduciéndose sus afloramientos casi exclusivamente al entorno del «domo de Oroz-Betelu». Se presenta generalmente en forma de bancos gruesos, de color rojo claro, violáceo a gris rojo; el grano es de tamaño fino a medio y el cemento es silíceo, a veces también ferruginoso. La arenisca tiene mica fina, distribuida en desorden espacial y presenta estratificación cruzada, cuyo ángulo varía entre 8 y 20°.

Toda la formación presenta un mínimo de potencia de 45 m. en el río Irati, al N. del domo de Oroz-Betelu, en las proximidades del pueblo de Arive, y un máximo de 110 m. en el mismo río, al sur de dicho domo.

2.2.3 BUNTSANDSTEIN MEDIO-SUPERIOR (T_{G12-13})

Con límite neto se sitúa sobre la «Formación arenisca» anterior una alternancia arenisca, limolita y argilita que D. MÜLLER (1969) ha denominado «Wechsel-Folge». No se ha reconocido la existencia del «conglomerado superior de Buntsandstein», que en las Hojas situadas más al N. subdivide a dicha formación alternante. Esta consta de areniscas rojo-marrón a marrón-rojo, de grano fino a muy fino, y limolitas y argilitas de color rojo-marrón. Verticalmente hay una variación irregular de potencia en los niveles. Las areniscas tienen un cemento silíceo, en general algo calizo, y están dispuestas en placas finas y medianas, rara vez gruesas. Los planos de estratificación son ricos en mica, que forma laminillas de considerable tamaño en relación con las de la formación infrayacente y además concordante con dichos planos. Este conjunto representa una potencia de 200 m. como máximo y sobre el río Irati, al S. del domo, corresponde a 90 m. No se han encontrado fósiles para este conjunto, sin embargo, dada la casi identidad de facies con la de la Hoja de Maya de Baztán, donde en el «conglomerado superior» han aparecido determinados ejemplares de flora que permiten fijar una edad Buntsandstein Medio, es factible atribuir la misma edad a la presente facies.

2.2.4 BUNTSANDSTEIN SUPERIOR (T_{G13})

Suprayace a la anterior y está formada casi esencialmente por argilitas rojas, con escasos niveles de areniscas y limos también rojos, conjunto que goza de las mismas características ya citadas para la formación anterior. En puntos aislados aparecen hiladas de caliza, razón por la que podría asimilarse al Röt. Pero ante la ausencia de las argilitas varioladas, que constituyen otro carácter importante, se ha optado por considerar la presente formación como perteneciente a la ya denominada «Wechsel-Folge».

2.2.5 FORMACION (T_G)

Dada la dificultad de separar las distintas formaciones del Buntsandstein en la zona noroccidental de la Hoja, se ha cartografiado como indiferenciado. Está constituido, por tanto, de una mezcla de las distintas formaciones ya descritas, es decir, areniscas rojas y grises y la alternancia de areniscas, limolitas y argilitas.

2.3 CRETACICO

En esta Hoja no hay representación de terrenos jurásicos. El Cretácico aflora, aunque no completo, especialmente en la mitad N. de la Hoja. Por razones paleogeográficas se estudia separadamente en dos zonas, de afloramientos diferentes:

- En el borde NO., el Cretácico está representado por margas y areniscas en un tipo de sedimentación flysch, que es continuación de los extensos afloramientos del Cretácico Superior de la vecina Hoja de Gulina. Como isleos tectónicos, y a lo largo del importante cabalgamiento de Roncesvalles, aparecen retazos de un Cretácico calizo en facies urgonianas.
- En la zona central, bordeando la estructura de Oroz-Betelu, así como en algunos anticlinales más al S., aparece un Cretácico más completo, con diversos tramos bien diferenciados, muy diferente litológicamente del anteriormente mencionado.

2.3.1 EL CRETACICO DEL BORDE NO.

Se distinguen dos niveles cartográficos.

2.3.1.1 Nivel C_{16-21}^{3-1} (Albiense-Cenomaniense Inferior calizo)

Corresponde a una serie de afloramientos dispersos, cuya posición está en conexión con la falla inversa de Roncesvalles, a través del cual el Macizo Paleozoico de Quinto Real cabalga las series mesozoicas meridionales. Hay que suponerlos arrancados de la base de una potente serie de facies flysch, por lo que aparecen muy tectonizados y es imposible presentar una columna, aunque parcial, de los mismos.

Están mayoritariamente constituidos por calizas brechoides, calizas arenosas y calizas organógenas con facies similares a las urgonianas, aunque muy recrystalizadas. Son especialmente espectaculares las brechas de matriz caliza con bloques de todos los tamaños, desde 1 m. hasta el microconglomerado, con materiales paleozoicos y triásicos (especialmente abundantes), sin redondear, así como cantos de la propia caliza. La matriz de estas calizas corresponde a una biograpelesparita (calcarenita) de matriz recrystalizada, con miliólidos, políperos, algas, rudistas, etc.

Existen también calizas microbrechoides, con acumulaciones de fósiles, arenosa, con restos de orbitolinas, algas, briozoos y rudistas.

De la microfauna encontrada cabe destacar los moldes de orbitolinas referibles a:

Orbitolina gr. concava

Daxia cenomana

junto con

Lithothamnium

Ataxophragmiidae

Quinqueloculina

y demás especies banales.

Esta fauna, junto con la litofacies (afín al Urgoniano en sentido amplio), nos induce a atribuirle una edad que puede abarcar desde el Albiense Superior al Cenomaniense Inferior.

Este tipo de facies recuerda, en ciertos aspectos, las calizas con rudistas de la cuenca de Vera de Bidasoa, aunque allí iban precedidos de una serie detrítica basal, que presentaba todos los indicios, como sucede aquí, de una muy rápida y corta sedimentación proveniente de los macizos emergidos en su proximidad. La especial posición tectónica de los afloramientos de esta Hoja impide una correlación con ciertas garantías. Por otra parte, puede tratarse igualmente de la prolongación de las formaciones urgonianas desarrolladas al Oeste.

2.3.1.2 Nivel C₂₆ (Maastrichtiense en facies flysch y de margas)

Estos terrenos aparecen con estratificación invertida, limitados al N. por el cabalgamiento de Roncesvalles. Al S. son cubiertos concordantemente por el Paleoceno.

Forman, en conjunto, la continuación de los niveles terminales del Cretácico Superior, generalmente con sedimentación de tipo flysch, que se extienden hacia el Oeste en gran parte de la Hoja de Gulina.

Con una potencia total del orden de los 1.250 m., cabe distinguir dos tramos atendiendo a su litología:

- a) Un tramo inferior de, al menos, 550 m., caracterizado por una alternancia de sedimentos pelíticos y areniscas calcáreas con diversas estructuras sedimentarias frecuentes en el flysch: graded-bedding, laminación paralela, convoluciones, ripples, etc. Son escasas marcas basales como «flute-carts», «grooves», etc. Algunos bancos son muy ricos en huellas de origen biológico: palaeodyctum, helminthoides, etcétera.

La proporción entre estos dos elementos principales son muy variables, así como los tamaños de los bancos de arenisca. En conjunto no hay bancos muy gruesos de areniscas, aunque algunos tramos son de un neto predominio de los tramos detríticos.

En la base aparecen bancos brechoides y con nódulos de sílex.

Son muy frecuentes los bancos de calizas arcillosas de grano muy fino, tanto por encima como por debajo de los bancos de arenisca.

- b) Un tramo superior, de unos 650 m., fundamentalmente margoso con nula o escasísima presencia de bancos detríticos. En la base alternan margas arcillosas y calizas arcillosas, que dan paso a francas margas de tono rojizo, tan características en toda la zona occidental de Navarra de la terminación del Cretácico.

La datación de estos tramos como pertenecientes al Maastrichtiense ofrece pocas dudas, ya que es abundante la microfauna.

El Maastrichtiense Inferior está bien representado por:

Nummofallotia cretacea

Globotruncana gansseri

Globotruncana citae

Navarella joaquina, etc.

El Maastrichtiense Superior, por:

Racemigumbellina fruticosa

Globotruncana contusa

Globotruncana elevata stuartiformis, etc.

Es dudosa la presencia del Campaniense, en tanto que el Maastrichtiense está bien datado en toda su extensión.

Los tramos margosos superiores contienen, con cierta frecuencia, ammonites, pero en el ámbito de esta Hoja no podemos mencionar ningún hallazgo.

2.3.2 CRETACICO DE LA ZONA CENTRAL

Su posición tectónica es clara: discordante sobre la estructura del domo de Oroz-Betelu (siempre sobre materiales triásicos) y cubierta, normalmente, por los sedimentos paleocenos. Su conjunto forma una verdadera secuencia positiva: tramo detrítico basal, calizas y dolomías en su parte media y un potente tramo arcilloso superior. La evolución tectónica del domo es causa, sin embargo, de que el tramo detrítico basal esté escasamente representado por una probable erosión del mismo, que hace que en muchas ocasiones son las calizas y dolomías las que se apoyan discordantemente sobre el Trías. Por otra parte, las margas superiores hacia el Sur pasan a calizas arenosas y areniscas calcáreas (calizas «nankin»). constituyendo, en cierto modo, la

transición lateral a las facies continentales («Garumniense») desarrollada más hacia el Sur y Este.

Estudiaremos separadamente estos tramos litológicos.

2.3.2.1 Nivel (Cs_{16-21}^{3-1}). Tramo detrítico basal

Se encuentra exclusivamente en el borde norte de la estructura de Oroz-Betelu. Los afloramientos son escasos a causa de la fuerte meteorización a que está sujeto.

Con una potencia total, que puede estimarse en un mínimo de 120 m., está formado fundamentalmente por areniscas ferruginosas, rojizas, o de colores claros, y conglomerados. Las areniscas contienen, con cierta frecuencia, secciones de orbitolinas y niveles carbonosos. El afloramiento más interesante se debe a una calicata antigua en la ladera derecha del río Urrobi, donde puede observarse una alternancia de paquetes gruesos de areniscas con estratificación cruzada y rasgos de bioturbación, juntamente con arcillas arenosas y areniscas lenticulares con gran abundancia de restos vegetales. Estos caracteres litológicos sugieren unas facies similares a las «Utrillas», con posibilidad de ambientes deltaicos o marinos muy restringidos.

Los conglomerados afloran discordantes sobre el Trías y pasando lateralmente a areniscas y microconglomerados en bancos gruesos, y con estratificación cruzada. Los cantos son casi exclusivamente de cuarzo y cuarcitas.

Estos tramos habían sido descritos anteriormente (R. CIRI et al, 1963) en un corte a lo largo del río Urrobi, señalando igualmente la presencia de conglomerados en la base con intercalaciones de margas esquistosas negras carbonosas, y areniscas grises y rojizas con orbitolinas en la parte superior.

CHESTERIKOFF (1963), por su parte, señala la presencia de calizas arenosas con orbitolina en la parte superior de este tramo detrítico, con lo que el conjunto aparecería formando una secuencia de conglomerados-areniscas-calizas.

Es difícil una datación precisa de estos niveles a causa de su escasez de fauna, ya que las orbitolinas, mal conservadas, son los únicos fósiles existentes. Un apoyo importante puede obtenerse, sin embargo, a través de la comparación de las litofacies con otros afloramientos regionales. Facies similares o, al menos, condiciones de sedimentación muy próximas, presenta el supraurgoniano de la Barranca, de edad Cenomaniense Inferior (RAT, 1957), los depósitos de la base de la cuenca flysch de Vera (Hoja de Vera de Bidasoa, MAGNA) y las pudingas de Mendibeltza, por lo que siguiendo a los autores anteriormente mencionados (R. CIRI et al, 1963) hemos atribuido a este tramo una edad que comprende el Albiense Superior y el Cenomaniense Inferior.

2.3.2.2 Nivel C₂₄. Dolomías y calizas

No es fácil observar el contacto inferior de este tramo con otros materiales que no sean los del Triásico, sobre los que aparecen discordantes. El contacto con el tramo detrítico descrito es casi siempre tectónico. Sólo en algunos afloramientos al E. de Espinal aparece este tramo aparentemente sobre las areniscas del Albiense Superior-Cenomaniense Inferior (corte de CIRI et al., 1963).

Forman un tramo litológico que destaca bastante en la morfología, aunque muy enmascarado por la cobertura vegetal. Calizas y dolomías son las rocas más frecuentes en esta formación. Las dolomías, de colores rosáceos o claros, aspecto sacaroideo, arenosas, son especialmente frecuentes en la base de este tramo, pero con una distribución irregular (borde NE. de la estructura de Oroz-Betelu). En su base presentan a veces brechas con materiales triásicos. Al microscopio se presentan como calcarenitas dolomitizadas o en vías de dolomitización, con cristales idiomorfos de dolomita. Son masivas, en general. Al S. de Arive se miden hasta 100 m. de estas dolomías.

En los tramos menos dolomitizados se ha encontrado una microfauna de miliólidos de edad Coniaciense-Santoniense (*Idalina antiqua*, *Nummofallotia cretacea*, etc.). La dolomitización, muy irregular en todo el paquete calizo, afecta especialmente a los términos inferiores y no alcanza al tramo detrítico.

Por encima, las calizas presentan una mayor variedad litológica. Un buen afloramiento lo constituye la cantera abandonada al E. de Espinal. Afectadas por varias fallas, pueden observarse calizas arcillosas grisáceas con nódulos de sílex, calizas con ostreidos, lamelibranquios, equínidos, etc., y calizas masivas. Estos paquetes, que ocupan una posición intermedia dentro del tramo que estamos considerando, contienen una microfauna muy abundante que permite datarlos como Santoniense (hasta un problemático Coniaciense Superior):

Idalina antiqua

Nummofallotia cretacea

Lacazina elongata

Globotruncana lapparenti tricarinata, etc.

Mención especial merece la parte superior de este tramo, representada por calizas, más o menos arenosas, con glauconita. La presencia de la glauconita es casi general en el contacto entre el tramo calizo y las margas superiores, pero la potencia de las calizas con glauconita varía extraordinariamente. Uno de los afloramientos más espectaculares está en la carretera de Erro a Esnoz. Allí afloran calizas masivas de color verdoso con una extraordinaria cantidad de glauconita, con más de 10 m. de potencia. Algunas cali-

zas son nodulosas. En otros puntos (al S. de Arive) la glauconita sólo se extiende unos 50 cm. en el techo de las dolomías. Son abundantes los restos fósiles: equínidos, lamelibranchios, etc.

Por último, hay que señalar el hecho de que la glauconita «penetra» en algunos lugares en las margas superiores.

Esto plantea un importante hecho estratigráfico y paleogeográfico, y es la ausencia del Campaniense a causa de un importante hiato estratigráfico que la glauconita señala por doquier.

La microfauna estudiada en todos los niveles con glauconita, tanto calizos como margosos, señala por un lado que en la zona oriental el hiato afecta más profundamente a las calizas Santonienses con *Lacazina elongata* y abundante glauconita, inmediatamente debajo de las margas, mientras que en la parte occidental las calizas con glauconita son de una clara edad Maastrichtiense (*Navarella joaquiní*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana arca ganseri*, etc.). Esto indica un movimiento ascensional que se trasladaba, en conjunto, de Este a Oeste, y es interesante señalar su posible afinidad con las rupturas intracampanienses señaladas por GARRIDO-MEGIAS (1973), quizá más acentuadas aquí por las características estructurales de la zona.

2.3.2.3 Nivel C₂₆^m, Margas y margas calcáreas

Constituye el tramo superior del Cretácico, muy extensamente aflorante y de gran monotonía. Aunque es corriente en la bibliografía, referente a él como «flysch» no hay en absoluto ninguna razón para aplicarle este término, tan controvertido, por otra parte. Si bien hay una cierta fracción detrítica, no hay ningún nivel arenoso en todo el paquete. Se trata realmente de un paquete margoso-calcáreo, con diferentes desarrollos de los tramos más o menos arcillosos. Da en su conjunto zonas deprimidas, y la mayor dureza del paleoceno que le recubre da lugar a espectaculares estructuras morfológicas de inversión de relieve, con sinclinales colgados, etc., especialmente en la parte Norte.

Ya hemos mencionado cómo su parte basal contiene, en ocasiones, glauconita y se presenta relativamente endurecida, existiendo, a grandes trazos, una disminución hacia arriba del contenido de carbonato. Sin embargo, se intercalan también paquetes de margas hojosas oscuras. Contiene nodulillos de pirita, mica muy pura diseminada y restos de equínidos. Son muy abundantes los inoceramus, así como ammonites, algunos de extraordinario tamaño (70 cm. de diámetro).

No hay ningún litotopo especial que podamos destacar.

La fauna es muy abundante y permite datar este tramo como Maastrichtiense. Aunque la microfauna detecta claramente los subpisos inferior y superior, no es cómodo reflejarlo en la cartografía.

Como más representativa podemos citar:

Globotruncana contusa
Globotruncana gansseri
Globotruncana stuarti
Globotruncana rossetta
Globotruncana elevata stuartiformis
Navarella joaquina

Además de varios ejemplares de ammonites y equínidos de gran tamaño, indeterminables, se han recogido:

Placenticeras placenta
Pseudophyllites (?) sp.
Bostrychoceras aff. *polyplacum*
Exiteloceras jeuneyi
Neocrioceras spinigerum
Pleuropachydiscus hoffmanni (?)
Hancriceras pseudogardeni
Anapachydiscus sp.
Empachydiscus aff. *isculensis*
Sphenodiscus lahiatus, etc.

según las determinaciones de ENADIMSA.

Por su parte CIRY et al, 1963, señalan en este tramo *Pachydiscus levyi* DE GROSSOUVRE, situándolo en la base del Campaniense Medio. Al no encontrar una microfauna determinativa de edad Campaniense hemos optado por ceñir este tramo al Maastrichtiense.

2.3.2.4 Nivel C₂₆^c

Se extiende casi exclusivamente por el cuadrante II de la Hoja y constituye un cambio de facies del anterior. Está formado por arcillas calcáreo-limosas (biosparitas arenosas) y calizas arenosas (biomicritas) a areniscas calcáreas. En todos los casos esta litología presenta una pátina de color crema, que permite una fácil identificación. Suelen disponerse en bancos de un espesor comprendido entre 40 y 80 cm. La potencia total de la formación representa un mínimo de 120 m. y un máximo de 220 m.

Caracteriza este nivel la microfauna siguiente:

Orbitoides media
Lepidorbitoides socialis
Siderolites calcitrapoides

2.4 Terciario

2.4.1 Generalidades

Se extiende el Terciario por gran parte de la Hoja, apoyándose en todos los casos sobre el Maastrichtiense y generalmente el contacto se realiza mediante el Paleoceno Inferior, bien sea en facies caliza o bien en dolomítica, tal como ocurre en casi tres cuartas partes del área de dicha Hoja; en la parte noroccidental existe un hiato estratigráfico correspondiente a ese piso y es el Paleoceno Superior, en facies más o menos margosa, el suprayacente. El Terciario pone de manifiesto dos tipos de facies bien diferenciadas, una que consiste en dolomías, calizas microcristalinas y arcillas más o menos calcáreas, correspondiente al Paleoceno Inferior y parte más o menos alta del Superior. Otra facies es el flysch alternando a veces con sucesiones rítmicas de calizas y margas. Algunas barras calizas adquieren con frecuencia gran extensión lateral y a menudo varían de potencia. Este conjunto comprende desde el Paleoceno terminal hasta el Luteciense Superior.

2.4.2 Nivel T₁₁^A

Sólo se ha diferenciado cartográficamente al sur de la Hoja, por ser ésta la única zona donde consta su total continuidad. Está representado por dolomías y calizas dolomíticas grises y su potencia se aproxima a 30 m. Han resultado azoicas y se atribuye esta edad por consideraciones regionales; en efecto, en algunos puntos de la Hoja su estudio al microscopio muestra «fantasmas» de Miliólidos y otra microfauna perteneciente al Paleoceno Inferior.

2.4.3 Nivel T₁₁₋₁₃^A

Se extiende por las tres cuartas partes de la Hoja (se excluye el cuadrante noroccidental) y presenta una litología de calizas microcristalinas, de color beige y aspecto «marmóreo» en muchos casos, que por cambio lateral de facies pasan a dolomías grises en determinadas zonas y con frecuencia ese cambio se realiza en la parte inferior del nivel. De una manera muy general se puede considerar que las dolomías están situadas en el cuadrante suroriental del área estudiada. Las calizas anteriores están jalonadas siempre por calizas arcillosas con porcentaje en carbonatos y potencia variable. El conjunto también varía su potencia según zonas, así en las partes noreste y surcentral representa unos 250 m., mientras que hacia el Oeste experimenta un adelgazamiento tomando un valor de 100 m., tanto en las proximidades del pueblo de Garralda, como en el valle del Urrobi, al sur del Paleozoico.

Aún más al Oeste, en el valle de Erro, la parte de serie correspondiente

al Paleoceno Inferior desaparece formando un hiato. Los primeros niveles calizos muestran microfauna de foraminíferos planctónicos, así:

Globigerinoides cf. *daubjergensis*
Globigerina cf. *compressa*
Globigerina cf. *triloculinoides*

grandes foraminíferos, tal como:

Discocyclina seunesi

y otros microfósiles, representados por:

Algas
Miliólidos
Briozoarios, etc.

Los tramos más altos, formados por calizas arcillosas, presentan microfauna planctónica constituida por:

Globorotalia cf. *pseudobulloides*
Globorotalia cf. *angulata*
Globorotalia cf. *velascoensis*
Globigerina cf. *triangularis*.

2.4.4 NIVEL T₁₃^A

Comprende una pequeña extensión al noreste de la Hoja y consta de arcillas calcáreas a veces arenosas. Representa unos 100 m. y está datado por la microfauna siguiente:

Globigerina cf. *triloculinoides*
Globigerina cf. *triangularis*
Globorotalia cf. *angulata*.

2.4.5 NIVEL T₁₃₋₂₁^{A-Aa}

Se extiende por el cuadrante noroccidental de la Hoja y tiene la particularidad de que se apoya directamente sobre el Maastrichtiense, existiendo pues un hiato estratigráfico que afecta al menos a todo el Paleoceno Inferior.

Está formado por calizas arcillosas en bancos de 30 cm. a 1 m., con un tránsito en sentido ascendente a facies más arcillosas. Los niveles de la base proporcionan ejemplares de *Globorotalia* cf. *velascoensis* y *Globorotalia* cf. *angulata*; los restantes de *Cibicides* cf. *alleni* y *Globorotalia* cf. *whitei*. El conjunto de esta microfauna data un Paleoceno Superior evidente, cuya potencia representa 50 m. Se superpone una facies flysch de arcillas calcáreas (con

contenido más o menos limoso) y areniscas de cemento calcáreo, las cuales constituyen bancos de 15 a 20 cm. y presentan caracteres turbidíticos, tales como «graded-bedding», estructuras basales, etc. La sucesión alternante representa una potencia superior a los 180 m. Desgraciadamente la formación es azoica, debiendo corresponder al Eoceno Inferior y de éste consideramos una parte como llerdiense, dada la proximidad de esta misma facies en la Hoja de Gulina, en la que sí se ha determinado esta edad.

2.4.6 NIVEL T₂₁₋₂₂^{Aa}

Consta de brechas y calizas brechoides, interpretadas ya por TEN HAAF y otros (1971), MUTTI y otros (1972) y RUPKE (1972), como de procedencia alóctona (olistostromas). Contiene dos secuencias que comprende una unidad inferior, constituida por acumulación de bloques calizos y «slump», y otra con transición hacia arriba a brechas con cantos cada vez más finos, donde se encuentran Nummulites en distribución caótica. Ocasionalmente muestran un cambio lateral a calizas de grano fino. Presenta una potencia de 2 a 20 m. Se considera esta edad por su posición estratigráfica, ya que está incluido este nivel en la formación que se estudia a continuación.

2.4.7 NIVEL T₁₃₋₂₂^{A-Aa}

Se extiende por el noreste de la Hoja y está formado de un flysch donde alternan areniscas o areniscas calcáreas, que a veces muestran «graded-bedding» y marcas basales, con arcillas calcáreas grises. La potencia representa un mínimo de 200 m. Se ha obtenido microfauna de:

Globorotalia aff. rex
Globorotalia formosa
Globigerina triangularis
Globigerina cf. linaperta

entre otros ejemplares.

2.4.8 NIVEL T₁₁₋₂₂^{A-Aa}

Se trata de un tramo complejo calizo, que corresponde lateralmente al T₁₁₋₁₃^A de la zona NE. de la Hoja, cuyo límite superior va siendo más alto cuanto más al Oeste, y que cambia paulatinamente de facies hacia el Sur a un flysch margoso de mucha mayor potencia y que permite la separación de distintos niveles cartografiables.

Su límite por cambio de facies hacia el Sur es imposible de delimitar cartográficamente y por eso la representación en el mapa de este paso ha

tenido que localizarse de forma algo arbitraria en la zona en que el cambio es más ostensible.

Está constituido por calizas en bancos alternando con margocalizas. El techo alcanza el Cuisiense Superior con:

Tritaxilina cf. *bermudezi*
Graudryinella sp.
Globigerina *primitiva*
Globigerina cf. *linaperta*
Globigerina cf. *soldadoensis*
Globigerina cf. *gravelli*
Globorotalia aff. *formosa*

2.4.9 NIVEL T₂₂^{Aa}

Tiene amplia difusión por toda la Hoja y comienza por un tramo carbonatado, que puede presentar distintos episodios; así, en unos casos solamente son arcillas calcáreas, en otros están alternando con calizas arcillosas o calizas, y muestra potencia variable, tanto el conjunto, que oscila entre 100 y 200 m., como cada uno de sus componentes. Suprayace al tramo anterior una serie flysch, con los bancos de arenisca calcárea generalmente finos y una potencia oscilante también entre los 100 y 200 m. La microfauna viene representada por ejemplares de:

Globorotalia aff. *rex*
Globorotalia aff. *aragonensis*
Globigerina cf. *linaperta*

Este nivel tiene con frecuencia barras de calizas brechoides (olistostromas) intercaladas. En toda la zona al sur del Paleozoico se observa la existencia de un hiato estratigráfico que afecta a parte del Paleoceno Superior y en el contacto con la Hoja de Aoiz al S. el hiato llega a afectar incluso a parte del Cuisiense. No ocurre así al N. de la presente Hoja, donde la serie permanece completa, e incluso es posible en algún punto la existencia de Ilerdiense.

Al noroeste corresponde lateralmente por cambio de facies a la parte alta del T₁₁₋₂₂^{A-Aa} y está formado por una alternancia de calizas arenosas y arcillas calcáreas en bancos finos de potencia bastante uniforme. Hacia el E. los bancos calizos se van haciendo más detríticos y pueden diferenciarse bien de T₁₁₋₂₂^{A-Aa} a los que recubren en esta zona.

El muro viene definido en las estructuras al N. de Zubiri por un banco de 3 a 4 m. de caliza con fauna Thanetiense, existiendo un hiato correspondiente al Ilerdiense.

Hacia el S. corresponde con T_{21-22}^{Aa} , que en la parte occidental de la Hoja es también Cuisiense, apoyándose como éste en el llerdiense de T_{13-21}^{A-Aa} .

Por el E., separado de él por el Cuaternario de Burguete, corresponde a T_{13-22}^{A-Aa} , ya que el límite inferior va descendiendo hacia allí como se ha dicho al tratar de T_{11-22}^{A-Aa} , al que recubre.

2.4.10 NIVEL T_{22}^{Aa}

Litológicamente idéntico a T_{13}^A , pero en distinta posición estratigráfica. Se atribuye esta edad por encontrarse dentro del nivel anterior.

2.4.11 NIVEL $T_{21}^{Ab1-Ab2}$

Al techo de T_{11-22}^{A-Aa} o de su correspondiente T_{22}^{Aa} se encuentra una alterancia de arcillas calcáreas dominantes con calizas margoarenosas en hiladas de poca potencia, dando lugar a un conjunto más blando que puede cartografiarse, en cuya base se encuentra:

Hastigerina micra
Globorotalia bullbrooki
Globorotalia aragonensis
Globorotalia bolivariana
Globigerina yeguaensis
Globigerina boweri
Globigerina cf. liraperta
Globigerina cf. senni

2.4.12 NIVEL $T_{21}^{Ab1-Ab2}$

Atraviesa la Hoja de Oeste a Este y consta de calizas brechoides, brechas y calizas de grano fino, grises y masivas en todos los casos. A veces se observan las secuencias ya descritas para el nivel T_{13}^A , así como la escisión en dos o más barras con margas intermedias. La potencia del conjunto varía entre 20 y 40 m. Generalmente son muy ricas en microfauna, con ejemplares de:

Globorotalia aragonensis
Globorotalia broedermanni
Globorotalia quetra
Globigerina primitiva
Globigerina soldadoensis

junto con:

Nummulites planulatus

Alveolina oblonga

Alveolina rutimeyeri

Esta asociación marca una edad del techo del Cuisiense a la base del Lute-ciense Inferior.

2.4.13 NIVEL T_{cb21}^{Ab1-Ab2}

También, como la anterior, a veces es una doble barra con las caracte-rísticas citadas en T_{c13}^A. Presenta una potencia de unos 50 m. Es muy rica en microfauna, pero toda ella corresponde al Cuisiense. Como está incluida en el dominio del Luteciense Inferior-Medio que se estudia en el apartado si-guiente, queda claro que esa fauna es resedimentada y confirma el carácter olistostrómico.

2.4.14 NIVEL T₂₁^{Ab1-Ab2}

Alcanza gran extensión por todo el sur de la Hoja y consta de un flysch, formado por areniscas de cemento calcáreo en bancos que no sobrepasan los 30 cm., alternantes con arcillas calcáreas de color beige. Con cierta fre-cuencia hay intercalaciones de calizas brechoides y calizas arcillosas (biomi-critas) con potencias inferiores a 20 m. En algunas zonas el conjunto tiene una potencia de 1.400 m. Las últimas presentan ejemplares microfaunís-ticos de:

Nummulites uronensis

Nummulites laevigatus

Nummulites millecaput

Alveolina frumentiformis

Asterodiscus stellaris

entre otros.

Los planctónidos están representados por:

Globigerinoides higginsi

Globorotalia spinulosa

Globigerina yeguaensis

Globorotalia buibrooki,

entre otros.

2.4.15 NIVEL T₂₁^{Ab1-Ab3}

Está situado en la parte suroccidental de la Hoja y el flysch con niveles calcáreos intercalados que lo constituyen presentan características muy similares al último nivel estudiado. En los tramos calcáreos se ha localizado fauna de:

Nummulites cf. aturicus
Assilina cf. exponens
Asterodiscus cf. stella.

Como ejemplares planctónicos se han determinado:

Plectina eocenica
Karreriella halkyardi
Globorotalia centralis
Assilina exponens
Catapsidrax echinatus,

entre otros.

2.4.16 NIVEL T_{C21}^{Ab2-Ab3}

Compuesto de calizas brechoides y calizas, también debe tener carácter olistostrómico. Representa una potencia de unos 15 metros, y en algunos puntos debe aumentar. La edad está determinada por su posición estratigráfica.

2.5 CUATERNARIO

2.5.1 NIVEL Q_C

Este Cuaternario está situado en la parte norcentral de la Hoja y constituye una mezcla de glacis y terraza. Contiene cantos semiangulosos, gravas, arenas, limos y arcillas.

2.5.2 NIVEL Q_T

Depósito formado en los valles de los ríos, corresponde a la terraza de inundación y queda interrumpido en los lugares donde se angostan los valles. Consta de gravas, arenas, limos y arcillas.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

La disposición tectónica de los materiales que afloran en esta Hoja es debida principalmente a las dos grandes etapas de plegamiento características de la región y que podemos englobar bajo el nombre de plegamientos hercínicos y plegamientos alpinos o pirenaicos. Cada uno de ellos ha dado lugar a una serie de estructuras y elementos tectónicos de diferentes características que estudiaremos separadamente.

3.2 TECTONICA PREHERCINICA

El estudio de los materiales paleozoicos de las Hojas vecinas (Valcarlos, Sumbilla) permite deducir que el hiato más fuerte y *orogénico* propiamente dicho tiene lugar entre el Namuriense B y el Estefaniense Medio, bien datados paleontológicamente. Es, por tanto, de edad Astúrica.

La tectogénesis astúrica deformó los sedimentos del geosinclinal transformándolo en un macizo constituido por pliegues de diversas formas, con estructuras de compresión y distensión, cizallamientos y dobladuras, corrimientos horizontales, fallas normales e inversas, esquistosidad y diaclasamiento. Esto origina una complejidad mucho mayor que la que ofrecen los materiales posthercínicos, debido no solamente a la superposición de la orogénesis alpina sino, más bien, a que la deformación astúrica se realizó en varias fases superpuestas unas sobre otras (H.-F. KRAUSSE, 1973).

Por otra parte, los materiales hercínicos afloran en esta Hoja en dos ámbitos muy diferentes. Al NO. aflora una pequeña parte del borde sur del macizo de Quinto-Real, estudiado extensamente en las mencionadas Hojas de Valcarlos y Sumbilla. En el centro aproximado de la Hoja afloran los terrenos hercínicos en forma de ventana stratigráfica, formando parte del llamado «domo de Oroz-Betelu». Estudiaremos separadamente las estructuras de cada una de estas zonas.

3.2.1 ESTRUCTURAS HERCINICAS DEL BORDE SUR DEL MACIZO DE QUINTO-REAL

Los materiales hercínicos de esta zona se ponen en contacto con las series posthercínicas a través de un importante accidente («cabalgamiento de Roncesvalles») de vergencia Sur, cuyo plano, cuando es visible, presenta una fuerte inclinación al Norte. Su trazado, bastante irregular, se ve jalonado por afloramientos del Trías y el Cretácico Inferior, que testimonian la intensidad de este accidente.

Los elementos tectónicos predominantes muestran en esta zona dirección N.-S. y NNO.-SSE., con una fuerte vergencia al O. y SO. Cabe destacar el anticlinal de Asturreta que, en su conjunto, describe una bóveda de plegamiento que se hunde axialmente, tanto al Norte como al Sur, bajo el flysch Namuriense. Según K. MOHR y A. PILGER (1965), por esta zona pasa el *lineamiento de Elizondo*, orientado de N. a S., que es un antiguo elemento de dirección N.-S., el cual cruza toda la cadena pirenaica y presenta todos los caracteres propios tanto estratigráficos como tectónicos, mineros y morfológicos que lo integran.

En esta zona termina, igualmente, el *cabalgamiento de Urquiaga*, de rumbo también N.-S. y vergencia O., que se prolonga considerablemente al Norte.

Estas estructuras forman parte de un amplio *arco de plegamiento hercínico*, con ejes de dirección N.-S. en esta zona, que pasan a la dirección NO.-SE. en la parte oriental del Macizo.

El análisis detallado de las estructuras permite comprobar la existencia de varias fases de deformación hercínicas. Una primera fase se traduce en pliegues (B_1) con franca vergencia O., isoclinales, volcados o tendidos, con esquistosidad de superficie axial (S_1), con frecuencia subparalela a los flancos y difícil de separar de la estratificación.

Estos elementos se presentan deformados por una segunda fase, con frecuentes interferencias (KLARR, 1973). Tienen algunas características propias, como son: escasa profundidad, con frecuencia simétricas y de gran ángulo y nula o escasa vergencia. La esquistosidad es menos penetrativa, y con más frecuencia se presenta como esquistosidad de fractura (fractura cleavage). Son más o menos normales a los ejes de fase 1, especialmente en las zonas, como en Macizo de Quinto Real, en que predominan los pliegues de fase 1. En esta zona, compuesta casi siempre por pliegues de un flanco vertical o volcado y un flanco normal, los pliegues B_2 - B_1 son los dominantes, es decir, que poseen una tectónica B'B que abarca todo el proceso singenético. Los pliegues B_2 - B_1 aparecen casi exclusivamente en los flancos normales de los pliegues B_1 , como ya puso de manifiesto KLARR (1971).

3.2.2 ESTRUCTURAS HERCINICAS DEL «DOMO DE OROZ-BETELU»

Constituyen estructuras muy complejas y en las proximidades de la Fábrica se observan anticlinales y sinclinales generalmente fallados en las charnelas. Estas estructuras, así como todas las demás situadas al sur de la ventana estratigráfica, tienen sus ejes con dirección NO.-SE. hasta las proximidades del contacto D_{13}^3 y Dc_{13}^3 , en la carretera. A partir de aquí y hacia el N. los ejes están situados en posición N.-S. El primer caso coincide con las direcciones de ejes existentes en la vecina Hoja de Valcarlos, más al N., mientras que el segundo lo hace con el *lineamiento de Elizondo*, ya citado con anterioridad. Resulta difícil obtener conclusiones de estos hechos. Las

vergencias son al O. y SO. para el primero y segundo caso respectivamente. Se desconocen los tipos de esquistosidades. Existe un accidente tectónico al que CHESTERIKOFF (1963) atribuye edad hercínica, que posteriormente se reactivó, y todo ello basándose en consideraciones de tipo estratigráfico. Se trata de la falla situada al N. de la ventana estratigráfica.

El mismo autor llega a la conclusión de que toda la estructura anticlinal del macizo de Oroz-Betelu, corresponde a un domo que comenzó su funcionamiento durante la orogenia hercínica.

3.3 TECTONICA POSTHERCINICA

En el estudio de los materiales posthercínicos distinguimos varias zonas.

3.3.1 DOMO DE OROZ-BETELU

La falla situada al N. de la ventana estratigráfica de dirección E.-O. afecta al Bunt y dada la diferente potencia de éste, a un lado y a otro de aquélla, es lógico pensar que dicho accidente se formó en esa época. De la misma manera las fallas situadas al NO. del domo y que afectan al Albiense justifican la distinta potencia de éste y por tanto debieron actuar en tal época. La terminación violenta del domo en esa zona de fallas supone la existencia de un área anterior de flexura o debilidad. Estas y otras observaciones de variaciones de buzamientos y cambios de potencia de los sedimentos (CHESTERIKOFF, 1963) permitieron suponer el funcionamiento del domo hasta el Cretácico Superior, así como su traslación paralelamente, asimismo, hacia el Sur. Su dirección es NO.-SE. y actualmente constituye un anticlinal de dirección finieocena. Respecto a las restantes fracturas o fallas existentes en dicho domo, sólo puede afirmarse de su edad que son postcretácicas, pues suelen afectar a materiales del Maastrichtiense. Como accidente más importante entre éstos hay que distinguir la presencia de la falla situada al sur del domo, con dirección NO.-SE. y buzamiento de 60 a 70° S. Hay un conjunto de fallas posteriores a ésta y de direcciones próximas a E.-O. y N.-S.

3.3.2 ZONA DE EUGUI

Comprende el área existente entre el *cabalgamiento de Roncesvalles*, al N., y las proximidades del pueblo de Eugui como límite S. Se distinguen dos estadios de deformación, en el primero de los cuales los pliegues tienen dirección N. 90°, con superficies axiales subverticales hacia el S., pasando hacia el N. a 40° N., y la esquistosidad es de plano axial. El segundo estadio presenta dirección de pliegues análoga al primero, y provoca en éste un agudamiento de los pliegues y deformación de la esquistosidad con acompañamiento de repliegues secundarios. Presenta planos de cizallamientos inver-

tos y horizontales con buzamiento al N. 45°, que recortan las estructuras. También ese segundo estadio muestra rotaciones de los planos de cizallamiento del primer estadio, llegando a alcanzar la dirección N-S. (ligados probablemente a heterogeneidades durante la deformación). Al segundo estadio corresponde el *cabalgamiento de Roncesvalles* y la causa sería la compresión N-S. de poca variación en dirección, pero evolucionando en el tiempo. Estos dos estadios o fases corresponderían con la fase finieocena (Gavarnie) contemporánea de la esquistosidad.

3.3.3 ESTRUCTURAS PREDOMINANTES

El resto de la Hoja presenta como característica común la disposición de las estructuras que muestran dirección variable entre la O.-E. y la NO.-SE., así como la vergencia que en todos los casos es S. o SO. Hay pliegues de extraordinaria longitud y supera a todos el situado en la parte S., que atraviesa casi toda la Hoja. Dada la distinta potencia de los materiales el estilo de pliegues varía, y así en la cuenca flysch debido a las grandes potencias existen disarmonías. La esquistosidad es de plano axial.

Los pliegues que existen al N. del macizo de Oroz-Betelu están muy comprimidos e incluso volcados como consecuencia de haber sufrido la acción de dos bloques rígidos, cuales son el anterior y el conjunto cuarcítico del Paleozoico (macizo de Aldudes), situado al N. en la vecina Hoja de Valcarlos. Las dos direcciones de ejes O.-E. y NO.-SE. ya citadas, nos indican la acción de dos fases tectónicas, como mínimo, que han afectado a los materiales. Comparando con la Cuenca de Jaca es probable que la zona NE. de la Hoja correspondiente a las Sierras Interiores, haya sufrido las primeras deformaciones en la fase intraluteciense o fase del Monte Perdido (primera fase en SOLER, PUIGDEFABREGAS, 1970) o también fase de Campanué (GARRIDO, 1973). La fase finieocena o de Gavarnie (SEGURET, 1970; GARRIDO, 1973) o bien finioligocena (SOLER, PUIGDEFABREGAS, 1970), es la responsable de la formación de los pliegues con esquistosidad de plano axial que existen en la zona.

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 CICLO PREHERCINICO

En el Devónico Inferior la cuenca de sedimentación debió estar sometida a movimientos de carácter variable, según muestra la rápida evolución de los depósitos, que en unos casos corresponden a aguas tranquilas (dolomías y esquistos) y en otros a aguas agitadas (areniscas y brechas).

Durante el Devónico Medio y parte del Superior la cuenca permanece in-

móvil, con depósito constante y correspondiente a aguas tranquilas (esquistos y calizas). Estos hechos se refieren al Paleozoico central de la Hoja.

En el Paleozoico del noroeste se deduce cómo durante el Frasnien Medio-Superior se repite la movilidad de la cuenca, dada la evolución rápida de los sedimentos (cuarcitas y esquistos). Más al norte de la Hoja la observación de diferentes potencias y facies entre los depósitos correspondientes al paso del Devónico Superior al Carbonífero Inferior puede justificar la existencia de una orogénesis de edad bretónica e incluso de movimientos sinorogénicos (H.-F. KRAUSSE, 1973). Durante la mayor parte del Carbonífero la sedimentación es continua, sin que haya indicios de carácter tectónico. La ausencia de depósito en la zona central durante el Carbonífero puede atribuirse a los movimientos sinorogénicos en el tránsito Devónico-Carbonífero ya citados, que provocaron una emersión, «cebando» quizá la iniciación del domo de Oroz-Betelu, puesto que hay indicios de su actuación a finales del Paleozoico. Entre el Namuriense B y el Estefaniense Medio se realiza en todos los Pirineos occidentales la orogenia de edad astúrica que deforma los sedimentos, originando plegamientos, corrimientos horizontales, fallas, etc.

4.2 CICLO POSTHERCINICO

4.2.1 SEDIMENTACION PERMOTRIASICA

La orogenia citada pudo impulsar aún más la acción del domo y aumentar la emersión durante el Pérmico, razón por la que en esta época no hubo sedimentación. Los materiales devónicos muy emergidos sufrieron una fuerte erosión y posterior peneplanización. Sobre este escenario comienza la deposición del Buntsandstein con carácter discordante, cubriendo totalmente los sedimentos devónicos que ya habían comenzado a ascender con anterioridad por la acción del domo y que en esta época tenía el eje aproximadamente en la posición que ocupa en la actualidad, el contacto entre los materiales del Buntsandstein y los cretácicos, situado al norte del macizo de Oroz-Betelu. La situación de tal eje fue la causa de una menor acumulación de sedimentos sobre él, que los depositados más al Sur. En éstos, la parte superior corresponde a zonas más profundas, faltando los conglomerados basales en el primer caso. Los materiales fueron abastecidos por un área fuente (relieve devónico) sometida a una fuerte erosión durante una primera época y que a través del tiempo, en líneas generales, suministra elementos cada vez más finos. Durante la deposición en esta época destaca la presencia de una falla situada al norte del macizo, que acumuló más sedimentos al sur de ella que al norte, y que posteriormente se reactivó, ya que en la actualidad topográficamente está más alta la serie más potente. El final del episodio de los materiales paleozoicos presentaba además de la peneplanización un paisaje cárstico muy desarrollado, según se desprende del relleno de aquéllos por elementos triásicos, observable en varias fracturas. Incluso en una zona situa-

da al norte del macizo se depositaron brechas areniscosas, hoy silicificadas, del Buntsandstein, ocupando un enorme «hueco» cárstico, a juzgar por la gran diferencia de altura existente en los contactos inferior y superior de esa acumulación con el zócalo paleozoico. Durante el Muschelkalk y Keuper no hubo sedimentación, probablemente a causa de la emersión debida a la actuación del domo. Este trasladó su eje paralelamente a sí mismo y hacia el Sur, ocupando su posición actual desde antes de la sedimentación Albiense, si bien también durante esa época y gran parte del Cretácico Superior continuaría actuando en su movimiento ascendente.

4.2.2 LA SEDIMENTACION CRETACICA

De nuevo hemos de hacer referencia a los dos ámbitos en que aflora el Cretácico en esta Hoja. En efecto, el giro que experimentan los ejes desde el macizo de Orcz-Betelu a la parte nordoccidental, así como el acortamiento debido al intenso plegamiento en esta zona hace que la posición relativa de estos afloramientos haya variado considerablemente desde su deposición, y los afloramientos del NO. aparecen ahora mucho más próximos que durante el período de sedimentación. Esto explica, por ejemplo, la presencia de los pellizcos tectónicos representados por calizas de facies urgonianas, que hay que considerarlas como pertenecientes al ámbito occidental de esta Hoja, donde ha existido, con diferente desarrollo, una sedimentación arrecifal o sub-arrecifal durante el Cretácico Inferior alto (Hojas de Gulina, Vera de Bidasoa). Por el contrario, en la zona central de la Hoja es evidente que el paleodomo de Oroz-Betelu constituye el elemento paleogeográficamente más importante. La ausencia de terrenos jurásicos y del Cretácico Inferior indica una emersión del macizo. El carácter, claramente transgresivo del tramo detrítico inferior (Albiense Superior-Cenomaniense Inferior), es el primer testimonio de una sedimentación posttriásica en esta zona. Constituye, en su conjunto, una secuencia expansiva, formada principalmente por depósitos marinos muy restringidos de facies similares a las «wealdenses». Esta transgresión apenas se extiende al este del macizo.

Al período Turoniense-Coniaciense correspondería un episodio regresivo, que se traduce en la falta de sedimentación de estos niveles y en la parcial erosión del tramo detrítico inferior.

Es con el Santoniense cuando tiene lugar, en esta zona, la mayor uniformidad de la cuenca, produciéndose la sedimentación de las calizas con lacuzinas en un ambiente de plataforma poco profunda, con aguas agitadas, como lo atestigua la presencia de algas y los numerosos fragmentos de fósiles que contienen. Al Norte tenía lugar una deposición de tipo flysch, a lo largo de los amplios surcos que con dirección pirenaica y polaridad Oeste se instalan en esta época.

Un nuevo episodio regresivo tiene lugar al final del Santoniense, siempre en relación con el movimiento del macizo de Oroz-Betelu. La presencia de

la glauconita marca este importante hiato estratigráfico, e incluso tal como señala CIRY et al., 1963, esta tendencia a la regresión ha podido conducir a una emersión temporal, como sugiere la existencia de superficies irregulares e, incluso, la de un carst antiguo relleno por los depósitos más recientes. La falta de sedimentación abarca, muy posiblemente, a todo el Campaniense, en esta zona. Al Norte proseguiría una sedimentación flysch, con las posibles rupturas a que daría lugar la fase intracampaniense detectada en los Pirineos Centrales (GARRIDO MEGIAS, 1973).

Durante el Maastrichtiense cesa la influencia del macizo de Oroz-Betelu y podemos ya relacionar entre sí todos los sedimentos de esta edad presentes en la Hoja. Así, mientras al Norte seguía desarrollándose una sedimentación flysch, con tendencia al relleno de la cuenca, en el Sur se instalan facies de plataforma poco profunda con una sedimentación en que alternan margas más o menos arcillosas y calizas arcillosas, pero sin influencias de aportes turbidíticos. Estas facies corresponden, respectivamente, a los afloramientos de la zona de Eugui (NO. de la Hoja) y los de la zona central (rodeando al macizo de Oroz-Betelu). Hacia la terminación del Maastrichtiense las facies flysch de Eugui dan paso a margas y calizas margosas de plataforma, que son generales para toda la región. El esquema paleogeográfico, sin embargo, se mantiene, y esta plataforma pasa lateralmente al Sur a las facies «nankin» de areniscas calcáreas, indicando una proximidad a la costa en esta dirección. El paso lateral entre las areniscas «nankin» y las formaciones continentales de facies «Garumniense» debe tener lugar, en efecto, algo más al Sur, como se deduce de los afloramientos de la Hoja vecina y a lo largo de las sierras marginales pirenaicas.

4.2.3 SEDIMENTACION PALEOCENA

Durante el Paleoceno Inferior continúa la regresión del Maastrichtiense tal como lo indican las facies constituidas por Miliólidos, Briozoos, Algas, etc., más someras que gran parte de las de la época anterior. A veces y verticalmente existen transgresiones como consecuencia de pequeñas pulsaciones dentro de la cuenca, pero siempre dentro de un episodio regresivo general. La sedimentación disminuye su potencia hacia el Oeste, e incluso al noroeste en el Valle de Erro no se realiza, y en ambos casos como consecuencia, probablemente, de la existencia de un umbral o alto fondo, que adquiere mayor envergadura en el segundo caso.

Sigue la regresión durante el Paleoceno Superior y dentro de la Hoja, en la mitad norte, se realiza una sedimentación margosa, mientras que en la sur es más calcárea y al mismo tiempo va interrumpiéndose al finalizar esta época y en esta dirección. Simultáneamente muy al Norte, en este Paleoceno terminal comienzan las primeras manifestaciones turbidíticas, como consecuencia de movimientos subsidentes.

4.2.4 CICLO SEDIMENTARIO EOCENO

No ha sido posible determinar las circunstancias del mar ilderdiense en la mitad norte de la Hoja. Sin embargo, en la sur se ha comprobado cómo durante el Ilerdiense se interrumpió la sedimentación. Más tarde, al comienzo del Cuisiense, en la mitad norte continúa la sedimentación flysch iniciada durante el Paleoceno terminal en algunos puntos, mientras se inicia en otros más al Sur. Asimismo en esa época para la mitad sur los depósitos son margosos. Más adelante, ya avanzado el Cuisiense, la cuenca es subsidente en toda la Hoja, con aportes de flysch. Se comprueba, pues, el hecho general para todo el Pirineo, de que el eje de subsidencia va desplazándose con el tiempo hacia el Sur, como consecuencia del levantamiento de la zona axial.

En nuestra zona el comienzo de la facies flysch en la base del Cuisiense al Norte, así como el cambio a facies margosas al Sur durante esa misma época, coincide con la pulsación o fase de colocación del Manto de Cotiella (SOLER y GARRIDO, 1970). Al Este también es contemporánea con dicha pulsación la formación del olistostroma de Abaurrea. Durante el Luteciense Inferior-Medio continúa la subsidencia de la cuenca flysch y su traslación hacia el Sur. Al techo del Cuisiense y la base del Luteciense corresponde en la mitad sur de la Hoja el depósito de un olistostroma, que la atraviesa toda de Este a Oeste y que es coetánea en el tiempo con la fase o pulsación del Manto de Pedraforca (GARRIDO, 1973), una de las rupturas notables citadas por este autor. Posteriormente durante todo el Luteciense Inferior-Medio dentro de la deposición flysch se forma algún otro olistostroma, tal como el existente al Norte del pueblo de Zunzarren, en el Valle de Erro, y que no está en relación con ninguna ruptura notable.

En el Luteciense Superior continúa la sedimentación flysch con la presencia de algunos probables olistostromas y durante ese período debieron iniciarse las primeras deformaciones que afectarían a los depósitos situados al noreste de la Hoja principalmente, en consonancia con la fase del Monte Perdido o de Campanue. Durante el Biarritziense no hay vestigios de sedimentación en el área de estudio, pero sí deformaciones tectónicas que corresponden a la fase finieocena o de Gavarnie (SEGURET, 1970; GARRIDO, 1973), a juzgar por la esquistosidad de plano axial que en la cuenca de Jaca es contemporánea de esa fase. La disposición de los materiales en la Hoja cuando llegó dicha pulsación o fase, determinaron la intensidad de acción de ésta sobre ellos y así el «domo de Oroz-Betelu» actuó como bloque rígido, si bien se plegó en parte de la misma manera que las sierras al Noreste y Sur constituidas por materiales netamente calcáreos, mientras que los depósitos plásticos de flysch, en muchos casos deslizaron y se plegaron disarmónicamente. Posteriormente la zona pasa a situación erosiva y sólo se producen pequeñas fracturas que cortan a las deformaciones o accidentes tectónicos producidos con anterioridad.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Las mineralizaciones en la Hoja son de tipo filoniano, si exceptuamos la del Barranco Erreka, y se encuentran en los bordes del domo.

En la falla al N. del macizo de Oroz-Betelu, próxima al pueblo de Arive, está situada una de las mineralizaciones importantes y se ha intentado su explotación. Dicha falla pone en contacto el Devónico con el Buntsandstein. La montera muestra indicios de sulfuros de cobre y mercurio, y recientemente se ha observado en profundidad la existencia de una mayor cantidad de tetraedrita y cinabrio.

En Arrieta, al SO. del domo existe un filón de cuarzo impregnado de sulfuros de cobre y mercurio. El cobre se ha difundido en forma de malaquita y azurita. La roca encajante está constituida por las areniscas del Buntsandstein.

Más al N. de la mineralización anterior y siguiendo el río Urrobi se encuentra otra, en el grupo de fallas muy próximas al contacto del Buntsandstein con el Albiense. Un filón de 50 cm. de potencia y rellenando una de las fallas (dirección O.-E.), contiene sulfuros de cobre.

La última mineralización está situada en el Barranco Erreka, aún más al N. que la anterior y próxima también al río Urrobi. Yace sobre las calizas y dolomías del Santoniense Superior, y parece que no está ligada a fracturas. Se han reconocido blenda, galena, cobre gris y cinabrio. Las tres primeras se encuentran en contacto directo con las rocas, mientras que el cinabrio lo está de una forma muy difundida.

CHESTERIKOFF (1963) realizó un estudio sobre la paragénesis de todas estas mineralizaciones.

En la actualidad sólo se explota una cantera en toda la Hoja y está situada en el pueblo de Abaurrea Alta, al noreste de la misma; en ella se explotan las calizas del Paleoceno Inferior.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Las precipitaciones dentro de la Hoja son considerables, pero existe la dificultad de que los materiales son, en gran proporción, prácticamente impermeables (margas y flysch). La permeabilidad de los acuíferos es por fracturación y el más importante de ellos está representado por las calizas del Paleoceno Inferior-Superior dada su continuidad y potencia. Menor importancia tienen las areniscas de la base del Buntsandstein, puesto que aun en el caso de que tengan suficiente fracturación, su superficie aflorante es pe-

queña y aun cargándose por los ríos, siempre tendrían una profundidad prohibitiva para su explotación. Otro acuífero importante lo constituye la barra o barras calizas del Cuisiense Superior-Luteciense Inferior, como lo demuestra el hecho de que el río Urrobi en el estiaje disminuye su caudal considerablemente e incluso se anula en las proximidades del pueblo de Nagore, al S. de la Hoja, una vez atravesada esa unidad litológica. Parece confirmado el hecho de que existe comunicación subterránea entre este río y el Irati. Respecto a estructuras favorables para almacenamiento de agua existen buenos exponentes, ofreciendo quizá más posibilidades entre todas ellas el sinclinal situado al S. de la Hoja y en las proximidades del pueblo de Artozqui, cuyos acuíferos pueden cargarse en los ríos Urrobi e Irati. Sin embargo, «a priori» resulta difícil prever éxitos si no se dispone de los suficientes datos como es nuestro caso, aparte de las complicaciones propias de los acuíferos cársticos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA (1882).—«Edad de las ofitas». *Comis. Mapa Geol. España*, 9, pp. 93-96, Madrid.
- AGUILAR TOMAS, M. J. (1971).—«Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica».
- CARBAYO, A.; H.-F. KRAUSSE y A. PILGER (1971).—«Mapa Geológico de España-Valcarlos, 91/26-06, E: 1:50.000». *IGME*.
- CIRY, R. (1951 a).—«L'évolution paléogéographique de l'Espagne septentrionale au crétacé inférieur». *IGME, Libro Jubilar*, tomo II, pp. 17-52.
- (1951 b).—«Observations sur la crétacé de la Navarre espagnole à Nord-Ouest de Pampelune». *C. R. Acad. Sci. Séance* 2, pp. 72-74.
- CIRY, R.; M. AMIOT y P. FEUILLEE (1964).—«Les transgressions crétacées sur le massif d'Oroz-Betelu (Navarre espagnole)». *Bull. Soc. Géol. France*, 5 sér., 5, pp. 701-707, París.
- CHESTERIKOFF, A. (1963).—«Etude géologique et métallogénique de la région de Burguete-Arive-Arrieta (Pays basque espagnol)». *Thèse Doct. 3^e Cycle Fac. Sc. Univ. Paris*, 127 p., 1 carte géol., París (non publiée).
- DE BOER, H.-J.; H.F. KRAUSSE; K. MOHR; R. MULLER; A. PILGER y H. REQUADT (1974).—«La region de magnésite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales espagnoles: Une explication de la carte géologique». *Pirineos*, 111, pp. 21-39, Jaca, 1974.
- DUBAR, G. (1926).—«Les mouvements de mers dans les Pyrénées et dans le NE. de l'Espagne aux temps jurassiques». *C. R. XIV y Congr. Geol. Intern.* Madrid.
- EWERT, F. K. (1964).—«Geologie des Südteiles der Baskischen Pyrenäen». *Diss. Westfälischen Landsuniversität (Münster)*.

- FEUILLEE, P. (1963).—«Contribution à la connaissance du Crétacé moyen du nord et de l'ouest de la Navarre espagnole». *Actes IV^e Cong. Intern. Et. Pyrénéennes*.
- (1970).—«Y a-t-il des flysch pyrénées?». *Bull. Soc. Geol. de France* (7), XII, 1970, núm. 4, pp. 603-611.
- FEUILLEE, P. y P. RAT (1971).—«Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques». *Extr. de Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. I. F. P. Colloques et Séminaires*, tomo 2, núm. 22.
- FEUILLEE, P., y J. SIGAL (1965).—«Presencia de un nivel con *Globotruncana* helvética Bolli (Turoniense) en la región vasco-cantábrica». *N. y C. IGME*, número 8C, pp. 85-90.
- FOURNIER, E. (1905).—«Etudes géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive». *Bull. Soc. Géol. France*, 4 Sér., 5, pp. 699-723, 16 figs., Paris.
- GARRIDO MEJIAS, A. (1973).—«Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central». *Tesis doctoral. Universidad de Granada*.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1950).—«Breve noticia sobre hallazgos paleontológicos en el Paleozoico de los Pirineos vascos». *Rev. de Estudios Geol.* número 11, pp. 245-249, Madrid.
- (1950).—«La magnesita de Eugui (Navarra)». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid*, 48, pp. 67-70, Madrid.
- (1951).—«Die Lagerstätten des sedimentären Magnesites im Paläozoikum der Westpyrenäen». *Berg. u. Hüttenm., Mh.*, 96, 11, S. 221-227, Wien, 1951.
- (1954).—«Observaciones geológicas en el flysch Cretácico-Nummulítico de Guipúzcoa». *Monografía Inst. «Lucas Mallada» de I. C.*, núm. 13, II T.
- (1956).—«Datos paleontológicos sobre los terrenos paleozoicos del valle alto del Arga, Quinto Real (Navarra) e Irún (Guipúzcoa)». *Act. 2.^o Congr. Intern. d'Etudes pyrénéennes*, Luchon-Pau, 1954, 2 (sect. 1), pp. 61-72, 7 fig., Toulouse.
- (1965).—«Aportaciones gráficas al estudio de la magnesita sedimentaria de Asturreta (Navarra)». *Est. Geol.*, 20, pp. 315-337, 31 fig., Madrid.
- GUBLER, Y., y D. SCHNEEGAN (1948).—«Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacées Inférieur)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1948, pp. 130-131, Paris.
- HAAF, E. ten, R. van der VOO y H. WENSINK (1971).—«The S-External Pyrenees of Huesca». *Geol. Hundschau*, v. 60, pp. 996-1009.
- HOTTINGER, L. (1961).—«Acerca de las alveolinas paleocenas y eocenas». *N. y C. IGME*, núm. 64, p. 37, Madrid.
- HOTTINGER, L., y H. SCHAUB (1961).—«División en pisos del Paleoceno y del Eoceno. Introducción de los pisos Ilerdiense y Biarritziense». *N. y C. IGME*, núm. 61, pp. 199-234, Madrid.

- KRAUSSE, H.-F. (1974).—«The tectonical evolution of the Western Pyrénées». *Pirineos*, 111, pp. 69-96, Jaca.
- KRAUSSE, H.-F.; H. REQUADT y L. VILLALOBOS (1974).—«Estratigrafía del Paleozoico del Macizo de Cinco Villas (Navarra)». *Actas del VII Congreso Intern. de Estudios Pirenaicos* (en prensa).
- LAMARE, P. (1927).—«Sur la structure des pyrénées navarraises». *C. R. XIV^e Congr. Geol. Intern.*, tomo 2, pp. 693-698, Madrid.
- (1931 a).—«Sur l'âge des couches à facies "flysch" de la zone sudpyrénéenne en Navarre». *C. R. Somm. S. G. F.*, 4 mai 1931, 9-10, 107-109, París.
- (1931 b).—«Les éléments structuraux des Pyrénées basques d'Espagne. Essai de synthèse tectonique». *Bull. Soc. Geol. France*, tomo I, pp. 95-130.
- (1936).—«Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne». *Mém. Soc. Géol. France* (N. S.) 12, 27, 464 pp., 305 fig., 7 pls., 1 carte géol. colorée au 1:200.000. París.
- (1952).—«La structure géologique des Pyrénées basques». *Act. 1^{er} Congr. Intern. pirineístas. Instituto Estudios Pirenaicos. San Sebastián*.
- LEON, L. (1972).—«Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno». *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXIII-III (234-241).
- LOTZE, F. (1953).—«Salzdiapirismus im nördlichen Spanien». *Z. dt. geol. Ges.*, tomo 105.
- (1960).—«Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, tomo 3, pp. 132-144, Stuttgart.
- LLOPIS LLADO, N. (1948).—«Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo». *Miscelánea Almera*, tomo 1, Barcelona.
- (1965).—«Sur la paléogéographie du Dévonien du Nord de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1965, 9, pp. 290-292, París.
- (1966).—«Sur la paléogéographie du Nord de Espagne pendant le Dévonien Supérieur». *C. R. Acad. Sc.*, 262, Sér. D, pp. 2417-2420, París.
- MALLADA, L. (1882).—«Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, tomo 1, pp. 1-64, Madrid.
- MANGIN, P. (1958).—«Observaciones sobre la orogénesis pirenaica durante el período nummulítico». *N. y C. IGME*, núm. 52, pp. 125-132.
- (1959-60).—«Le Nummulitique sur-pyrénéenne à l'ouest de l'Aragon». *Rev. Pirineos*, núm. 51-58, Zaragoza.
- MÜLLER, D. (1971).—«Perm und Trias im Valle del Baztán (Spanische westpyrenäen)». *Dissertation, Fak. Natur-u. Geisteswiss, T. U. Clausthal*, 128, 15 Abb., zahlr. Profiltaf, u. 2 geol. Karten, Clausthal-Zellerfeld.
- MUTTI, E.; H. LUTERBACHER; J. FERRER y J. ROSELL (1972).—«Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino nella zona centrale subpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 391-416.

- PALACIOS, P. (1897).—«Ofitas de la provincia de Navarra». *Bol. Com. Mapa Geol. España* (1895), 22 (2 sér., 2), pp. 173-274, Madrid.
- (1915).—«La formación wealdense en el pirineo navarro». *B. Com. Mapa Geol.*, tomø XXXIV, p. 9.
- (1919).—«Los terrenos mesozoicos de Navarra». *B. Com. Mapa Geol.*, tomo XL.
- PILGER, A. (1959).—«Zur Genese der Magnesite in den Westpyrenäen». *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 111, 1, S. 198-208, 7 Abb., 2 Taf., Hannover.
- RAGUIN, E. (1967).—«Étages tectoniques dans les pyrénées hercyniennes». «*Etages Tectoniques*», *Colloque Neuchâtel, 18-21 abril 1966*, pp. 203-209, 1 fig. (ALA Bacouinière). Neuchâtel.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (región cantábrica)». *Mem. Inst. Geol. M. E.*, 78 (3 vol.), 357 pp., 141 lám., Madrid.
- RAT, P. (1960).—«Les pays crétacés basco-cantábriques». *Presses Univ. de France. Publ. Univ. Dijon*, tomo XVIII, p. 68, fig. V.
- REGUANT, S. (1960).—«A propósito de dos nuevas aportaciones al conocimiento del Nummulítico español (Pirenaico y Subpirenaico)». *N. y C. IGME*, número 60, p. 73, Madrid.
- REQUADT, H. (1972).—«Zur Stratigraphie und Fazies des Unter- und Mitteldevons in den spanischen Westpyrenäen». *Unveröfftl. Dissertation, Fak. Natur-u. Geisteswiss. Techn. Univ. Clausthal*, 170 S., 40 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfeld, 1971 und in: *Clausthaler Geol. Abh.* 13, 113, S., 40 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfeld, 1972.
- (1974).—«Aperçu sur la stratigraphie et la facies du Devonien inferieur et moyen dans les Pyrénées Occidentales d'Espagne». *Pirineos*, 111, 109-127, Jaca.
- RICHTER, D. (1965).—«Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Transportrichtung im Flysch der baskischen Pyrenäen». *Geol. Mitt.*, 4, 2, S. 153-210, 42 Abb., Aachen.
- RIOS GARCIA, J. M. (1960).—«Algunas áreas especiales de las zonas subpirenaicas y de la cuenca del Ebro». *N. y C. IGME*, núm. 58, II Trim., páginas 183-218.
- RIOS GARCIA, J. M.; A. ALMELA y J. GARRIDO (1944).—«Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo navarro». *N. y C. IGME*, número 16, p. 57, Madrid.
- RUPKE, N. A. (1972).—«Geologie Studies of an Early and Middle Eocene Flysch Formation, Southwestern Pyrenees, Spain». *Ph. D. thesis, Princeton University*, p. 372.
- SEILACHER, A. (1963).—«Aportaciones al estudio de la facies flysch». *N. y C. IGME*, núm. 72, Madrid.
- SOLE, J.; J. DEL VALLE y L. VILLALOBOS (1974).—«Memoria explicativa a la Hoja 26-05, Maya de Baztán, del mapa 1:50.000». *IGME*, Madrid.

- SOLER, R. (1971 a).—«Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)». *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXII, 5.º fasc., pp. 6-68, Madrid.
- (1971 b).—«El Jurásico Marino de la Sierra de Aralar. Los problemas post-kimméricos». *I Coloquio del Jurásico de España. «Cuadernos de Geol. Ibérica»*, núm. 2, Madrid.
- SOLER, R.; P. VERDIER; P. BODOU; P. SEHANS y G. VERGEL (1972).—«Analyse structurale du permis d'Ostiz (Espagne)». *S. N. P. A.*
- SOLER, M., y GARRIDO, A. (1970).—«La terminación occidental del manto de Cotiella». *Pirineos*.
- SOLER, M., y C. PUIGDEFABREGAS (1970).—«Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental». *Pirineos*, 96:5-20, Jaca.
- SOUQUET, P. (1967).—«Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre». *Thèse Doct. Sc. Nat. Arch. Orig. Centre Docum. C. N. R. S.*, Nr. 1351, 488 p., 13 cartes, 86 pl., Toulouse 1957 (édit privat, 529 p., 29 pl., Toulouse, 1967).
- (1967).—«Plegamientos al final del Cretácico o del comienzo del Terciario en la vertiente S. de los Pirineos». *N. y C. IGME*, núm. 93.
- STUART-MENTEATH, P. W. (1881).—«Sur la géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labour». *Bull. Soc. Géol. France* (1880-81), (3), 9, 1, pp. 304-333, 17 figs., 4 pls., 1 carte géol. 1:200.000, París.
- (1898).—«Sur la tectonique des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France* (3), 26, pp. 582-584, París.
- VILLALOBOS, L.; J. RAMIREZ DEL POZO (1974).—«Contribución al estudio del Cretácico superior de facies flysch de Navarra». *Rev. «Pirineos»*, 111: 5-20, Jaca.
- VOLTZ, H. (1964).—«Zur Geologie der Pyrenäiden im nordwestlichen Navarra, Spanien». *Diss. Westfälischen landesuniversität* (Münster).
- WIRTH, M. (1967).—«Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodontes». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 172, 2, pp. 179-244, Stuttgart.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA