



IGME

6-13

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

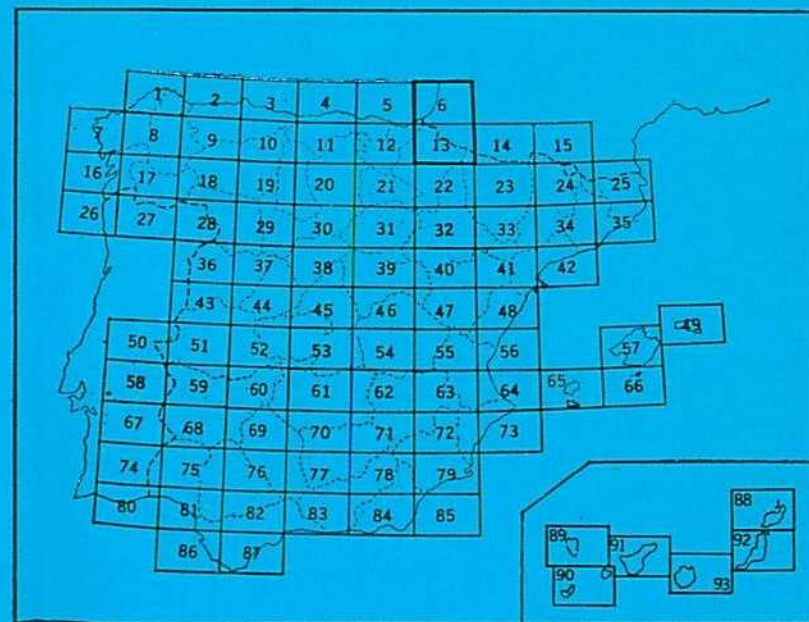
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

IRUN-PAMPLONA

Primera edición

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



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

IRUN-PAMPLONA

Primera edición

Esta Memoria explicativa ha sido redactada por J. DEL VALLE (Diputación Foral de Navarra) y O. RIBA y A. MALDONADO (Instituto «Jaime Almera» C. S. I. C., Barcelona.)

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E 1:500.000

Síntesis de la Carta Geológica

IRUN-PALMA

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

Depósito Legal: M - 28.513 - 1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Excelentísima Diputación Foral de Navarra está llevando a cabo desde el año 1968 una investigación geológica de la provincia para conocer mejor los recursos del subsuelo y promover su desarrollo. La primera fase de este estudio, consistente en la realización del Mapa Geológico a escala 1:25.000, se está llevando a cabo actualmente y se terminará durante el año 1973, a excepción de algunas zonas del Paleozoico, que por su extremada complejidad no podrán terminarse hasta 1974.

En el plan inicial de investigación estaba previsto el realizar una síntesis geológica de la provincia de Navarra al terminar la primera fase. Al iniciar el Instituto Geológico y Minero de España la ejecución del Mapa de Síntesis a escala 1:200.000, la Diputación Foral, deseando colaborar con el Instituto en la realización de este mapa, formó con los datos disponibles en aquel momento un mapa provisional de síntesis de la provincia, que puso a disposición del Instituto. Más tarde, éste solicitó de la Diputación Foral una Memoria explicativa del mapa. En el momento de la redacción de esta Memoria, los conocimientos que se poseían cuando se formó el mapa primitivo han sido ampliamente superados; pero, siguiendo el deseo del Instituto Geológico, se ha procurado realizar esta explicación de acuerdo con la información existente en aquel momento, para que se ciña al mapa.

En cuanto a la parte aragonesa de la Hoja, abarca sólo las Hojas del Mapa Topográfico Nacional números 118, «ZURIZA»; 145, «NAVASCUES», y 144, «ANSO».

2 GENERALIDADES

Navarra se divide en tres regiones naturales: la Montaña, la Zona Media y la Ribera. El relieve, el clima y, por lo tanto, el paisaje, diferencian enormemente estas regiones. Desde el punto de vista geológico, es más interesante la subdivisión de la Montaña en dos partes, la Montaña Alta y la Montaña Baja, y reunir ésta con la Zona Media.

La Montaña Alta abarcaría el Pirineo, comprendiendo la zona más abrupta situada al norte de la cuenca de Pamplona. La Montaña Baja, la zona de Mesozoico y Terciario marino y algunas áreas de Terciario Continental, como la Sierra de Izaga, el Perdón, etc., y quedará comprendida con la Navarra Media, que está ya totalmente ocupada por el Terciario Continental. Por último, la Ribera constituiría la tercera zona.

La Montaña Alta, situada al norte de la provincia, ocupa la región pirenaica. Las cumbres más altas están situadas al este, donde rondan los 2.000 m. Van perdiendo altura gradualmente hacia el oeste. De todos modos, el relieve sigue siendo abrupto, y de los grandes valles del Pirineo Central se pasa al dédalo de pequeños y estrechos valles de las Provincias Vascas. Disminuyen las proporciones, pero las pendientes se mantienen.

Siendo la primera barrera que Navarra ofrece a los vientos oceánicos, contra ella descargan gran parte de la humedad que arrastran, por lo que la precipitación media anual es muy elevada. El paisaje es verde jugoso, sobre todo en la parte occidental más próxima al mar y de menor altitud donde hay menos diferencia entre ambas vertientes de la cordillera.

En las zonas más altas dominan los bosques y los pastos, que en los valles han sido sustituidos por los cultivos. La cobertera vegetal dificulta enormemente la observación geológica.

Tectónicamente, esta zona se caracteriza por las estructuras largas con claras vergencias y su extrema complicación.

Al sur de esta zona se encuentra un área de transición entre la Montaña Alta y la Ribera: es la Navarra Media. El relieve no es tan abrupto, los valles se ensanchan y aparecen ya amplias zonas con cereales.

Las estructuras son más cortas, abundan las cubetas y braquianticlinales y las vergencias dejan de ser generales. Es el borde entre las formaciones marinas y las continentales del Ebro, que aquí se han visto sometidas a los empujes pirenaicos.

La precipitación es media. Los vientos oceánicos, que han descargado gran parte de su humedad al franquear la Montaña, aquí pasan sobre las últimas barreras montañosas antes de descender al valle del Ebro y pierden casi toda la humedad que les quedaba. Hay mucho más contraste entre las diferentes estaciones y la vegetación es ya de tipo mediterráneo.

La Ribera es mucho más llana. Los valles son ya amplísimos, con gran desarrollo de terrazas, escalonadas en la zona más alta y encajadas en la proximidad del Ebro. El aire, ya seco, produce un clima semiárido. El suelo

es fértil; en las vegas regadas hay huertas, mientras que en el resto hay viñas, cultivos de secano y algún olivar.

La estructura tectónica es muy simple, con grandes anticlinales halocinéticos que modelan el relieve, y amplias zonas con pequeños buzamientos que dan origen a una morfología de mesas.

La provincia de Navarra presenta un enorme interés geológico. Desde el punto de vista estratigráfico están representados en ella desde el Silúrico hasta el Plioceno. En ella se realiza el paso de las facies del Pirineo Central a las del Cantábrico y a las Alavesas. La mitad sur de la provincia está cubierta por depósitos terciarios continentales, correspondientes al Macizo del Ebro. En el extremo SO. se alcanza el borde de las facies ibéricas.

En cuanto a la sedimentología, se pueden estudiar ambientes fluviales, fluvioacustres y lacustres; el paso de formaciones litorales a salinas; facies arrecifales, flysch, salobres, etc.

El petrógrafo puede estudiar granitos y todo un cortejo de rocas básicas, diabasas, andesitas, ofitas, brechas volcánicas, etc. Hay apasionantes problemas de génesis de yacimientos, como las magnesitas de Eugui y Velate o los criaderos de fluorina del Carbonífero Superior.

La tectónica también ofrece enorme interés, ya que en Navarra se efectúa el paso del Pirineo Central al Cantábrico. Hay diversos estilos tectónicos, desde el pirenaico al puramente salino, pudiendo apreciarse la influencia en la cobertera de los desplazamientos del zócalo.

En la zona aragonesa, desde el punto de vista geológico aparecen bien distintas tres grandes unidades:

- a) El «Pirineo Axial», con la terminación occidental del Paleozoico, que se hunde por debajo de la cobertera mesocenoica. Este Pirineo Axial o paleozoico está compuesto sólo por los sistemas Devónico, Carbonífero y el Permotrias.
- b) La cobertera mesocenoica forma el abrupto morfológico de las llamadas «Sierras Interiores», constituidas por el Cretácico Superior y las calizas del Paleoceno Medio-Ilerdense; y, finalmente,
- c) El conjunto de «flysch» eoceno que se extiende hacia el sur, hasta la Canal de Berdún, fuera de la Hoja núm. 13.

3 ESTRATIGRAFIA

Siendo este trabajo de síntesis completamente provisional, en su redacción se ha dispuesto de información muy desigual. Hay zonas en las que se ha realizado un trabajo sistemático por los equipos de la D. F. N., y de las que se posee una amplia información; en otras hay una bibliografía más o menos extensa y más o menos antigua, y, por último, hay zonas de las que apenas existe información.

El Mesozoico y Terciario marino han sido anteriormente estudiados y se dispone de obras clásicas (LAMARE, RIOS, ALMELA y GARRIDO, RAT, LLOPIS, MANGIN, etc.). También se dispone de varias Hojas a escala 1:50.000

realizadas por C. I. P. S. A. Entre unas y otras, a pesar de la diversidad de criterios, se puede reunir información bastante buena.

El Paleozoico, en cambio, debido a la dificultad de su estudio, no solamente por su complicación tectónica, sino también por estar situado en un país húmedo con un recubrimiento vegetal intenso, ha sido poco estudiado y se viene arrastrando una cartografía antigua e inadecuada de mapa en mapa. Actualmente se están realizando investigaciones sistemáticas por los equipos de la Universidad de Clausthal; pero, por el momento, no se dispone de ellas.

El Terciario Continental presenta dificultades por su falta de fauna y sus frecuentes cambios laterales de facies. Hasta ahora, el único trabajo importante ha sido realizado por ORIOL RIBA, que ha hecho una síntesis interesantísima. El Servicio Geológico de la Diputación de Navarra está trabajando en varias Hojas de esta zona y con la ayuda de RAMIREZ DEL POZO se está consiguiendo hacer correlaciones válidas. De todos modos, por el momento, se realiza cartografía litológica, separando diferentes formaciones, y no se fija más que provisionalmente la edad de las mismas hasta tener cartografiada la totalidad de la zona, para tener una visión de conjunto que permita realizar las correlaciones con más seguridad, sobre todo en las zonas más pobres en restos fósiles.

Por todo ello se notará que algunos capítulos se tratan de forma mucho más concreta que otros, que quedan cojos, por falta de información o porque con los trabajos realizados se ha comprobado la inexactitud de las informaciones disponibles.

En el sector aragonés, las formaciones más inferiores que han sido descritas en los Pirineos, fuera del marco de esta Hoja, están representadas en los Pirineos centrales y orientales, aunque también han sido citadas en los Pirineos occidentales, cerca de Saint Jean-Pied-de-Port. En muchos sectores, estas series son afectadas por metamorfismo regional, que ha originado esquistos, gneisses y migmatitas en la base. En la mayor parte del Pirineo, este metamorfismo sólo asciende hasta el Silúrico Superior, afectando, rara vez, con cierta intensidad, a términos del Devónico. En el ámbito de la Hoja núm. 13, el Paleozoico Inferior, metamórfico o no, no aflora; es preciso desplazarse al alto valle del Cinca. Las formaciones más antiguas que afloran en los valles del Aragón Subordán y de Canfranc pertenecen al Devónico.

3.1 PALEOZOICO

El Paleozoico aflora en Navarra en tres macizos: el de Haya-Cinco Villas, en el extremo norte de la provincia; el de Quinto Real, al SE. del anterior, y el de Oroz Betelu, que es el de menos extensión, situado al SE. del de Quinto Real.

Estas son las zonas poco estudiadas de la provincia hasta ahora. La Universidad de Clausthal lleva varios años trabajando con mucho detalle en este Paleozoico y pronto se podrá disponer de una cartografía precisa.

En este mapa provisional de síntesis se ha tomado la cartografía de los

mapas del Servicio de la Carta Geológica de Francia, aun sabiendo que en muy breve plazo estarán superados.

Los niveles más bajos de la serie consisten en una potente serie de cuarcitas, que hacia arriba pasan a una alternancia de cuarcitas y pizarras que probablemente representan el Ordoviciense.

Por encima hay un nivel de esquistos negro muy plástico con graptolites que pertenecen al Gotlandés (esquistos carburados).

El Devónico comienza con un tramo de cuarcitas, pasando hacia arriba a esquistos con niveles de calizas, que se ha asignado al Gedinense.

Por encima hay un potente nivel de dolomías arenosas con intercalaciones en la parte alta de esquistos con braquiópodos, que representan al Coblenzense.

El Devónico Medio y Superior está representado por cuarcitas y una alternancia de esquistos y grauwackas.

Ahora bien, el Devónico tiene una amplia extensión en los Pirineos orientales, dentro de la provincia de Huesca, donde se encuentra muy bien representado en casi la totalidad.

En los Pirineos, dentro de este sistema, por lo general, se pueden diferenciar las series inferior, media y superior, basándose en criterios paleontológicos o en correlación de facies. Cada una de estas series alcanza una potencia máxima de unos 400 m. El Devónico Inferior está representado por el Gedinense y el Coblenzense. El primero, generalmente de una manera uniforme por pizarras (DALLONI, 1910, 1930; LAVERDIERE, 1930; SCHMIDT, 1931...), mientras que el Coblenzense lo está por pizarras, grauwackas y, localmente, calizas y margas. Hacia el E. hay mayor predominio de las calizas.

El Devónico Medio está fundamentalmente representado por calizas de diferentes facies: calizas masivas, calizas arrecifales..., localmente dolomitizadas, y calco-esquistos. Ha sido muy bien datado faunísticamente el Couvinense. El Givetense no ha sido datado faunísticamente, aunque diversos autores suponen su existencia (SCHMIDT, 1931; WENSINK, 1962; DALLONI, 1930; CAVET, 1957).

El Devónico Superior ha sido completamente datado en los Pirineos centrales y orientales. Generalmente, está representado por las calizas *griotte*, aunque también hay calizas masivas, grises o azules, pizarras abigarradas rojizas y conglomerados calcáreos. Hacia el O., las calizas *griotte* son menos importantes, estando representado el Devónico Superior por calizas impuras, pizarras y areniscas con *Spirifer verneulli* (LINGEN, 1960; MIROUSE, 1960; WENSINK, 1962; SCHWARZ, 1962; LITG, 1965).

La distribución regional del Devónico sería la siguiente:

1. En los Pirineos occidentales, término de Bielsa, provincia de Huesca, LITH (1965) distingue en el Devónico Inferior tres formaciones:
 - a) La Formación calcárea inferior, formada por calizas masivas claras, parcialmente recrystalizadas y muy localmente dolomitizadas, que tiene una potencia variable debido a la tectónica, calculándose que originalmente deberían de haber tenido unos 300 m. de potencia.

- b) *La Formación detrítica*, compuesta por pizarras, grauwackas y algunas calizas; ha suministrado abundante fauna, aunque no característica, y tiene una potencia de 200 a 600 m.
 - c) *La Formación calcárea superior*, representada por calizas finamente estratificadas y que tiene una potencia de 0-100 m. En la región del Gállego, al O. de la zona anteriormente descrita, WENSINK (1962) da un perfil ideal del Devónico Inferior cerca de Socotor. Este consta de una alternancia de pizarras y grauwackas en la base, con una potencia de unos 250 m.; una zona intermedia, compuesta casi exclusivamente por pizarras, con unos 100 m. de potencia, y una parte superior, en la que alternan las margas, calizas y areniscas, con unos 100 m. de potencia. En estas series ha sido recogida abundante fauna que data muy bien el Coblenzense, localizándose en la parte superior la zona fosilífera con *Spirifer cultrijugatus*. En el valle del Ara, entre las dos áreas anteriormente descritas, el Devónico Inferior (WENSINK, 1962) ha sido notablemente afectado por metamorfismo de contacto debido a la intrusión de plutones graníticos s. l. En el valle del río Aragón y a la altura de la estación de Canfranc hay afloramientos del Devónico Inferior (LINGEN, 1960) muy afectados por la tectónica. Por ello es difícil de reconstruir la serie estratigráfica, representada por pizarras negras y calizas detríticas oscuras y grises, que suministran una fauna marina del Coblenzense. Más al O. aún de estas zonas descritas, en el valle del río Aragón Subordán y en el área de Cravetas, SCHWARZ (1962) describe unas series del Devónico Inferior compuestas por una alternancia rítmica de pizarras y grauwackas en la base, que hacia los niveles superiores presentan intercalaciones de calizas cristalizadas y niveles de grauwackas con cemento calcáreo. La potencia es de unos 300 m., faltando la parte superior del perfil dado por WENSINK (1962) para el Devónico Inferior en Socotor.
2. El *Devónico Medio* está bien representado al NO. de Bielsa, en las proximidades de la frontera con Francia. En esta área, LITH (1965) distingue tres formaciones dentro de las series: la *Formación inferior* y la *superior* son bastante similares, y representadas por calizas nodulosas o bandeadas, impuras, y calcoesquistos, localmente pizarras. La potencia respectiva calculada es de 200 y 100 m.; la *Formación intermedia* está formada por calizas claras, bien estratificadas en la parte superior e inferior, alcanzando una potencia de 100 m. En la región del Ara, el Devónico Medio (WENSINK, 1962) está representado fundamentalmente por calizas de carácter arrecifal en muchos sectores, que localmente han pasado a mármoles por metamorfismo de contacto. En la región del Gállego, este mismo autor describe una serie para el Devónico Medio que presenta en la base un paquete de 30 a 50 m. de calizas y margas de diversos colores, muy fosilíferas, que datan del Couviniense. Sobre éstas se sitúa un

potente tramo de calizas bien estratificadas, que localmente pasan a arrecifes, con corales del Couviniense y una potencia total de unos 400 m. Al N. de Canfranc, en el valle del río Aragón, el Devónico Medio está representado (LINGEN, 1960) por 200 a 370 m. de calizas estratificadas en la base y masivas hacia el techo, con una facies predominantemente arrecifal, localmente dolomitizadas y en ciertas zonas brechoides. Estas han suministrado una fauna, no muy rica, que data el Eifelense, aunque al Givetense pueden pertenecer partes de estas series. En la zona de Arrallas de las Foyas, al NO. de la zona anteriormente descrita, SCHWARZ (1962) da un perfil del Devónico Medio compuesto por unos 350 m. de calizas claras, formadas casi completamente por biostromas de *Stromatoporidae*, que asimila al Couviniense.

3. Según LITH (1965), el *Devónico Superior* está representado al N. de Bielsa, en el área de la Estiva y de Chinipro, por pequeños afloramientos de calizas *griotte*, que contienen parte del Carbonífero Inferior, con una potencia total comprendida entre los 16 y 38 m. Por medio de conodontos se ha datado el *Famennense*, no habiendo criterios que permitan datar el *Frasnense*. En la región del Ara, WENSINK (1962) data un afloramiento de calizas con fósiles del Frasnense. En esta zona, las calizas arrecifales del Devónico Medio se extienden hasta el Frasnense. En la parte noroccidental del valle del Gállego (WENSINK, 1962), el Devónico Superior está representado por calizas que localmente presentan la facies *griotte*, asimiladas al Famennense, aunque sin criterios paleontológicos, siendo posible que en esta área las series detríticas —pizarras y areniscas con unos 400 m. de potencia— existentes bajo las calizas anteriores, pertenezcan al Devónico Superior. Al N. de Canfranc, LINGEN (1960) describe unas calizas facies *griotte* que contienen fauna no determinable y que, según SCHMIDT (1931), pertenecen al Famennense. En el valle del río Aragón Subordán, SCHWARZ (1962) da varias series del Devónico Superior localizadas en el barranco de Acherito y en el área de Cravetas, integradas por: a) calizas *griotte* alternando con pizarras rojizas; b) calizas claras amarillentas con margas. La potencia es de unos 20 m.

El Carbonífero comienza con niveles de dolomías en bancos, que en la zona de Asturreta contienen los yacimientos de magnesitas (Namuriense).

Hacia arriba pasan a un potente tramo de esquistos oscuros con niveles de areniscas, en facies Culm. En estos niveles se intercalan a veces lentejones calizos.

Este tramo, en la zona de Haya, cambia de aspecto, ya que las areniscas representan en bancos más finos, los que confiere al conjunto una gran plasticidad.

Al E. de Vera de Bidasoa, en el límite fronterizo próximo a Ibadin, se encuentran esquistos con capas de antracita, con un contenido muy alto en pirita, que se han explotado en las épocas de gran escasez de carbón. Con-

tienen abundante flora Estefaniense. En una zona tectónicamente complicada es difícil establecer su posición estratigráfica con respecto a los esquistos que la rodean, ya que los contactos están fallados.

Este sistema está representado en todo el ámbito de los Pirineos Oscenses de una manera muy irregular y en diferente extensión.

El Carbonífero Inferior en los Pirineos está representado principalmente por el Viseense, habiendo sido datado el Tournaisense en tiempos muy recientes (ZIEGLER, 1959) por medio de conodontos. El Tournaisense está representado por calizas, sobre las que se localiza un paquete de liditas, localmente con nódulos de fosfato cálcico. El conjunto no sobrepasa unas decenas de metros. Sobre este paquete, a su vez, localmente hay un conglomerado o micro-brecha de fragmentos de lidita, que puede sustituir enteramente a ésta. Este conjunto se puede encontrar directamente en algunos sectores sobre el Devónico Superior. Los nódulos de fosfato han suministrado una fauna que corresponde al paso Tournaisense-Viseense. El Viseense se ha puesto de manifiesto por medio de goniatites; *Goniatites crenistria* es el más común. En los Pirineos occidentales, el Viseense está representado por calizas oscuras, localmente bajo la facies *griotte*, que hacia el techo pasan a brechas, con una potencia de 50-100 m. Hacia el E. aumenta la proporción de términos detríticos intercalados en las series, llegando a constituir, al E. del río Esera, la casi totalidad de éstas, que comprenden inclusive el Carbonífero Superior.

El Carbonífero, en la totalidad de los Pirineos, está representado por pizarras, areniscas y conglomerados. El Namureense sólo ha sido datado con fósiles en los Bajos Pirineos (DELEPINE, 1953), aunque se supone que está ampliamente representado. El Westfalense, localmente conteniendo una rica flora, está bien desarrollado en los Pirineos centrales y occidentales (ROUSSEL, 1904; DALLONI, 1930; SCHMIDT, 1931...). El Stephaniense contiene carbón e intercalaciones volcánicas (ROUSSEL, 1904; DALLONI, 1930; SCHMIDT, 1931).

El Carbonífero Inferior está representado al N. de Bielsa en los mismos afloramientos que han sido descritos para el Devónico Superior (LITH, 1965). El Tournaisense ocupa la parte superior de esta formación anteriormente descrita, integrada por calizas *griotte*, habiendo sido datado por medio de conodontos. Sobre esta formación hay un paquete de liditas de 3 a 24 m. de potencia, sobre el que se sitúa un tramo de calizas marrones y rojas con intercalaciones de pizarras, con una potencia de 0-70 m. A su vez, éste soporta calizas oscuras, que en los perfiles mejor desarrollados presentan intercalaciones de pizarras en los niveles más superiores, que pueden tener 100 m. de potencia, y que localmente se continúan por un tramo de pizarras detríticas, que pueden alcanzar los 90 m. En las calizas de estos tramos superiores ha sido encontrada abundante fauna, que data el Viseense, pudiendo representar los términos detríticos más superiores la transición al Carbonífero Superior. En la región del Ara (WENSINK, 1962), el Carbonífero Superior está representado de una manera muy incompleta al S. de la zona axial por calizas del Viseense, a veces fosilíferas, que poseen en la base intercalaciones de conglomerados y areniscas y en la parte superior niveles intercalados de brechas calcáreas sedimentarias, con una po-

tencia total de unos 5 m. En la región del Gállego, para este mismo autor, el Carbonífero Inferior está constituido por series que tienen en su base un paquete de lilitas de 10 a 15 m., situadas sobre unas calizas *griotte* que atribuye al Famennense. Sobre éste se coloca un tramo calcáreo de 50 a 80 m. de potencia, de tonos oscuros con intercalaciones de brechas calcáreas hacia el techo. En ellas se han recolectado abundantes fósiles que datan el Viseense. Al N. de Canfranc, LINGEN (1960) describe varias localidades en las que se hallan series integradas por calizas masivas y bien estratificadas, que asimila al Carbonífero Inferior, aunque no encuentra criterios paleontológicos decisivos. En el valle del Aragón Subordán, N. y E. de Oza (SCHWARZ, 1962), el Carbonífero Inferior está compuesto por calizas de estratificación fina y frecuentemente con laminación paralela —que presentan intercalaciones de brechas en los términos más altos de las series— con una potencia ligeramente superior a los 100 m. en la parte occidental de la zona, y por una alternancia de calizas negras —frecuentemente bituminosas—, calcoesquistos y pizarras negras, que pueden alcanzar los 50 m., en la parte oriental de la zona. Sin embargo, el autor anterior no ha encontrado fósiles que permitan asignar a esta edad las series anteriormente descritas.

Al NO. de Bielsa, LITH (1965) describe series del Carbonífero Superior, que las divide en dos formaciones: la *Formación de grauwackas*, en la parte inferior, compuesta por una alternancia de grauwackas verde-oscuras y pizarras, con una potencia máxima de 500 m., y la *Formación verde*, compuesta fundamentalmente de pizarras verdes —con intercalaciones de areniscas y calizas—, que alcanza una potencia máxima de 400 m. El contacto entre ambas formaciones suele estar mecanizado en algunos sectores, aunque, según el anterior autor, no hay razones para dudar de una superposición estratigráfica normal. En la región del Gállego y del Ara (WENSINK, 1962), el Carbonífero Superior está representado por grauwackas alternando con pizarras, que contienen restos de plantas en la base. Son atribuidas al Namurense y alcanzan una potencia de 1.000 m. Sobre éstas hay grauwackas areniscas, micro-conglomerados y pizarras *cartón* oscuras, con una potencia de 1.000 m., y que contienen *Neuropteris schlehani*. Se atribuyen al Westfalense. Al N. de Canfranc, LINGEN (1960) describe series del Carbonífero Superior compuestas fundamentalmente por grauwackas micáceas alternando con pizarras también micáceas, en las que se intercalan pequeños niveles de calizas (uno de ellos formado por calizas de crinoides), y localmente, conglomerados y brechas. Las características de estas series sugieren que se trata de facies parálidas. Hay flora, en la que predomina *Calamites*, que permite datar el Westfalense, dudando este autor la presencia del Stephanense, aunque SCHMIDT (1931) supone su existencia en esta zona. La potencia de estas series es de 500-600 m. SCHWARZ (1962), en la misma área indicada, al tratar del Carbonífero Inferior, da series pertenecientes al Carbonífero Superior de 650 m. de potencia, compuestas enteramente por alternancia de grauwackas y pizarras. En la base de las series predominan las pizarras en unos 40 m. de potencia, mientras que en los niveles superiores se llegan a intercalar conglomo-

merados. En la parte superior de las series se ha recolectado una flora que data el Westfalense.

3.1.1 Permotriásico

Sobre el Paleozoico, y discordante con él, aparece un tramo detrítico, formado por conglomerados y areniscas con estratificación cruzada con colores predominantemente rojos, con intercalaciones de limolitas rojas y verdes, que en la literatura geológica se ha venido llamando Permotriásico.

En Navarra parece que casi todo el Permotriásico está comprendido en el Buntersandstein. P. LAMARE separa en los conglomerados de la base de este tramo unos que son poligénicos, con cantos calizos dominantes, que supone son Pérmicos, y el resto, que son monogénicos, con cantos bien rodados de cuarzo, lo asigna al Buntersandstein.

Estos sedimentos están bien representados en los Pirineos oscenses, en especial en el alto valle del río Aragón Subordán y al norte de Bielsa.

Se incluyen bajo esta denominación, en los Pirineos, unos sedimentos rojos detríticos continentales que, salvo algunas localidades, no han podido ser bien datados sobre una base paleontológica. Sin embargo, ha sido puesto de manifiesto el Pérmico, dentro de estos sedimentos, en varios puntos de los Pirineos, bien por medio de fauna marina (CARALP, 1903; SCHMIDT, 1931; DELEPINE, 1931; DALLONI, 1957), aunque algunas de estas dataciones son discutidas (DELEPINE, 1931), o con flora (DALLONI, 1913; SCHMIDT, 1931; DALLONI, 1938), y el triásico, por medio de flora del Buntersandstein (DALLONI, 1911 y 1913). Asimismo, la presencia de discordancias en determinadas regiones ha servido para establecer subdivisiones locales (CARALP, 1903; DALLONI, 1913 y 1930; DELEPINE, 1931; MISCH, 1934; MIROUSE, 1958 y 1959). Por último, basándose en criterios petrográficos, también se han distinguido diferentes series en estos sedimentos (VIRGILI, 1961).

Al NO. de Bielsa, el Permo-Trías está muy bien representado, en especial en el valle de Larri. Las series dadas por LITH (1965) varían de 15 a 120 m. de potencia. En un perfil característico de las mismas, tenemos en la base un nivel de conglomerados cuarzosos, con un máximo de 3 m. de potencia, que rellena pequeñas depresiones del yacente de la formación. Sobre éste se apoyan areniscas grises —unos 8 m.—, seguidos por una alternancia de areniscas y pizarras rojas que, a su vez, son coronadas por pizarras verdes que pasan al Triásico Medio. Localmente, hay niveles de calizas intercalados en las series. Hacia el O., el Permo-Trías no vuelve a reaparecer hasta el área del N. de Canfranc, donde alcanza un gran desarrollo. En esta área, INGEN (1960) realiza tres subdivisiones, basándose en criterios litológicos: P_1 , en la base, representada por niveles de pizarras arcillosas grises-rojas y lechos de calizas, con *laminación convoluta* y oolitos; P_2 , de carácter francamente detrítico, compuesta por areniscas y conglomerados. Son depósitos típicos de estratificación cruzada; P_3 , compuesta por pizarras, conglomerados, areniscas y algunos niveles de calizas. Hay *andesitas* en diques concordantes y en chimeneas volcánicas. La potencia de estas series, respectivamente, es: 100, 250 y 1.300 m. En la

**CUADRO RESUMEN DEL DEVONICO, CARBONIFERO Y PERMOTRIAS
EN LA ZONA ARAGONESA**

CRETACICO SUP.	CONIACIENSE	Conglomerado y dolomías. ~ Discordancia angular <i>Serie «Peña Mercantón».</i> Areniscas rojas y lutitas arenosas y arcillas, con intercalaciones de conglomerados monogénicos. Potencia: parte O., 800; parte E., 1.100 m. (*). <i>Serie «Pic Baralet».</i> Conglomerados poligénicos alternando con pizarras rojas, algunas. Potencia: parte O., 400 m.; parte E., 600 m. ~ Discordancia hacia el este, según MIROUSE (1958) <i>Serie «del Somport».</i> Pizarras rojas arenosas alternando con algunas areniscas de grano fino. Potencia: 30 m., que hacia el E. aumenta 350 m. en Somport. VAN DER LINGEN. ~ Discordancia angular. El Permotrias descansa indistintamente sobre el Carbonífero Inf. y Sup.
PERMOTRIAS 1.230-2.050 m.		
CARBONIFERO SUP. 650 m.	{ WESTFALENSE + NAMURENSE (?)	Alternancia rítmica de grauweekas y pizarras; hay intercalaciones de conglomerados cuarzosos; serie flyschoides con graded bedding, ripples de corriente, load casts, slump struct. y scour-and-fill structures. En la parte superior se halló: <i>Calamites suckovi</i> BRONGN., <i>Calamites</i> sp., <i>Cordaites</i> sp., <i>Lepidodendron</i> sp., <i>Neuropteris</i> sp. de edad Westfaliense. Potencia: 650 m.
CARBONIFERO INF. 50-100 m.	{ VISEENSE TOURNAISENSE (?)	En Arralla de las Foyas (parte O.), calizas negras bituminosas alternando con pizarras calcáreas. 50 m. En la parte central y E., calizas grises, con laminación paralela; brechas calcáreas en la parte alta. 100 m. Liditas. (¿No afloran?) 10-20 m.
DEVONICO SUP. 5-20 m.	{ FAMENNENSE FRASNENSE (?)	Dos series: a) En Bco. Acherito y Cravetas: Calizas nodulosas alternando con pizarras rojas («Griottes rouges des Pyrénées»), con: <i>Tornoceras</i> sp., <i>Orthoceras</i> sp., <i>Wocklumeria</i> sp., <i>Cheiloceras</i> sp., <i>Tornoceras bicostatum</i> HALL., <i>Crinoides</i>. 20 m. Edad: Famennense. b) En Arralla de las Foyas: Calizas amarillas y margas, con <i>Crinoides</i>. 4,5 m.
DEVONICO MED. 350 m.	{ GIVETENSE (?) COUVINENSE	Calizas, calizas brechoides, biostromas, biohermos («calcaires à Polyptères silicifiés»), con Estromatopóridos: <i>Stromatoporidae</i> div. sp., <i>Cyatophyllum caespitosum</i> (GOLDF.), <i>Heliolites</i> cf. <i>porosa</i> (GOLDF.), <i>Favosites</i> sp. 300 m. Edad: Couvinense. Calizas dolomíticas. 50 m.
DEVONICO INF. 280 m.	{ COBLENZENSE	Pizarras negras alternando con grauweekas, con <i>Fenestella plebeia</i> MC. COY., <i>Zaphrentis</i> sp., <i>Spirifer pellicoi</i> VERN., <i>Hapsiphyllum</i> sp., <i>Stropheodonta</i> sp., <i>Orthis</i> sp., <i>Athyris subconcentrica</i> VERN., <i>Atrypa reticularis</i> L., <i>Terebratula</i> sp. Edad: Coblenzense. 280 m.
SILURICO		No aflora.

(*) Rocas ígneas en Aguas Tuertas: sills de Andesitas. Edad Triásica, según SCHWARTZ.

región del río Aragón Subordán, SCHARZ (1962) distingue dos áreas del Permo-Trías, con un desarrollo ligeramente diferente al E. y al O. de Cravetas, respectivamente. En ambas hace una subdivisión del Permo-Trías, basándose en criterios litológicos: a) *Serie de Somport*, en la base, integrada por unos 30 m. de pizarras rojas con intercalaciones de areniscas rojizas de grano fino. b) *Serie de Baralet*, formada por conglomerados poligénicos gruesos alternando con pizarras rojas, con una potencia máxima de 600 m. c) *Serie de Mercantón*, en la parte superior, compuesta por areniscas rojas y limonitas, con intercalaciones de conglomerados, que alcanza una potencia de 1.100 m.

3.1.2 Triásico

Ocupa amplias zonas en la parte norte de la provincia, donde se presenta sobre el Permotriásico envolviendo los macizos paleozoicos. En el resto de Navarra aflora solamente en las estructuras diapíricas.

Las divisiones realizadas en el Triásico obedecen, como siempre que se halle en facies germánica, a criterios litológicos, y es muy posible que frecuentemente estas divisiones no sean isócronas. En la parte norte de la provincia, las calizas del Muschelkalk separan el Keuper de la parte alta del Buntersandstein, que por lo demás tienen un aspecto muy parecido. En caso de que no hubieran existido las calizas, es probable que la parte alta del Bunt se hubiera incluido en el Keuper.

3.1.2.1 Buntersandstein

Incluido en gran parte en el Permotriás. Está formado por areniscas silíceas con estratificación cruzada y con abundante mica orientada paralelamente a los planos de estratificación, lo que permite la extracción de losas. Contienen también abundante oligisto, que les proporciona el color rojo.

Hacia arriba van pasando a limolitas con tonos rojos y verdes con aspecto semejante al del Keuper, aunque sin yesos.

3.1.2.2 Muschelkalk

Calizas finas bien estratificadas, en general, con color gris oscuro. A veces se encuentran intercalaciones de margocalizas en estos niveles. Su potencia es variable y puede llegar a 150 ó 200 m.

Afloran en la parte norte de la provincia sobre el Buntersandstein y también en los diapiros, rodeado de margas yesíferas de facies Keuper.

3.1.2.3 Keuper

Margas abigarradas yesíferas, cuya potencia es muy difícil de calcular. En la parte norte de la provincia, los yesos no son muy abundantes y, desde luego, aparecen en mucha menor proporción que en los diapiros. Es lógico que en estas series salinas cambien las facies de las zonas más próximas

al borde a las más interiores de la cuenca, y en tal caso la menor abundancia de yesos en el norte tendría una cierta importancia paleogeográfica. Por otro lado, cabe pensar que en la evolución de una estructura diapírica, dada su mayor movilidad, los yesos tiendan a acumularse en la parte alta del diapiro, dando una falsa impresión de abundancia.

Es curioso que, en los diapiros navarros, al Keuper le acompañe el Muschelkalk y nunca el Buntersandstein. Si el movimiento ascensional ha sido producido únicamente por el Keuper, el Muschelkalk ha debido ser arrastrado hacia arriba por succión, pero resultaría más fácil de explicar su ascenso si se supone que los niveles margosos del Buntersandstein hubiesen participado en la mecánica diapírica.

3.1.2.4 Ofitas

Estas rocas básicas, cuyo origen todavía se discute, se han incluido aquí no porque se suponga que son de esta edad, sino porque tanto en la parte norte de Navarra como en las estructuras diapíricas aparecen asociadas geométricamente al Keuper. En los diapiros tienen siempre una importancia subordinada, pero en la banda de Keuper que jalona el borde meridional del macizo paleozoico de Haya-Cinco Villas, las ofitas tienen tanta o más importancia que el Keuper.

Las ofitas, posteriormente a su implantación, han sufrido una serie de transformaciones, como la aparición de epidota, cuarzo libre o crisotilo rellenando fracturas, la caolinización por actividad hidrotermal o el metamorfismo produciendo granulitas granatíferas. La relación del Keuper con las ofitas, yesos y caolín plantea una serie de problemas interesantísimos que quedan por resolver.

3.1.3 Jurásico

Aflora en una serie de bandas al sur del Macizo de Haya, en la Sierra de Aralar, en el diapiro de Alloz y en el extremo SO. de la provincia, al oeste de Fitero. Falta en el NE. de la provincia y al N. del Macizo de Haya y, por el contrario, se ha comprobado su existencia al norte de la Sierra de Alaiz y al NO. de Pamplona por medio de sondeos. Es difícil establecer cuál era la extensión de la cuenca de sedimentación y de qué zonas falta el Jurásico por erosión posterior.

La información que sigue ha sido extractada de los recientes estudios de LORENZO VILLALOBOS en Leiza, Aralar y Alloz.

La zona donde aparece el Jurásico más completo, por haber sido la menos afectada por los movimientos neociméricos, es la Sierra de Aralar, en la que se puede incluso ver el tránsito Jurásico-Cretácico Inferior. Más al norte, en la zona Leiza-Lecumberri, los niveles superiores han desaparecido por erosión y aparecen afectados en áreas extensas por metamorfismo que dificulta su estudio, y al sur, en la zona de Alloz, parece que el proceso diapírico se inició ya durante la deposición del Jurásico. Los datos publicados sobre los sondeos petrolíferos de la zona de Pamplona no permiten un estudio detallado del Jurásico, que han cortado.

La serie establecida en Aralar por L. VILLALOBOS y RAMIREZ DEL POZO es:

3.1.3.1 *Lias Inferior calizo-dolomítico*

Con un espesor aproximado de 80 a 100 m., en el que se distinguen varios tramos litológicos:

Dolomías y carniolas azoicas.

Calizas dolomíticas microcristalinas, con limo de cuarzo estratificado en bancos delgados.

Calizas microdolomíticas, con bandas de sedimentación e intercalaciones de micritas y pelmicritas.

Calizas micríticas, gris oscuras, en bancos gruesos. Microfacies de biomicritas con Lingulina, Ostrácodos y restos de Moluscos y Equinodermos. Localmente pueden pasar a oosparitas.

Los tres primeros niveles incluyen el Retiense (?) y Hettangiense, siendo al menos la mayor parte del cuarto nivel del Sinemuriense Inferior, aunque el límite con el Hettangiense no puede fijarse con exactitud.

Esta serie es válida también para la zona de Leiza-Lecumberri y para el diapiro de Alloz. En este último nota una variación en los espesores con respecto a los amplios afloramientos de Aralar, que puede ser debida a la tectonización posterior.

3.1.3.2 *Lias Superior margoso*

Con 150 ó 160 m. de espesor, en donde se reconocen:

40-50 m. de calizas micríticas y calizas arcillosas azuladas, alternando con finos niveles margosos, con Belemnites, Lamelibranquios y Braquiópodos.

100-120 m. de margas azuladas, generalmente en la base, y margas con intercalaciones de calizas arcillosas en la parte superior. Son micritas y biomicritas con Dentalina, Lenticulina, Lingulina y restos de Crinoideos. En la parte superior aparecen, por primera vez, los microfilamentos, que en toda la Cuenca Cantábrica tiene lugar dicha aparición en el Toarciense Medio. Las margas dan, por levigación, una microfauna generalmente pobre, entre la que destaca: Lingulina pupa (TERQ) y Dentalina terquemí (D'ORB), en la parte inferior, y Vaginulina proxima (TERQ) y Nodosaria fontinensis (TERQ), en la superior.

Este tramo es el más rico en macrofauna, con Ammonites, Belemnites, Lamelibranquios y Braquiópodos, cuyo estudio minucioso permitirá una subdivisión más fina.

Por la información suministrada por la macrofauna, microfauna y microfacies, sabemos que estos tramos comprenden al Sinemuriense Superior, Pliensbachense y Toarciense, pudiendo especificarse que el primer tramo de calizas micríticas incluye al Sinemuriense Superior y la base Pliensbachense, correspondiendo la mayor parte del segundo tramo al Toarciense.

Estos tramos aparecen también bien caracterizados en Leiza-Lecumberri con facies más margosa y sin el tramo más calizo, con 100-200 m. de po-

tencia, y en el diapiro de Alloz. La similitud de facies, espesores, etc., indica que durante el Liásico la cuenca de sedimentación era bastante uniforme y su extensión debía ser amplia para permitir esta uniformidad.

3.1.3.3 *Aalenense y Bajocense*

Constituidos por 90 m. de calizas arcillosas, a veces en bancos gruesos, con lechos delgados de margas. En conjunto, la litología se hace paulatinamente más calcárea a medida que ascendemos en la serie. Las microfácies representativas de este nivel son biomicritas, biopelmicritas y pelmicritas con microfilamentos, *Eothrix alpina* (LOMB), *Globochaete alpina* (LOMB) (zoosporas), *Lenticulina*, *Cornuspira*, *Flabellina*, *Astaculus*, *Lithistidae* y restos de Crinoideos. En la parte superior, las microfácies contienen los mismos microfósiles, aunque presentan nódulos micríticos muy característicos, junto a restos de *Nubecularia*, que siempre se encuentran en el Bajociense Superior, coincidiendo con la zona de *Parkinsonia parkinsoni*.

Este tramo conserva, en parte, el carácter fosilífero del anterior, lo que nos ha permitido datar como Aalenense la parte inferior, más margosa, en tanto que la parte superior, más calcárea, con *Garantiana garantiana* y *Parkinsonia parkinsoni*, señalan el Bajociense Superior.

En la zona de Lecumberri-Leiza, los límites superior e inferior del Dogger no son claros litológicamente, sino que las margas inferiores pasan gradualmente a margocalizas, que en la parte meridional de la zona tienen un carácter claramente alternante, y al techo se pasa el tramo superior calizo, donde, además, la falta de documentación paleontológica hace impreciso el límite. Contiene fauna perteneciente al Aalenense y Bajocense.

En Alloz, este tramo no aflora, pasándose de las margas del tramo anterior a una cuña laminada del tramo calizo siguiente, con fauna Bathonense o Calloviense.

3.1.3.4 *Bathonense-Calloviense-Oxfordense*

Forman un conjunto de un espesor entre 220 y 250 m. de calizas grises, más o menos claras, con algunos niveles de calizas arenosas o limolíticas con otros dolomíticos. Hay varios tramos con sílex, que es especialmente abundante en la parte superior y que se presenta tanto en forma de nódulos de gran tamaño con estructura concéntrica, como en forma de silificación general de la roca. En general, las calizas se presentan bien estratificadas, aunque hay varios niveles que tienen claramente carácter masivo, en especial en la parte media.

Las microfácies son siempre de calcilutitas y calcarenitas finas, microcristalinas (biomicritas, biopelmicritas, pelmicritas e intrapelmicritas), con algunos niveles de dolomías, posiblemente secundarios, en la parte superior. También contiene limo de cuarzo y sílex en varios niveles. El contenido microfaunístico de este potente tramo es pobre en líneas generales, así como la macrofauna, por lo que es muy difícil fijar los límites de los tres pisos incluidos en este tramo.

En el corte de Iribas se localiza un contacto sinuoso entre dos calizas

microcristalinas de diferente coloración, existiendo en la base del banco superior elementos redondeados o cantos de la misma naturaleza que las del banco inferior. Las condiciones del afloramiento no permiten afirmar que se trate de una disconformidad. Ahora bien, cabe destacar la presencia de microfilitamentos por debajo de dicha perturbación, y cuya frecuencia disminuye hacia arriba, Lenticulina, Cornuspira, Planularia, Ammobaculites (en la parte inferior, referibles con reservas, a *A. fontinensis*, Terg), Valvulinidos (en la parte superior), Ostrácodos y artejos y tallos de Crinoideos. Parece probable que el límite entre el Calloviense y Oxfordense deba situarse en esta discontinuidad, ya que los microfilitamentos no sobrepasan en toda la cuenca cantábrica el Calloviense.

En la zona de Lecumberri-Leiza hay un tramo calizo que corresponde a éste, en el que probablemente está representado el Bathonense-Calloviense y posiblemente el Oxfordense. Aunque falta fauna característica, en la parte alta del tramo margoso anterior se encuentra fauna del Bajocense Superior, y por encima de él se encuentran ya las margas arenosas oscuras y euxínicas, correspondientes a la facies Purbeck. Su potencia es muy variable, e incluso puede faltar debido a la erosión neocimmérica. Puede alcanzar, cuando está completo, 200 m.

3.1.3.5 *Kimmeridgense*

Representado por un tramo de 90 a 100 m. de calizas cristalinas de tonos claros, que en la parte inferior son microcristalinos y contienen nódulos de sílex, como en el techo del tramo anterior.

Las microfacies son intrabiomicritas, de matriz recristalizada (pseudo-esparita), con abundante fauna, en parte de carácter arrecifal: *Pfenderina*, *Labyrinthina mirabilis* (WEYNSCH), *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Conocospirillina* cf. *basiliensis* (MOHLER), Algas solenoporáceas, Estromatopóridos, Políperos y restos de Moluscos y de Crinoideos.

El algunos niveles se ha encontrado *Calamophylliopsis fabellum* y *Stylosmilia michelini*. La parte superior contiene *Exogyra virgula*, que nos marca el Virguliense.

Más al sur, en Madoz, entre las calizas del Oxfordense y las calizas de facies salobre del Purbeck, aparece un tramo de limolitas rojas y amarillentas de 8 m., que puede ser un equivalente lateral de estas calizas.

Ni en Lecumberri-Leiza ni en Alloz aparece este tramo.

3.1.4 Transición Jurásico-Cretácico

3.1.4.1 *Facies Purbeckiense-Wealdense*

Donde aparece más completa es en la Sierra de Aralar, ya que en otras zonas, por los movimientos neocimméricos, no se ha llegado a depositar o han sido parcial o totalmente erosionadas. También aflora más o menos completo en la zona Areso-Leiza, formando una banda que se prolonga hasta Berroeta.

En Aralar, directamente por encima de las calizas cristalinas del Kimmeridgenense, aparece un tramo de unos 100 m. de calizas gris oscuro o negras, estratificadas en bancos potentes, microcristalinas, lumaquélicas con asfalto frecuentemente en diaclasas y geodas, que, hacia arriba, presenta delgadas intercalaciones de arcillas negras hojosas. Las microfacies varían de unos niveles a otros, pues en algunos bancos son dismicritas arcillosas con Charáceas, Ostrácodos, Glomospira, Serpúlidos, etc., y en otros son biomicritas con Gasterópodos y Ostreidos que dan carácter lumaquélico a estas rocas.

Por encima hay unos 25 m. de arcillas calcáreas hojosas, negro azuladas, con abundantes concreciones ferruginosas, a las que se superponen calizas pisolíticas blanco azuladas, duras y compactas.

Al norte está representado por niveles de arcillas calcáreas arenosas, muy oscuras, piritosas, con abundante materia carbonosa y raros microfósiles: Glomospira, Millóridos, restos de Moluscos y de Equinodermos.

3.1.5 Cretácico

3.1.5.1 Inferior

La base del Cretácico Inferior queda incluida en la transición Jurásico-Cretácica y los primeros niveles marinos pertenecen ya al Aptense.

3.1.5.1.1 Aptense

Aflora en La Barranca, Sierra de Aralar y en la zona de Lecumberri-Leiza, extendiéndose por el sinclinorio comprendido entre los macizos de Haya-Cinco Villas y Quinto Real. No sobrepasa el accidente Estella-Dax.

Es fundamentalmente arrecifal. La posición de los arrecifes varía con el tiempo. En general, formado por niveles potentes de calizas arrecifales, aunque se encuentra alguna intercalación margosa. Muchos niveles son biostromas, pero a veces se encuentran biohermas que alcanzan grandes espesores. Al oeste del macizo de Quinto Real, por debajo del Albense Inferior aparecen areniscas y conglomerados sin fósiles, que pudieran representar una facies de borde del Aptense.

Las mayores potencias calizas se alcanzan en la parte central y oriental de la Sierra de Aralar, donde los edificios urgonianos penetran en el Albense.

La potencia total del Albense calizo varía entre 250 y 1.000 m. y normalmente comporta dos tramos calizos separados por un tramo margoso. Este tramo se presenta en distinta posición en unas zonas y en otras. En general, es más moderno en la zona occidental.

3.1.5.1.2 Albense

La cuenca de deposición se expande alcanzando la zona de Alloz por el SE. y llegando al borde del macizo de Quinto Real por el NE.

En las zonas ocupadas por formaciones arrecifales Aptenses continúa

el régimen arrecifal, pero su extensión se va reduciendo. En las zonas de expansión suele haber en la base areniscas que hacia arriba van pasando poco a poco a margas arcillosas oscuras.

En la zona de Aralar, La Barranca y Huici-Lecumberri, el contacto Aptense-Albense, dentro de las calizas, debe realizarse con ayuda de la microfauna y, por tanto, en el campo son difíciles de diferenciar. Los mayores espesores de calizas arrecifales se encuentran en la parte central de la Sierra de Aralar, donde sobrepasan los 1.000 m., encontrándose por encima arcillas oscuras.

Hacia el O., la potencia de las calizas arrecifales disminuye rápidamente, pasando lateralmente a arcillas con bancos calizos y a arcillas oscuras con nódulos ferruginosos. La potencia del conjunto es de 1.000 a 1.100 m. Hacia el E., tras unos 50 m. de calizas arrecifales, hay arcillas oscuras con nódulos ferruginosos con bancos de calizas margosas. Se intercalan lentejones de calizas arrecifales. La potencia total sobrepasa los 700 m.

Por el NE., en la zona comprendida entre el sur del macizo de Haya-Cinco Villas y el macizo de Quinto Real, las facies son semejantes, adquiriendo grandes potencias las arcillas superiores.

En la zona de Ulzama se encuentran niveles detríticos, cuya base puede ser Aptense, que más arriba contienen orbitolinas albenses. Las areniscas tienen grano fino, cuarzo y algunos feldespatos con cemento arcilloso. Abundan los braquiópodos, lamelibranquios, equinidos y gasterópodos.

Por encima hay un potente tramo de margas pizarrosas de colores oscuros con un espesor de unos 2.000 m., que representa el Albense Medio y Superior. En las zonas próximas al macizo de Quinto Real, las margas cambian lateralmente a niveles de areniscas, a veces lentejones, probablemente por aportes procedentes del macizo.

En Alloz, el Albense comienza por un potente tramo detrítico con areniscas calcáreas alternando con margas arenosas, en general con tonos oscuros y nódulos ferruginosos. En este tramo, que mide unos 600 m., se pueden distinguir tres ciclos principales, en la base de cada uno de los cuales predominan las areniscas.

Representa el Albense Inferior y Medio.

Hacia arriba desaparecen prácticamente las areniscas y se encuentran solamente arcillas con algunos bancos de margas. Su potencia es de unos 400 m. y representa el Albense Medio y Superior.

Alrededor del diapiro de Estella, las facies son semejantes a éstas.

3.1.5.2 Superior

Durante el Cretácico Superior, la sedimentación alcanza ya la mitad septentrional de la provincia. Las facies varían enormemente, y por ello vamos a dividir su descripción en varias zonas:

- a) Zona Septentrional, que comprende el sinclinal de Vera de Bidasoa, el borde meridional del macizo de Haya-Cinco Villas y la zona comprendida al E. de Aralar, comprendido entre esta Sierra y el macizo de Quinto Real.

- b) Valle del Araquil.
- c) Zona sur de Urbasa.
- d) Flancos del anticlinal de Oroz-Betelu.
- e) Zona oriental.

3.1.5.2.1 *Zona Septentrional*

En toda ella el Cretácico Superior se presenta en facies flysch, y aunque en la cartografía que se está realizando se consigue separar distintos tramos (Hoja de Gulina), se ha incluido todo él sin diferenciar.

En el sinclinal de Vera, la serie comienza con unos tramos detríticos, niveles calizos discontinuos y sobre ellos el flysch. Es posible que el tramo detrítico y las calizas sean albenses, pero en el mapa no se han diferenciado.

En el borde meridional del macizo de Haya-Cinco Villas, el flysch se apoya en el Permotrias o Paleozoico, en la parte occidental. Por el sur está cabalgado, por lo que se ignora lo que hay debajo. Más al E., al sur del Valle de Baztán, se apoya sobre el Albense.

Al E. de Aralar se inicia sobre el Albense con bancos de calcarenitas alternando con arcillas margosas. El límite Albense-Cenomanense coincide prácticamente con el comienzo de los niveles turbídicos. Las características se mantienen desde el Cenomanense hasta el Maestrichtiense. En la parte alta del Maestrichtiense Superior da paso a una sedimentación margosa con tonos rojizos y verdosos con ammonites, que constituyen uno de los niveles más claramente distinguibles de esta región. Sobre este tramo se apoyan las calizas del Paleoceno Inferior. El espesor del Cretácico Superior es considerable en esta zona, alcanzando casi los 4.000 m. Este espesor se reduce hacia el E., más próximo al macizo de Quinto Real, donde los primeros niveles del flysch sobre el Albense son ya Turonenses.

3.1.5.2.2 *Valle del Araquil*

Las facies son aquí margosas y calizas y varían poco a lo largo del Valle. Hay dos hiatos: uno afecta al Turonense Inferior y Medio, y el otro, que se presenta solamente en la parte central del valle, pone el Coniaciense Inferior en contacto con el Santoniense Superior. Los cortes más completos se encuentran en ambos extremos del valle.

El Cenomanense está formado por margas nodulosas y calizas arcillosas, también nodulosas (flysch de bolas). En la zona más oriental, las calizas son calcareníticas.

El Turonense en la zona occidental es semejante al anterior, mientras que en la parte oriental es más calizo.

El Coniaciense y Santoniense están formados por calizas margosas y margas calcáreas, a veces limolíticas.

El Campaniense es margoso y se hace detrítico hacia arriba.

El Maestrichtiense, en la zona oriental, es margoso, mientras que en la occidental está formado por calcarenitas arenosas con orbitoides con

facies semejante a las del flanco sur de Urbasa. La zona oriental representa el paso de las facies detríticas del sur a las margosas del norte.

La potencia total del Cretácico Superior es de unos 1.800 m.

3.1.5.2.3 Zona sur de Urbasa

La cartografía ha sido tomada, para esta zona, de LOTZE, y, por tanto, es probable que los criterios utilizados sean diferentes de los del Valle del Araquil.

Por encima del Albense, un potente tramo de margas oscuras arenosas, que representan el Albense Superior y Cenomanense.

Por encima hay unos 350 m. de calizas margosas, que LOTZE asigna al Turonense.

Sigue una serie muy potente, más blanda, formada por margas con bancos de margocaliza, que LOTZE asigna al Coniaciense.

Por encima, margas con margocalizas con abundantes equinidos y ciclo-lites, que datan estos niveles como Santienses.

No hay Campaniense y el Maestrichtiense queda reducido a un nivel poco potente de calcarenitas arenosas con abundantes orbitoides.

3.1.5.2.4 Flancos del anticlinal de Oroz-Betelu

El anticlinal tiene un núcleo paleozoico, rodeado de un caparazón permotriásico. Sobre éste se encuentra el Cretácico Superior.

En el límite occidental aparece, en la base, un nivel arenoso con numerosas orbitolinas, que no tiene continuidad hacia el E.

Sobre este nivel arenoso, un potente tramo calizo detrítico.

Por encima, una alternancia de esquistos hojosos y margocalizas en bancos que puede alcanzar de 400 a 600 m.

En el flanco sur del anticlinal aparece un tramo de calizas arenosas y areniscas calizas, con orbitoides, que pasa lateralmente hacia el N. a la facies de margas y margocalizas.

El nivel detrítico inferior parece ser Cenomanense y las calizas llegan a incluir el Santiense. Las margas superiores, Santiense a Maestrichtiense. El nivel detrítico superior es Maestrichtiense.

El cambio de facies del Maestrichtiense es como el que se verifica en el Valle del Araquil.

Una sucesión litológica de este tipo se encuentra también en la Sierra de Alaiz, donde el núcleo del anticlinal está formado de calcarenitas gruesas, pasando hacia arriba a margas con algunos bancos de margocalizas y a una serie detrítica con orbitoides.

En este caso, las calizas se han supuesto turonenses, las margas senonenses y el tramo detrítico superior maestrichtiense.

Entre las fallas que acompañan el cabalgamiento del flanco sur del anticlinal hay un bloque de areniscas que pudieran pertenecer a la base de la serie.

3.1.5.2.5 Zona oriental

La serie es semejante, en cuanto a secuencias litológicas, con la anterior. Se ha realizado un corte en el collado de Petraficha.

En la base, un nivel poco potente de areniscas con facies de Utrillas, probablemente Cenomanense.

Sobre estas areniscas hay un tramo calizo de unos 100 m., en que se han distinguido el Cenomanense, Turonense con varios hiatos, Turonense Superior-Coniaciense Inferior, Coniaciense Superior-Santonense Inferior y Santonense Superior. Todos ellos calcareníticos, a veces con grano grueso. En el Santonense, un nivel dolomitizado.

Por encima, un pequeño nivel de 8 m., calcilutitas finas, perteneciente al Campaniense.

Un tramo de unos 80 m. de areniscas calizas y calizas arenosas en gruesos bancos representa la parte alta del Campaniense y el Maestrichtiense.

Hacia el norte, en la zona de Belagua, no se puede ver la parte de la serie. Los niveles más bajos aflorantes son las calizas, que aquí las muestras estudiadas corresponden a un Santonense y Campaniense.

El Maestrichtiense se ha pasado a un potente tramo de margas, que corresponden ya a las facies septentrionales.

En el pico de Lácora, un cabalgamiento pone sobre Maestrichtiense alto, con facies flyschoides, un conglomerado calizo Albense-Cenomanense, sobre el que se encuentran brechas de cantos esquistosos santonenses.

Hacia el sur, en la zona oriental de Navarra, hay pocos afloramientos del Cretácico, que se limitan a las areniscas calizas de Maestrichtiense, hasta la sierras de Navascués y Leyre, en que aflora el Santonense en facies calcarenitas microcristalinas; por encima, calizas arenosas del Campaniense, que hacia el norte pasan a margas y areniscas calizas o calizas arenosas del Maestrichtiense.

Como se ve, tanto en la Sierra de Alaiz como en Oroz-Betelu, Petraficha, Navascués y Leyre hay una secuencia calcarenítica, otra margosa y una superior calizo-arenosa. Esta última pasa hacia el norte a margas y luego a flysch. El cambio de facies se hace prácticamente a lo largo de un paralelo.

Una laguna sedimentaria existe en la serie mesozoica del sector del Pirineo oscense: falta totalmente el Terciario Medio y Superior; falta, asimismo, todo el sistema jurásico y el Cretácico Inferior. Como se verá a continuación, el Cretácico Superior se inicia con el Cenomanense, que puede descansar sobre el Permo-Trías o el mismo Paleozoico. Los afloramientos forman, por el sur, una amplia banda constituida por la Sierra Bernera (Sierras Interiores), especialmente la vertiente norte de la misma; sigue luego, después de cruzar la «Boca del Infierno», hacia el NO. por los Picos de Peña Forca, Collados de Piedraficha, Acherito, Pico de Anie, para cerrar la terminación occidental del Pirineo Axial bajo la cobertera mesozoica. Dos autores han tratado con detalle la estratigrafía del Cretácico Superior de la zona: J. N. VAN ELSBERG (1968) y P. SOUQUET (1967). A continuación damos el perfil sintético de VAN ELSBERG:

PALEOCENO

DANIENSE C. Fm. Cn. Dolomías.

CRETACICO SUP.

MAESTRICHTENSE B. Fm.
610-640 m.

Bm. 100-110. Calcipelitas con granos de cuarzo, muy ferruginosas, col. amarillo-pardo-rojizo, localmente algo dolomitizadas, especialmente en la parte superior. En la parte E. y centro hay conglomerados intraformacionales. Hay *Navarella joaquinii* (CIRY et RAT), *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* (LAM.), *Orbitoides* sp., *Clypeorbis* sp. foraminíferos arenosos, Miliolidae, Rudistidos, Briozoos, Equínidos.

B. 175-150 m. Calizas nodulosas alternando con margas calcáreas. Con *Navarella joaquinii* (CIRY et RAT), *Lepidorbitoides* sp. fragmentos de moluscos.

Bk. 15-25. Calizas margosas alternando con algunas margas; hay concreciones de siderita. Contienen también *Navarella joaquinii* (CIRY et RAT), foraminíferos arenosos Rotalidae, Ostrácoda, *Exogyra*, etc.

Bj. 40 m. Margas calcáreas.

Bi. 70 m. Calizas margosas alternando con margas de igual tipo que Bg. Con *Navarella joaquinii* (CIRY et RAT), *Pseudosiderolites* sp., *Vidalina* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Globotruncana stuarti* (DE LAPARENT), Rotalidae, *Alectyonia* sp., *Ostrea* sp., Equínidos.

Bh. 30-40 m. Dolomías arenosas. Constituyen un nivel guía entre las margas.

Bg. 250-260 m. Margas calcáreas alternando con calizas margosas. Más frecuentes y potentes en la parte alta. Con *Navarella joaquinii* (CIRY et RAT), *Ananchytes ovatus* (LAMK.), *Globotruncana tricarinata* (QUERARAU), *Inoceramus* sp., *Ostrea* sp., Rudistidos.

CAMPANIENSE Fm. A.
17-75 m.

Af. 12-22 m. Calizas ferruginosas, calcarenitas, con *Subalveolina dordonica* (REICHEL), *Pseudosiderolites* sp., *Monolepidorbis sanctae pelagiae* (ASTRE), *M. douvillei*, Miliólidos, Rotálidos, Briozoos, Equínidos, moluscos.

Ae. 5-53 m. Calizas conglomeráticas (calcirruditas), con Rudistidos, *Lacazina elongata* (M. CH.), *Vidalina* sp., *Dicyclina* sp., etc.

SANTONIENSE Fm. A.
20-103 m.

Ad. 0-60 m. Calizas masivas con Rudistidos y otros moluscos, Briozoos, Algas, *Lacazina* sp., *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., *Globotruncana stuartiformis* (DALBIEZ.).

Ac. 20-43 m. Calizas calcarenitas, a veces algo dolomíticas. Idem fósiles que Ad.

CONIACIENSE Fm. A.
55-81 m.

Ab. 50-70 m. Calizas calcarenitas, calizas dolomíticas, con *Vaccinites giganteus* (D'HOMBRE-FIRMAS), corales, moluscos, Briozoarios, algas, *Lacazina* sp., *Dicyclina*, *Pseudosiderolites* sp., *Dictyoconus* sp., «*Textularia*», Miliólidos.

Aa. 5 a 11 m. Calizas detríticas, conglomeráticas poligénicas; encima, calizas bituminosas, fétidas, con *Lacazina elongata* (MUN/CHALMAS), *Cuneolina pavonia* (D'O.), *Vidalina hispanica* (SCHLUMB.), *Subalveolina* sp., *Dicyclina* «*Textularia*», *Cyclonina* sp., Miliólidos, Rotalidae, *Globotruncana* sp., Ostrácoda, Algae, fragmentos de moluscos, Bryozoa, Equinodermos.

PERMOTRIAS

..... Areniscas, arcillas y conglomerados rojos.

VAN ELSBERG no menciona el lugar en donde fue estudiado o medido el perfil estratigráfico, ni siquiera si las condiciones de observación eran buenas en la parte basal. Resulta sorprendente que P. SOUQUET (1967), al publicar su detallada Memoria sobre el Cretácico Superior pirenaico, precise y amplíe la serie estratigráfica del Cretácico descubriendo el Cenomanense y el Turonense debajo del Coniaciense «basal» de V. ELSBERG y autores precedentes. Evidentemente, esos dos pisos están representados por niveles detríticos y bastante condensados, y en algunos sectores, como P. SOUQUET indica, pueden faltar algunos, por ejemplo, entre la Collada de Petrechema y el Pico de Anie, el Coniaciense descansa directamente sobre Carbonífero, y en Petrechema incluso es el Santoniense. Igualmente, en el collado de Izas es el Santonense el piso que descansa sobre el Paleozoico.

SOUQUET (1967) cita en el Pic d'Anie el siguiente perfil:

CONIACIENSE Y SANTONIENSE (?)	Calizas organógenas, parcialmente dolomitizadas, 30 metros, con restos de equínidos, artejos de crinoides, de rudístidos, de gasterópodos, políperos, briozoarios y muchos foraminíferos: Miliólidos, Valvulinidos, <i>Cuneolina</i> , <i>Dicyclina</i> , <i>Rotalia</i> y <i>Archeolithothamnium</i> .
TURONENSE	Calizas microclásticas, con restos de lamelibranquios y Stomiospheras; es el nivel de Fissurinas. 1,5 m. Calizas detríticas, con muchas Prealveolinas: <i>Praealveolina cretacea</i> (REICH), <i>P. tenuis</i> (REICH). 3 a 5 m.
CENOMANENSE	Calizas detríticas, limonitosas, brechoideas, con Prealveolinas rotas. 0,5 m. Areniscas cuarzosas, cemento calizo, ferruginosa. 2,5 metros.
PERMOTRIAS	Yacente areniscas y conglomerados rojos.

En el sinclinal del Monte Campanil (Santa Bernera) describe SOUQUET:

CONIACIENSE	Calizas masivas con Lacazinas de Monte Campanil. Calizas pseudoolíticas y microbrechas, organógenas, arenosas y dolomíticas, con equínidos, rudístidos, políperos, briozoarios, melobesideas, además de <i>Vidalina hispanica</i> (SCHLUMB.) y <i>Nummofallotia cretacea</i> (SCHLUMB.).
CENOMANENSE	Calizas microclásticas, blancas, con restos de rudístidos, políperos, miliólidos, Prealveolinas y Acicularia. 10-15 m. Calcoesquistos grises, 3 m., detríticos, con restos de lamelibranquios, equínidos, <i>Praealveolina simplex</i> (REICH) y <i>Ovalveolina ovum</i> (D'ORB). Arenisca de cemento calcáreo, ferruginosa. 0,5 m.
PERMOTRIAS	Areniscas y conglomerados rojos.

Según SOUQUET, el Cenomanense representaría el comienzo de un ciclo sedimentario marino, cuya transgresión ya se había iniciado algo antes en el Pirineo catalán; en el Turonense, la sedimentación ya sería de mayor profundidad y tranquila y pobre en fauna bentónica; el Coniaciense representa un episodio regresivo, dando lugar a condiciones de vida sub-arrecifal y fauna bentónica; se aviva la erosión.

3.2 TERCIARIO

Está representado por formaciones marinas y, luego, continentales. Todos los niveles marinos son paleocenos y eocenos, efectuándose el paso a las formaciones continentales en el Ludicense, en la cuenca de Pamplona. Este paso no es isócrono, sino que va siendo gradualmente más moderno hacia el oeste.

3.2.1 Terciario marino

3.2.1.1 *Paleoceno*

3.2.1.1.1 *Danés y Montienense*

Las facies regresivas del Maestrichtiense culminan al final de éste, depositándose en la parte SE. de Leyre, y sur de Alaiz, el Garumnense.

La facies Garumnense abarca en Leyre desde la parte alta del Maestrichtiense hasta el Landeniense, ya que los primeros niveles marinos que afloran son ya Cuisienses.

La facies Garumnense pasa hacia el norte a dolomías del Danés y calizas (a veces dolomías) del Montienense. Ambos suelen aparecer juntos, aunque diferenciables frecuentemente en el campo, formando cejos calizos sobre las areniscas del Maestrichtiense. En la parte occidental se puede intercalar algún nivel de caliza margosa entre ambos, haciendo más fácil la identificación.

Hacia el norte se presenta en facies de calizas margosas y margas. El Danés suele ser más margoso que el Montienense en las zonas de estas facies.

3.2.1.1.2 *Landeniense*

El Paleoceno Superior se presenta en facies calizas en la parte sur de la cuenca. La parte inferior (Thanetiense) se hace pronto margosa hacia el norte.

En la zona de Gulina, por encima de las calizas margosas montienses se encuentra un nivel de margas, sobre las que se apoya un banco calcarénico ilderense, al que siguen sedimentos de facies flysch. Este flysch se mantiene detrítico hasta la base del Ypresiense, en que se hace calizo.

En el flanco sur del anticlinal de Oroz-Betelu, sobre las calizas montienses se apoyan las margas landenienses, que en la parte alta soportan una

barra calcarenítica. En el flanco norte, en cambio, pronto se pasa a facies flysch.

3.2.1.2 *Eoceno*

3.2.1.2.1 *Ypresiense*

La sedimentación se hace más caliza y el Ypresiense destaca en el relieve, muchas veces con el Luteciense Inferior, sobre las margas landenienses.

Por el SO. queda incluido en la masa caliza con todo el Luteciense.

Hacia el NE. pasa primeramente a un tramo potente, monótono, de margas con limos, en la que se van intercalando poco a poco niveles turbidíticos de arenisca hasta pasar a una facies flysch.

3.2.1.2.2 *Luteciense*

El Luteciense es transgresivo, apoyándose discordante, a veces, sobre el Landeniense.

En la zona SO. es groseramente calcarenítico, con grandes foraminíferos y cantos rodados de cuarzo de hasta 8 ó 10 mm., repartidos por la caliza en la base de los bancos. En la zona occidental de Urbasa, el Luteciense Superior se hace regresivo, aumentando los terrígenos hasta dar lugar a niveles de arenisca.

Por arriba pasa a niveles de calcarenita de matriz margosa, con niveles de margas intercaladas, que ya son Barthonenses.

Estas facies calizas se acuñan rápidamente hacia el NE., no sobrepasando apenas Pamplona. Más allá pasa a facies flysch. Durante la deposición del flysch luteciense del NE. de Pamplona hay un fuerte desequilibrio. Se acumulan más de 2.000 m. de Luteciense. Son frecuentísimas las estructuras de slumping con vergencia al N.

De cuando en cuando aparecen barras calizas intercaladas. Son brechoides frecuentemente y su origen es difícil de precisar. A veces se encuentran bloques de más de 10 metros arrastrados en el flysch. Estas barras también han sufrido deslizamientos y pueden transformarse en verdaderos conglomerados intraformacionales.

3.2.1.2.3 *Bartoniense*

Se toma con sentido amplio, abarcando el Auversienense, que correspondería con el Bartoniense Inferior del mapa, es decir, la correspondencia con la designación antigua sería: ANTIGUA.

Ludiense
Bartoniense
Auversienense
Luteciense

Ludiense
Bartoniense Superior
Bartoniense Inferior
Luteciense

El Bartonense Inferior es más o menos el Biarritziense.

El Bartonense está representado en Navarra por un potente tramo de margas (1.100 m.), que ocupan la cuenca Jaca-Pamplona. En realidad, las margas no son isócronas, sino que van siendo más modernas hacia el O.

En la zona de Lumbier, la Sierra de Leyre se sumerge bajo estas margas. Desde las calcarenitas lutecienses, que forman la masa caliza de la Sierra, se pasa a las margas a través de una alternancia de calcarenitas margosas y margas. Este mismo tramo de transición entre las calcarenitas y las margas se encuentra en las Sierras de Alaiz y Sarvil. Pues bien, en Lumbier, las calcarenitas margosas e incluso la parte baja del nivel de margas son lutecienses, mientras que en Alaiz y Sarvil son ambos tramos bartonienses. De todos modos, aun sabiendo el diacronismo existente, se ha dibujado la formación como integrada en el Bartonense.

Comienza por unos niveles turbidíticos de calcarenita margosa alternando con margas. Este tramo puede ir inmediatamente encima de las calizas lutecienses (Lumbier, Alaiz, Sarvil) o puede haber entre ambos un nivel de margas que va aumentando su potencia hacia el norte (diapiro de Anoz, zona norte de Leyre).

Este tramo de turbiditas forma a veces lentejones, que van haciéndose relevo, desplazándose con el tiempo hacia el oeste (barra de Huarte, San Cristóbal, barra de Larragueta).

Por encima de este tramo hay unos 600 m. de margas en bancos de 30 a 50 cm. Estas margas, junto con las calcarenitas, inferiores, forman el Bartonense Inferior.

Encima hay una intercalación detrítica, que tampoco es isócrona, aunque se ha representado así en el mapa. Por el 30, estos niveles detríticos están constituidos por areniscas micáceas, con abundantes «ripple-marks», que pasan hacia el NE. a areniscas calizas con briozoarios (maciños de Aradanaz). En los maciños suelen abundar los nummulites y la Plicátecha espinosa. Las facies de «ripple-marks» son muy parecidas a las areniscas de Galar, de que luego se hablará, y confundieron a MANGIN haciéndole incluir en el Oligoceno la Sierra de Tajonar.

Vuelven por encima las margas, muy semejantes a las del nivel inferior, con Plicatula pamplonensis. Tienen 500 m. de potencia y representan el Bartonense Superior.

El Terciario Inferior ocupa más de la mitad de la Hoja número 144 de «ANSO». Siguiendo el estudio de VAN ELSBERG (1968), distinguiremos dos grandes formaciones: la Fm. calcáreo-dolomítica, que engloba todo el Paleoceno y base del Eoceno, y la Fm. D, constituida por la enorme masa de Flysch eoceno. De esta formación, el mencionado autor sólo estudia la parte basal. La sucesión litológica es como sigue:

HOTTINGER & SCHAUB	V. D. VELDE (1967)	MANGIN (1958) y V. ELSBERG (1968)
EOCENO INF. ILERDENSE SUP.	ILERDENSE SUP.	LANDENIENSE
EOCENO INF. ILERDENSE INF.	ILERDENSE INF.	
PALEOCENO MEDIO (MONTIENSE)	DANO-MONTIENSE	MONTIENSE
PALEOCENO INF.		DANIENSE

CRETACICO SUP. MAESTRICHTENSE

Ds. Flysch. Alternancia rítmica de areniscas calcáreas en bancos de 5 a 20 cm. con graded bedding, alternando con margas en bancos de 5 a 20 cm. Ocasionalmente hay bancos de calizas brechoideas de 1 a 3 m. con cantos de más de 4 cm. unidos por matriz calcárea. Son las «barras calcáreas» de MANGIN, que constituyen buenos niveles-guía (1).

Dr. 5-10 m. Margas basales, calcáreas, con concreciones de siderita y pirita. Pequeños gasterópodos y lamelibranquios. También hay brechas de pendiente similares a las anteriores, que eventualmente pueden ocupar toda la masa de este miembro.

Cq. 100-120 m. Calculutita color gris claro, con nódulos de sílex.

Cp. 100-110 m. Calizas organógenas y detriticas, calcarenitas y calculutitas, algunas ricas en *Lithothamnium*. Se distinguen 5 submiembros.

Co. Dolomías 5-7,5 m. Dolomías masivas, recristalizadas gris a gris violeta.

Cn. 15-20 m. Dolomías recristalizadas o calizas gris a gris violeta, fétidas, masivas. En la Boca del Infierno hay un banco de 0,15 m. de conglomerados intercalado en las dolomías.

Bm. 100-120. Calculutitas.

(1) Como ya se indica, el resto de la formación Flysch se extiende monótonamente hacia el sur y pasa, según han demostrado M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970), a las formaciones continentales, cuya edad sería Biarritzense en la parte este de la Canal de Berdún o Priabonense en la parte occidental. Según los expresados autores, la masa de Flysch tiene una potencia de 3.500 a 4.500 m. en la parte norte del mismo, reduciéndose a unos 1.500 hacia el sur, al pasar a las margas de Jaca. Indican, asimismo, que «el flysch se dispone discordante sobre las formaciones anteriores». El paso a las margas de Jaca, se entiende, se realizaría sólo en la parte inferior de las mismas.

Contenido paleontológico, según ELSBERG (1968):

Formación C:

Miembros Cn. y Mb. Co., estériles.

Miembro Cp. Los cuatro primeros submiembros contienen: *Discocyclus* sp., *Miliolidae*, *Ostrea* sp., fragmentos de Moluscos, Bryozoa, *Operculina* sp., Globigerinidae, Algae (*Lithothamnium*). El submiembro Cp5 contiene: *Discocyclus* sp., *Operculina* sp., *Nummulites* sp., Algae.

Miembro Cq. *Discocyclus* sp., *Bigenerina* sp. y otros foraminíferos arenáceos, Rotaliidae, Globigerinidae, fragmentos de Moluscos, Bryozoa.

Formación D:

Miembro Dr. Pequeños gasterópodos y lamelibranquios.

Miembro Ds. *Discocyclus* sp., *Assilina* sp., *Operculina* sp., Globigerinidae, Bryozoa.

El mencionado autor no encuentra ninguna Alveolina. MANGIN (1958) atribuye al Landeniense los depósitos con Alveolina y *Nummulites*. En el corte se presentan los *Nummulites* en el submiembro Cp5, pero ELSBERG se lamenta de que en la región no se encuentran ni Alveolinas ni Miliólidos, que normalmente los acompañan, aunque supone la probabilidad de que Cp5 y Cq. corresponden a las calizas de Alveolinas.

3.2.2 Terciario continental

Hasta hace relativamente poco tiempo, no ha sido posible separar niveles estratigráficos claros en el Terciario Continental, y la cartografía se ha realizado apoyándose en la Litología, que por los frecuentes cambios de facies resulta poco apta para este objeto. La ayuda de la fotogeología, los trabajos sistemáticos de O. RIBA y el estudio de los vertebrados fósiles de Monteagudo, Tudela, etc., han permitido a CRUSAFONT, TRUYOLS y RIBA el realizar una síntesis que, por el momento, y mientras no se disponga de nuevos datos paleontológicos, es la cartografía acorde con la realidad de que se puede disponer.

Partiendo de un nivel guía, que se encuentra por debajo del nivel de Tudela I, estos autores han delimitado provisionalmente el Aquitaniense, es decir, el límite Oligoceno-Mioceno. Por debajo, apoyándose en la discordancia de Barbarin, han subdividido el Oligoceno en una serie superior y otra inferior. A su vez, el tramo inferior lo han dividido en dos, apoyándose en el nivel de yesos de Desojo y Mendigorria, con los que tenemos por el momento tres tramos: el inferior, hasta los yesos de Desojo, que se asigna a un Ludiense-Oligoceno; un Oligoceno intermedio, hasta la discordancia de Barbarin, y un Oligoceno Superior, desde ésta hasta el nivel guía que limita el Mioceno.

Entre el nivel de Monteagudo y el de Tudela II han trazado un límite Aquitaniense-Burdigaliense, y, por último, el nivel de yesos de Monteagudo se ha tomado como base del Vindoboniense.

3.2.2.1 *Ludiense-Oligoceno*

El paso del Terciario marino al continental solamente se puede estudiar en el borde septentrional de las formaciones continentales.

El Terciario continental comienza por unos tramos salinos (anhidrita, halita y sales potásicas) que por disolución no llegan a aflorar, por lo que normalmente en el campo solamente se ve el contacto entre las margas qua hay intercaladas entre las sales y, al techo de éstas, con los niveles más altos de las margas de Ilundain.

En la cuenca del Perdón, la serie continental comienza por 1 m. de anhidrita, 10 ó 15 de halita, 2 de niveles alternantes de silvinita, arcilla y halita; 1 m. de halita y unos 15 m. de carnalita. Por encima vuelve la halita, alternando con arcillas, pasando hacia arriba a arcillas varioladas margosas (margas fajeadas) con una potencia de unos 100 m.

Las areniscas de Galar, que vienen encima, son areniscas en bancos más o menos gruesos con «ripple-marks», granos de cuarzo y cemento calizo margoso, y suelen descalcificarse en los afloramientos, dando lugar a areniscas margosas. Su potencia varía de los 20 a los 130 m.

Hasta aquí la serie es muy semejante hacia el este, tanto en Ibargoiti como en Javier.

Por encima hay un potente tramo de margas con intercalaciones de areniscas y varios niveles de yesos (yesos de Undiano), que tiene en Pamplona unos 1.000 m. hasta un nivel de conglomerados discordantes que lo decapitan. Los niveles de yesos son más importantes en la parte occidental de la cuenca y dan lugar hacia el este a dos niveles de halita.

En Ibargoiti y en Javier van tomando más importancia los niveles detríticos intercalados entre las margas y desaparecen los yesos. La potencia, aquí más completa, alcanza los 3.000 m.

Al norte de Ibargoiti se encuentra el sinclinal de Izaga, en el que se puede estudiar el borde de la cuenca de deposición salina. Las facies cambian del flanco norte al sur. En éste es fácil seguir el nivel de las margas fajeadas, que marca la base del tramo, mientras que por el norte se ha extrapolado. No se han diferenciado los niveles de areniscas de Galar, etc., dejando la serie completa indiferenciada hasta la base de los conglomerados discordantes de la cumbre, que parecen tener la misma edad que los del Perdón.

Las otras dos zonas en que aflora el Oligoceno Inferior son la zona de Mués y el anticlinal de Añorbe. En la primera queda oculta la base de la formación por la falla de Sorlada, y en la última el núcleo salino del anticlinal es lo más bajo que se puede observar.

En la zona de Mués, a lo largo de la falla afloran esporádicamente yesos que se supone están inmediatamente debajo. La serie consiste en 2.000 m. de areniscas rojas manchadas, de origen fluvial, que hacia arriba van pasando a margas. En el anticlinal de Añorbe, sobre los yesos hay unos niveles de areniscas rojas margosas. Los yesos van pasando lateralmente hacia el oeste a margas con niveles de areniscas rojas. Por todo ello, estos niveles se han identificado y a ambas formaciones se les supone la misma edad.

La correlación de las areniscas de Mués con las de Galar es mucho más hipotética. RIBA lo hace por un estudio de minerales pesados, pero no se ha intentado realizarlo con los niveles detríticos más altos, por lo que también pudiera corresponder los yesos del núcleo con los de Undiano.

La edad Ludiense-Oligoceno se justifica por la perfecta concordancia y el paso gradual hacia arriba de las margas bartonienses a las sales de la base de esta serie.

3.2.2.2 *Tramo intermedio*

Comprende, como ya se ha dicho, la serie situada entre la discordancia de Barbarin y los yesos de Desojo.

Este tramo, formado por yesos en la base y margas más arriba, se delimita bien en la zona occidental de Estella y en el anticlinal de Añorbe (yesos de Mendigorria en la base). Su límite superior es fácil seguirlo hacia el este, pero no así su base, ya que la serie se hace progresivamente detrítica y no es posible correlacionar el nivel de yesos de Desojo. Hacia el sur tampoco se puede seguir, por lo que se ha dejado sin diferenciar.

En la zona de Ibargoiti-Javier se ha separado un tramo entre el techo de los niveles rosados del Ludiense-Oligoceno y los niveles fuertemente detríticos que coronan la Sierra de Izco, que indican un cambio importante en las condiciones de sedimentación y que parecen corresponder a los conglomerados de Izaga.

3.2.2.3 *Oligoceno Superior*

Comprendido entre la discordancia de Barbarin y la base del Aquitaniense.

La discordancia de Barbarin es una discordancia progresiva, transgresiva hacia el norte. Por el sur desaparece, y por el momento no existen criterios para poder delimitar la base de esta serie, fuera del borde norte. Por ello, el Oligoceno, fuera de la zona septentrional, queda indiferenciado.

En la zona situada al norte de la falla de Puente la Reina el problema está en situar el Aquitaniense, ya que la serie que se encuentra por encima de los conglomerados, muy monótona, de margas y areniscas fluviales, no permite, sin ayuda de datos paleontológicos, fijarlo. En la parte occidental de esta cuenca hay un pequeño nivel de yesos, pero es difícil relacionarlo con los de Los Arcos y totalmente imposible el continuar en que se encuentran, hacia el este. Por ello esta zona se ha representado como Oligoceno Superior-Aquitaniense sin diferenciar.

En la zona sur de Ibargoiti, a partir de los niveles detríticos de la Sierra de Izco hay una serie monótona de margas y areniscas fluviales que llegan hasta los conglomerados de Olleta, que aquí representan la base del Aquitaniense. Esta zona ha sufrido una subsidencia fuerte y los espesores medidos del Oligoceno completo alcanzan unos 7.000 metros.

El nivel de Izco se sigue fácilmente hacia el este por el sinclinal de Javier y el anticlinal de Sangüesa, aunque se hace menos detrítico y llega

un momento en que, aunque se puede seguir, no se diferencia mucho litológicamente del resto.

Las facies del Oligoceno, al sur de la zona descrita, van siendo cada vez menos detríticas. En los anticlinales que hay en la Ribera, se encuentra un núcleo de yesos, rodeado por un tramo margoso y una alternancia de yesos y margas.

3.2.2.4 *Mioceno*

Fuera de lo anotado anteriormente, se ha conservado la cartografía de CRUSAFONT, TRUYOLS y RIBA.

El entrar en detalle de describir series tipo, en zona de tanto cambio de facies, resultaría interminable. Es interesante el paso de las facies detríticas del SO. de la provincia, ya próximas al sistema Ibérico, a facies de calizas y margas y, por último, de margas y yesos.

3.3 CUATERNARIO

Aunque los depósitos cuaternarios y actuales tienen poca extensión dentro del área del alto Aragón y afluentes Veral y Aragón Subordán, no dejan de tener gran trascendencia desde el punto de vista estratigráfico y geomorfológico.

Las terrazas, fluviales y fluvio-glaciares que en número de cinco niveles se distinguen en la Canal de Berdún, desaparecen o se hallan algunos retazos aislados tan pronto como el río se adentra en la parte del Flysch o sierras interiores. El nivel principal de terraza, situado entre 50 y 60 m., alcanza, junto con el glacis ligado a él, una gran extensión en la zona de Jaca y enlaza con la morrena externa del Aragón.

Las terrazas medias y bajas, difícilmente diferenciables en el mapa, bordean el río y están encajadas en el nivel principal. Son tres: la de 15-20 m., enlaza con las primeras morrenas internas. Encajada en ésta se encuentra la de 7-10 m. sobre el río. La inferior, de sólo 2 a 5 m., constituye la vega actual del Aragón.

Las morrenas glaciares constituyen numerosos arcos morrénicos, representando fases de estabilidad o el momento de máxima progresión de las lenguas glaciares.

Los más destacados y conocidos son los arcos morrénicos de Castiello de Jaca (véanse los trabajos de PANZER, 1926, 1927), BARRERE (1952, 1963, 1968), SOLE SABARIS (1941) y NUSSBAUM (1949), que en número de cinco, bastante bien conservados, cortan transversalmente el valle del Aragón. Por su relación con las dos terrazas mencionadas, situadas a alturas claramente distintas, se interpretan generalmente dichas morrenas como pertenecientes a dos glaciaciones diferentes: Mindel y Riss; o Riss y Würm, caso de aceptar esta cronología.

El glaciar del río Osia, de 7 Km. de longitud, tiene el circo adosado a la sierra Bernera (1.950 m. de alt.), abandonó una morrena frontal a 4,5 Km. aguas arriba de Aragüés del Puerto, a 1.800 m. de altura.

El glaciar del Aragón Subordán, de 25 Km. de longitud, dejó la morrena frontal aguas abajo de Hecho, a 830 m. de altitud; aguas arriba se encuentran terrazas glaciares en el valle en artesa.

El tercer glaciar ocupó el valle del Veral, en una extensión de unos 11 kilómetros. Morrenas frontales se encuentran a 1.150 m. de altitud y a 10 kilómetros aguas arriba de Ansó, según datos de VAN ELSBERG.

Morrenas de retroceso se hallan en Barranco de Acherito, a 1.250-1.300 metros de altitud, cerca del Refugio de la Mina, a 1.260-1.280 m., y en el Barranco de la Rueda, a 1.650 m.

Depósitos actuales y subactuales revisten muchos fondos de valle; canales funcionales y bien desarrollados, otros ya fijados, se extienden por numerosas vertientes, especialmente las orientadas al norte, como ocurre en la Sierra Bernera, los cuales enmascaran los afloramientos en grandes extensiones; otras veces son depósitos de origen glaciar, morrenas colgadas procedentes de afluentes al valle principal; cabe citar asimismo los conos de deyección actualmente funcionales que se encuentran extraordinariamente desarrollados en los torrentes que drenan el flysch y las sierras Interiores.

4 TECTONICA

4.1 INTRODUCCION

Desde el punto de vista estructural, se podrían separar en Navarra las tres zonas clásicas mencionadas al principio de esta Memoria: La montaña con fuerte relieve, estructura complicada y bastante continuidad, la Zona Media, con estructuras más suaves y discontinuas y la Ribera con amplios anticlinales halocinéticos. La montaña está comprendida en el Pirineo y corresponde al paso gradual del Pirineo central al Cantábrico, y la Ribera pertenece al bloque del Ebro.

Esta división es correcta, pero demasiado simplista. El paso del Pirineo central al Cantábrico se efectúa, no a lo largo de una transición suave, sino a través de una serie de cambios escalonados de estructura, en los que se ve la importancia que tienen en Navarra los movimientos del zócalo. En el Pirineo aragonés las estructuras tienen gran continuidad en largas distancias, hasta llegar a Navarra, donde se ven afectadas por varios accidentes transversales, que producen cambios bruscos en el estilo estructural y que a veces influyen en la sedimentación.

En esta nota no se va a intentar apoyar o discutir las numerosas hipótesis regionales sobre los plegamientos pirenaicos, sino únicamente exponer los hechos observados recordando la provisionalidad de esta Memoria. Cuando se termine el Mapa E. 1:25.000 y se tengan más datos sobre las rocas intrusivas, que, por el momento, están poco estudiadas, se revisarán todas estas observaciones y posiblemente entonces se estará en condiciones de hacer hipótesis.

4.2 MOVIMIENTOS HERCINICOS

El Paleozoico aflora, como se ha visto, en varios macizos, de cuya posición se hablará más adelante. Estos macizos han sufrido los plegamientos hercínicos y se han visto afectados por los sucesivos movimientos post-hercínicos a que se ha sometido esta región.

Los movimientos posteriores han trastornado las estructuras hercínicas, dependiendo el grado de trastorno posterior fundamentalmente de la plasticidad o rigidez de la naturaleza de las rocas y del proceso de plegamiento hercínico. En la parte más occidental, el macizo de Haya, formado por pizarras y cuarcitas del Carbonífero Superior (conjunto de gran plasticidad) las estructuras hercínicas son difíciles de establecer. Más al este, en la zona de Quinto Real, los pliegues hercínicos están claramente orientados N-S., con vergencia al O. Los movimientos post-hercínicos han producido el arqueamiento de sus ejes, y multitud de fallas predominantemente E-O. cabalgantes hacia el E. En cambio, en las zonas vecinas cubiertas por pizarras y grauwackas de facies Culm, vuelve a ser difícil seguir las estructuras hercínicas. En la zona más oriental, donde predominan el Silúrico y Devónico, la dirección predominante de las estructuras es NO-SE. con cabalgamientos hacia el SO. Estas estructuras quedan cortadas por la falla E-O., sobre la que este macizo cabalga sobre la cobertera Mesozoica y Cenozoica. Sin embargo, las estructuras del Cretácico Superior, que bordean este macizo por el NE., están orientadas en dirección NO-SE. y tienen vergencia al SO.

Al E. de Vera se encuentran restos de una cuenca carbonífera Estefaniense, cuya extensión original es imposible de determinar. Las relaciones de esta formación con lo que le rodea es difícil de establecer.

En general, las formaciones más antiguas se encuentran en la zona oriental y van siendo más modernas hacia el Oeste, donde pertenecen exclusivamente al Carbonífero Superior. Es curioso que sea precisamente en esta zona donde pertenecen y afloran los granitos.

4.3 MOVIMIENTOS POST-HERCINICOS

En la cabecera post-hercínica conviene, prescindiendo de las características estructurales, distinguir zonas de una evolución estratigráfica semejante que, descritas muy sintéticamente, son las siguientes:

a) Zona Pirenaico-Aragonesa

Sobre el Paleozoico, Permotriásico o Triásico se apoya el Cretácico Superior transgresivo, no existiendo el Jurásico ni el Cretácico Inferior.

El Maastrichtiense es detrítico, formado por calizas o dolomías o areniscas, siempre nerítico.

El Paleoceno y Eoceno Inferior es predominantemente calizo y dolomítico.

El Eoceno Medio, en facies flysch.

Este tipo de sección estratigráfica es el mismo que el del Pirineo de Huesca y en Navarra ocupa el Valle del Roncal y Salaza, prolongándose hasta la zona de Aoiz.

Por el norte y noroeste el Maestrichtiense se va haciendo más margoso y la facies flysch va apareciendo en niveles cada vez más bajos, pasando gradualmente a la zona siguiente.

b) Zona Pirenaico Cantábrica

La sección es mucho más completa. Está representado el Jurásico y el Cretácico Inferior.

En el Aptense-Albense abundan los edificios arrecifales.

El Cretácico Superior y Eoceno se presentan en facies flysch.

La serie es del mismo tipo que la que se encuentra en Guipúzcoa y norte de Vizcaya. En Navarra ocupa el NO. de la provincia, quedando limitada por el SE. por el accidente Estella-Dax.

c) Zona de Vera de Bidasoa

Falta el Jurásico y el Cretácico Inferior. La serie mesozoica comienza en el Cretácico Superior o quizá en el Albense con unos niveles detríticos, sobre los que, tras un episodio calizo, se encuentra el flysch.

Esta zona podría incluirse en la anterior, pero la falta de los términos bajos de la serie aconseja separarla. Es continuación de la zona de Irún-Fuenterrabía.

d) Zona Navarra media

El Jurásico y el Cretácico Inferior pueden faltar. El Albense, cuando existe, es marino.

El Maestrichtiense, Paleoceno y Eoceno Inferior, como en la zona a), es decir, Maestrichtiense detrítico y Paleoceno y Eoceno calizos.

En el Eoceno Superior se pueden distinguir dos zonas, separadas por el accidente Estella-Dax:

d₁.—Al oeste, sobre las calizas del Eoceno Medio, se encuentran facies litorales detríticas o no existe el Eoceno Superior.

d₂.—Al este, el Eoceno más alto en margas con más de 1.000 m. de potencia. Al techo, las facies van siendo regresivas, hasta pasar a los niveles salinos y Oligoceno continental sin discordancia.

El Oligoceno alto-Mioceno es discordante tanto sobre d₁ como sobre d₂.

La zona d₁ es continuación de la zona de Alava, mientras que la d₂ es semejante a la depresión de Jaca, aunque hay un desplazamiento de facies en el tiempo hacia el O.

e) Zona de la Ribera

Cubierta totalmente de depósitos continentales Oligo-Miocenos que impiden observar lo que hay debajo. En la zona próxima a Sangüesa un son-

deo petrolífero cortó, bajo el Terciario continental, margas y calizas eocenas, y, por debajo, Permotriásico y Paleozoico. Es el único dato existente por el momento, pues lógicamente el arrasamiento post-jurásico ha podido durar más o menos y alcanzar niveles de distinta antigüedad, y lo mismo se puede decir de los terrenos que preceden a la discordancia del Oligoceno Superior.

Esta zona está integrada totalmente en el macizo del Ebro.

f) Zona Ibérica

En el extremo SO. de Navarra afloran, al O. de Fitero, el Triásico y Jurásico, pertenecientes ya a las cordilleras ibéricas.

4.4 EVOLUCION TECTONICA DE NAVARRA

En el párrafo anterior se ha tratado de las distintas zonas sedimentarias de Navarra. En éste se resume la evolución que ha conducido a esos resultantes.

El proceso comienza con el arrasamiento de las estructuras hercínicas y subsidencia de amplias zonas en las que se forman depósitos de carácter detrítico, conglomerados, areniscas y limonitas (Permotriásico, Buntersandstein).

Con la peneplanización comienzan los depósitos químicos, calizas, margas yesíferas y sales (Muschelkalk y Keuper), pasando posteriormente a un régimen de deposición marina, primero dolomítica y luego caliza y margocaliza (Lías). Se rompe el equilibrio y vuelven a aparecer los terrígenos, entre los depósitos calizos (Dogger, Malm Inferior), anunciando el comienzo de los movimientos neociméricos, que producen una fuerte regresión (Malm Superior, Cretácico Inferior) quedando gran parte de Navarra sometida a la erosión.

Sigue la transgresión Aptense en la parte occidental sin apenas sobrepasar el accidente Estella-Dax. Los terrígenos disminuyen y se forman edificios arrecifales, condicionados a los aumentos esporádicos de terrígenos que indican falta de estabilidad.

Vuelven a aumentar los terrígenos en el Albense, disminuyendo las zonas arrecifales, indicando una fuerte inestabilidad subrayada por la actividad volcánica (zonas de Leiza y Vera estudiadas por VILLALOBOS). Aunque las facies son regresivas, el área de sedimentación se expande.

Al comienzo del Cretácico Superior continúa la transgresión, cubriendo el mar las zonas *a*, *b*, *c* y *d*, alcanzando su máxima extensión. En las zonas *b* y *c* los depósitos son en facies *flysch*.

Poco a poco van disminuyendo los terrígenos y predominando las calizas y margas. Al final del Cretácico vuelven los terrígenos, dando origen, en una amplia banda de dirección E.-O., a las calizas arenosas y areniscas (incluso conglomerados) del Maestrichtiense, que se depositan en las zonas *a* y *d*.

El paso del Cretácico al Paleoceno se efectúa en plena regresión con

facies Garumnense en la parte de Leyre y Alaiz y depósitos químicos de dolomías o calizas dolomíticas más al norte.

Durante el Paleoceno hay sedimentación caliza en las zonas *d*, mientras que el flysch de las zonas *b* y *c* se expande hacia el S.-SE., terminando por ocupar la zona *a*, completa, que sufre una subsidencia muy rápida. Se inician los movimientos.

A lo largo del Eoceno se produce una fuerte regresión, cuyos primeros signos aparecen en Urbasa, pasando a un régimen continental en la transición al Oligoceno, en que se hunde la zona *e*, quedando sometida a sedimentación fluvio-lacustre, mientras el plegamiento pirenaico adquiere su mayor actividad.

Al final del Oligoceno la fase principal de plegamiento pirenaico adquiere su mayor actividad.

Al final del Oligoceno la fase principal de plegamiento se ha terminado y los nuevos relieves se están desmantelando rápidamente, originándose los conglomerados de la Peña, el Perdón y Montejurra.

En el Mioceno continúa el movimiento en los diapiros, mientras se originan las grandes estructuras halocinéticas de la Ribera.

Tienen lugar los últimos plegamientos, debidos en gran parte a fallas de zócalo, frecuentemente con desgarre, que se reflejan en pliegues en la cobertera. Por último, una serie de fallas de tensión de dirección E.-O. termina la actividad en esta zona.

4.5 ESTRUCTURA

Las estructuras de la cobertera posthercínica tienen, en general, dirección pirenaica, aunque frecuentemente los ejes presentan curiosos cambios de orientación, se levantan o se sumergen. Esto plantea problemas de génesis, como los de la sierra de Alaiz, apuntados hace ya tiempo por J. M. RIOS. La dobladura y los cierres oriental y occidental de la Sierra de Alaiz se explican con un desgarre levógiro del zócalo. El desgarre tendría dirección NE.-SO., y un desplazamiento de unos 3 Km. El movimiento se ha debido de realizar en varias fases, y la última ya en el Mioceno, ya que afecta a los conglomerados del Oligoceno Superior y, en Miranda de Arga, a las estructuras halocinéticas.

Existe otra serie de fracturas en dirección NO.-SE., como la de Areso-Lecumberri-Aguinaga-Iza, y las de Echalecu o Lizaso. Estas fracturas son paralelas a los anticlinales de la Ribera y a las estructuras ibéricas.

Por último, hay una serie de fracturas de tensión E.-O. que son ya Miocenas, como las de Puentelarreina, Tafalla o Sorlada. De todas ellas, las que más importancia tienen en las estructuras, después de las de dirección pirenaica, son las transversales que interrumpen las estructuras principales y cambian el estilo.

La zona oriental de Navarra es estructuralmente la prolongación del Pirineo de Aragón, algo amortiguado. Las Sierras Subpirenaicas se han sumergido en el terciario continental sin llegar a Navarra. El apilamiento de

pliegues de la Sierra de Orba se simplifica en Leyre y se suaviza en Lumbrer, donde los pocos pliegues que quedan se sumergen hacia el O.

En esta zona, en la parte más septentrional, hay apilamiento de pliegues y numerosos cabalgamientos, algunos muy importantes, todo ello con fuerte vergencia al sur. A partir de Isaba hasta Leyre, pliegues más suaves con clara vergencia al sur y numerosos cabalgamientos. La serie marina se sumerge al norte de Sangüesa bajo el Terciario continental, que descende escalonadamente hasta Murillo, a partir de donde no tiene trastorno alguno, aparte de los anticlinales yesíferos.

Más al oeste, a partir de la línea Fitero-Lerga-Ezcaroz, el esquema es diferente. La parte septentrional, Orhi, Abodi, con pliegues cabalgantes con fuerte vergencia al sur, da paso a un anticlinal con núcleo paleozoico que se cruza en dirección NO-SE. Varios pliegues con menor vergencia bordean el sur de esta estructura hasta Aoiz. A partir de aquí, el amplio sinclinal de Izaga, interrumpido al sur por una falla NO-SE. Otro sinclinal Oligo-Mioceno limitado por el sur por el anticlinal de Tafalla, y desde aquí la Ribera con los anticlinales yesíferos de Marcilla y Andosilla.

En la tercera zona, al oeste del desgarre de Alaiz, el macizo de Quinto-Real cabalga al sur, a lo largo de una falla E-O., sobre el Cretácico Superior y Paleoceno. Tras unos apretados pliegues con vergencia sur en la proximidad del cabalgamiento, unos pliegues suaves, y se llega a la cuenca de Pamplona, que es un amplio sinclinorio, cortado por el diapiro de Iza, y limitado por el sur por la falla miocena de Puente Arreina. Sigue el anticlinal de núcleo salino de Añorbe, pasando al sur a las estructuras de la Ribera, que desaparecen hacia el oeste.

Por último, la zona más occidental, al oeste de la falla de Estella, jalada por una serie de diapiros triásicos, es continuación de la zona Cantábrica. Al sur del macizo de Haya, una serie de anticlinales cabalgantes hacia el norte, y afectados de un cierto metamorfismo; la sierra de Aralar, también cabalgante hacia el norte, y el amplio sinclinorio de Urbasa limitado al sur por la sierra de Codes, ya con vergencia al sur, y la falla de Sorlada.

Como se puede ver, el esquema del Pirineo Aragonés sufre una serie de transformaciones que al llegar a la zona de Quinto-Real-Pamplona es ya imposible relacionar sus estructuras con las de aquél. Tampoco son comparables las estructuras de ambos lados del accidente Estella-Dax, en las que vergencias, estilo tectónico, etc., son totalmente distintas.

La tectónica de los Pirineos ha sido motivo de numerosas publicaciones y ensayos interpretativos, cuyas referencias se encontrarán en las monografías más recientes sobre la materia. Ahora bien, concretándonos a la zona correspondiente al Pirineo Axial y de las Sierras Interiores, al oeste del Aragón y hasta el límite de Aragón con Navarra, las publicaciones son mucho menos numerosas. Entre las más modernas tenemos las de SCHWARZ (1962), LINGEN (1960), WENSINK (1962) que tratan especialmente de la tectónica del Paleozoico y Permotrias; entre las que tratan de la tectónica alpídica cabe citar las de ELSBERG (1968), VAN DER VOO (1966), VAN LITH (1965) y VAN DE VELDE (1967), entre los investigadores holandeses; además han realizado estudios precedentes MISCH (1934) y SELZER (1934); sería inexcusable no citar también a SOUQUET (1967) con un importante

capítulo tectónico sobre esta zona, y a MANGIN (1958) sobre la zona navarra de los Pirineos. Entre los españoles debemos citar los trabajos realizados por FONTBOTE (y colab.), RIOS, ALMELA y ALASTRUE (1957), (1952), etcétera, y LLOPIS (1945, 1951, 1959). La síntesis tectónica y evolutiva, recientemente aparecida de M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970) de la zona del alto Aragón es de gran utilidad por su valor de puesta al día.

Desde el punto de vista estructural, la masa rocosa de los Pirineos se puede dividir en tres pisos estructurales o Stockwerk superpuestos y de naturaleza diferente. El primero de ellos está constituido por el basamento cámbrico-silúrico que con frecuencia comprende núcleos fuertemente migmatizados. El segundo Stockwerk está formado por el Paleozoico Superior, exceptuando al Pérmico. El tercero y más alto situado está formado por la serie de sedimentos que van desde el Permotrías hasta el Oligoceno. El primer piso tectónico no aflora en el área tratada aquí.

Tectónica del Paleozoico de la zona Axial

En los Pirineos, al igual que en una gran parte de la Península, no se han encontrado influencias notables de la orogenia caledoniana. En la transición del Silúrico al Devónico no ha habido movimientos tangenciales importantes. Aunque en la zona correspondiente a esta Memoria no se han encontrado depósitos del Steffhanense discordante, se admite que la fase orogénica principal herciniana es post-wesfaliense, deformando a todo el paquete de materiales paleozoicos; ahora bien, no todo él reaccionó de igual manera ante los esfuerzos tectónicos, y ello se debe a dos causas esenciales: el distinto grado de metamorfismo alcanzado por parte del Paleozoico Inferior (la migmatización está ligada sólo al Cámbrico y Ordovícico) y a la presencia de las pizarras silúricas incompetentes que han actuado de nivel lubricante y despegue.

Los sedimentos del Devónico y Carbonífero están enérgicamente plegados en pliegues isoclinales volcados hacia el S.S.O., y están casi siempre imbricados. No obstante, las estructuras individuales se hallan con frecuencia desmembradas. Los ejes se orientan de O.-NO. a E.-SE. Los Devónico y Carbonífero (preestefaniense) están bajo la discordancia que los separa del Permotrías. Se trata de una fuerte discordancia angular, aunque con frecuencia tectonizada por las fases alpínicas.

Dentro de las estructuras hercinianas se ha observado una disminución vertical de la intensidad de plegamiento. Recordando la serie estratigráfica, tenemos que las pizarras ampelíticas gotlandienses, incompetentes y lubricantes, se hallan en la parte del Cinca implicadas en los planos de cabalgamiento y corrimiento. El Paleozoico Superior consta de: 1) un primer nivel de pizarras, correspondiente al Devónico Inferior, de 280 m. de potencia; 2) un paquete de calizas competentes, de 360 m.; 3) otro paquete pizarreño con calizas y areniscas que comprende el Devónico Superior y el Carbonífero, de unos 770 m. de espesor. Las pizarras del Devónico Inferior se han comportado también como nivel lubricante, de modo similar a las del Silúrico. Esto ha provocado una tectónica diferencial con notables disarmonías con despegue del paquete carbonatado competente que ha reaccionado dife-

rentemente con respecto a las pizarras del substrato y techo. En la facies uniforme del Devónico Inferior se presentan fuertes imbricaciones, por lo cual es difícil de reconocer la sucesión de pliegues agudos isoclinales. El paquete competente devónico también se plegó, pero dando pliegues de mayor radio, isoclinales apretados y cabalgantes, con frecuencia rotos, y se presentan como cuñas aisladas dentro de las pizarras. El Devónico Superior, pizarreño y detritico-calcáreo, junto con el Carbonífero, están menos tectonizados, se presentan a la vez pliegues invertidos y verticales; pero se encuentran menos estructuras imbricadas que en la parte inferior de este Stockwerk.

En el área de la Selva de Oza, hasta la cresta fronteriza, se observan dos estructuras cabalgantes, empujadas hacia el SO.: la más al norte, que pasa por encima del Ibón de Acherito, Arralla de las Foyas y Cubilar del Fayó; otra más al SO., pasa por el Puerto de Acherito y corre hacia las cercanías del Cuartel de Carabineros. En ambos casos dichos accidentes desaparecen bajo cobertera del Permotrias, es decir, no se trata de accidentes que hayan vuelto a jugar en las fases de plegamiento alpidicas. Igual pasa con los ejes de plegamiento.

Tectónica alpidica

El análisis microtectónico y estructural comparativo del basamento paleozoico y de la cobertera permotriásica-mesocenoica ha permitido a SCHWARZ, VAN LINGEN y WENSINK separar los efectos de una y otra orogenia. Se ha encontrado que el contacto entre el Permotrias y los materiales prehercinianos, que en realidad es una discordancia, ha actuado como plano de deslizamiento basal de la cobertera. Dicho plano ondulado guarda paralelismo con el plegamiento de la serie suprayacente del Permotrias. VAN ELSBERG anota que el contacto entre Cretácico y Permotrias es discordante (discordancia débil) y que en general las dos series no se han desplazado una sobre otra; pero en el área de Sayestico el contacto adquiere la apariencia de una falla cabalgante.

El contacto entre Permotrias y el Paleozoico plegados, como ya se ha indicado, tiene su plano deformado; SCHWARZ (1962) supone que dichas ondulaciones afectarían al substratum, produciendo deformación plástica en el Carbonífero, pero también la acomodación se realizaría a través de los planos de esquistosidad y de estratificación. Pero las deformaciones, por lo menos en esta área, posthercinianas del Paleozoico, no serían muy intensas. La orientación de las diaclasas del Carbonífero difiere marcadamente de la del Permotrias.

La evolución tectónica de la cobertera meso-cenoica queda demostrada en los perfiles N.-S., transversales a la sierra Bernera y Sierras Interiores, más al este. Los perfiles de VAN ELSBERG (1968, figs. 28 y 29) muestran el abombamiento del zócalo herciniano según una flexura de unos 2.000 metros de desnivelación, que aproximadamente se colocaría paralelamente algo al N. de las Sierras Interiores. Esto provocaría un deslizamiento gravitatorio de la cobertera, dando estructuras distintas de acuerdo con sus propiedades mecánicas. En general, tenemos una serie de escamas cabal-

gantes y pliegues de vergencia sur en cascada. Las margas maestrichtenses (Formación B) permiten la formación de despegues, capa a capa, de tal modo que cada una de ellas queda desplazada con respecto a las calizas cenomano-campanienses (Formación A) mucho menos plegadas. El conjunto calcáreo paleoceno, en cambio, registra una serie apilada de pliegues cabalgantes y acostados con los planos de fallas horizontales visibles en la vertiente S. de las Sierras Interiores. De esto se infiere que el acortamiento de la formación A en toda la región es del orden de 3,3 a 3,8 kilómetros; mientras que el correspondiente a la formación terciaria C es de 5,8 kilómetros. Un fenómeno parecido ocurriría en el Permotrias de la zona de Candanchú. Múltiples pliegues recumbentes afectan a aquella zona (cabalgamiento de Izas).

Según indican SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970), el flysch, por su plasticidad, ha sido empujado delante de esos accidentes, y nunca se encuentra «atrapado» debajo de las escamas.

Dentro del flysch se presentan también pliegues de vergencia sur que pertenecen a la misma primera fase de plegamientos que los situados más al norte. Dicha fase de plegamiento, aceptada por extrapolación de las zonas donde se puede datar (Campodarbe, etc.) sería de edad pirenaica, es decir, pre-ludiense o intrabiarritzense. Tales pliegues se pueden separar de los de las fases siguientes (cuando están incluidos en ellos), dando anticlinales y sinclinales en posiciones aberrantes, que pueden llegar hasta la inversión total. Los mencionados autores suponen que «el Paleozoico del valle de Tena y las series cretácicas y eocenas del Teller y Tendeñera son continuación directa del Paleozoico y cobertera del manto de Gavarnie, con lo que la superficie de dicho manto debe continuar por debajo de la cuenca de Jaca, desplazando ésta hacia el sur unos ocho kilómetros. Esta superficie debe, pues, continuar hacia el O. en profundidad, sin llegar a aflorar ni dar ventanas, como en el caso Gavarnie-Heas».

Naturalmente, creemos nosotros, nos falta una demostración de esta hipótesis, desde luego verosímil.

En la llamada «segunda fase» del plegamiento alpídico, probablemente intraoligocénica, el flysch ha sido afectado por pliegues muy apretados y volcados al S.-SO., con despegues internos muy frecuentes, lo que dificulta extraordinariamente el estudio estratigráfico. A su vez, los anticlinales de la «fase primera» (Foz de Biniés-Basa, anticlinal de la Sierra de San Miguel, Leyre, Atarés) están torcidos y se han originado en su frente sur cabalgamientos empujados hacia el S.-SO. (Leyre, Biniés, Javierregay, cabalgamiento del flysch sobre la serie de tránsito marino-continental en Oturia. Particularmente espectaculares son las torsiones de ejes en Lacort, Leyre y Foz de Biniés).

A modo de resumen, veamos las distintas fases de plegamiento registradas en la zona, o regiones vecinas:

1. Discordancia pre-stephaniense, de fase astúrica. Probablemente ha habido otras, pero no registradas aquí. Aquí sólo se puede decir que es pre-pérmica.
2. Discordancia pre-albense (registrada en el Pirineo catalán), y aquí

entre el Cenomanense y el Permotrias. Fase de deformación suave; pero repetidamente comprobada en numerosos lugares del norte de España. Fase aústrica.

3. Primera fase del plegamiento pirenaico; registrada en la zona de Arguís-Campodarbe (ver SOLER y PUIGDEFABREGAS); se inicia en el Biarritzense o durante el depósito de las margas de Arguís, y termina antes del depósito de la formación de Campodarbe (edad Biarritzense-Priabonense).
4. Segunda fase del plegamiento pirenaico; registrada en la serie de discordancias progresivas observables en los conglomerados de Cancias, Oroel y San Juan de la Peña (ver SOLER y PUIGDEFABREGAS). Edad Oligoceno, sin precisar más.
5. Tercera fase del plegamiento pirenaico. Discordancia preaquitanense, registrada en Santa Cilia, Panzano, cerca de Barbastro y al S. de la Sierra de Guara (ver CRUSAFONT, RIBA y VILLENA, 1966), y posterior a la serie paleógena (Formación Peraltila). Esta fase, de edad sálica, no afectaría mucho las Sierras Interiores.

5 BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA, R. (1884).—«Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa.» *Men. Com. Map. G. E. T.*, XII, 1 Map. E. 1:400.000.
- BRESSON, A. (1898).—«Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaine).» *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3/26, p. 653.
- (1903).—«Etudes sur les formations anciennes des Hautes Pyrénées.» *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*
- ALMELA, A.; RIOS, J. M., y ALASTRUE, E. (1957).—«Mapa geológico de Huesca.» *I. G. M. E.*, 1 Map. E. 1:200.000.
- ANONIMO.—«Reservas de cobre en España.» *Not. y Com.*, n.º 4, pp. 109-110.
- CASAS TORRES, J. M., y FONTBOTE, J. M. (1945).—«El valle de Tena. Rasgos fisiográficos y economía regional.» *Pirineos*, año 1, n.º 2, pp. 37-107, 7 láms., 5 figs., Zaragoza.
- CASTERAS, M. (1933).—«Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales.» *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXXVII, n.º 189, 515 p., 64 figs., 8 pl., 1 carte au 1:200.000.
- (1950).—«Sur la nature et l'extension de la couverture cenomanienne dans la Zone nord-pyrénéenne centrale entre l'Ariège et la Garonne.» *Actas del Primer Congreso Internacional de Estudios pirenaicos de San Sebastián*, pp. 351-364, 1 fig., 1 pl.
- (1960).—«Extension et constitution de la couverture de Crétacé Supérieur dans la partie centrale de la Zone nord-pyrénéenne.» *Com. Rend. 21é. Sess. Cong. Géol. Internat. Copenhague*, Report, part XII, pp. 191-197, 1 fig.
- CIRY, R. (1967).—«Evolution paléographique et structurale de la région vasco-cantabrique.» *Comp. Rend. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 9, Soc. pp. 390-442, 1 Map. E. 1:500.000.

- CIRY, R.; AMIOT, M., y FEUILLEE, P. (1963).—«Les Transgressions Crétacées sur le massif D'Oroz Betelu (Navarre Espagnole).» *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 7.^e ser., t. n.^o 5, pp. 701-707, 1 Map. E. 1:65.000.
- CLAUSTHAL ZELLERFELD (1964).—«Beispiele spitzwinkliger Achsenüberprägung aus den Spanischen Westpyrenäen.» *Zeits. Deutsch. Géol. Gesell.* Band 116, 3 Teil, pp. 754-760, 1 Map. E. 1:700.000.
- (1964).—«Zum Magmatismus im Aldudes Quinto Real Massiv in den Spanischen Westpyrenäen.» *Zeits. Deutsch. Géol. Gesell.* Ban 116, 3 Teil, pp. 761-772, 2 Map. E. 1:400.000, 1:100.000.
- CLIN, M. (1962).—«Indices d'intensité tectonique dans la zone axiale des Pyrénées centrales.» *P. V. de la Soc. Linneenne de Bordeaux*, vol. 99, pp. 1-12.
- (1965).—«Sur la position structurale des ensembles granitisés dans les Pyrenées centrales et occidentales.» *Actes du Quatrième Congrès Inter. d'études pyrénéennes*, tomo I, section I, pp. 32-42, Pou, Lourdes, 1962.
- (1959).—«Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys.» *Thèse Sc. Nancy*, 379 p., 48 fig., 11 cartes et coupes, 27 pl., 5 tableaux, 1 carte au 1:50.000.
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J., y RIBA, O. (1966).—«Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario Continental de Navarra y Rioja.» *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.^o 90, pp. 53-76, 1 Map. E. 1:500.000.
- CUP, K. C., y WENSINK, H. (1959).—«The lead zinc ores of the Yenfeito near Panticosa (Spanish Pyrenees).» *Geol. Minj.*, n.^o 12, pp. 434-444, 1 Map. E. 1:500.000.
- CHESTERIKOFF, A. (1964).—«Note sur l'existence d'un paleodome dans la region de Burguete Arive Arrieta (Pyrénées basques espagnoles).» *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 ser., t. 6, n.^o 2, pp. 225-231, Map. E. 1:70.000.
- DALLONI, M. (1910).—«Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon.» *Annal. Fac. Sc. Marseille*, t. 26, n.^o 3, pp. 1-144, 56 figs., Marseille.
- (1910).—«Carte géologique des Pyrénées de l'Aragon escala 1:200.000.» «Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon». Marseille.
- (1911).—«Découverte de l'Equisetum arenaceum à la partie supérieure du grès rouge pyrénéen.» *C. R. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, p. 28.
- DAMESTOY, G. (1961).—«Esquisse tectonique du massif des Aldudes Quinto Real (Basses Pyrénées).» *Comp. R. S. Soc. Géol. Fr.* Fasc. 4, pp. 86-88, 1 map. Esquema geol. E. 1:100.000.
- ECHEVARRIA CABALLERO y GARCIA SALINAS, F. (1964).—«Estudio geológico de la zona española de Lácara (Valle alto del Roncal, Navarra).» *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.^o 74, pp. 25-60.
- ELSBURG, J. N. VAN (1968).—«Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary North of Hecho and Aragües del Puerto.» *Est. Geol.* V. 24, n.^o 1-2, pp. 39-77, 1 Map. E. 1:300.000.
- ESNAOLA, J. M.; JEREZ MIRA, L.; REY JORISSEN, R., y RUBIO SUSAN, V. (1968).—«Mapa geológico de Guipúzcoa.» *I. G. M. E.*, 1 Map. E. 1:100.000.
- FERNANDEZ IRUEGAS, P. (1947).—«Estructuras geológicas de Aoiz (Navarra).» *Miner. y Metalurg.* (4.^a revista), pp. 10-13, 1 Map. E. 1:50.000.
- FEUILLE, P. (1967).—«Le Cénomannien des Pyrénées basques aux Asturies,

- essai d'analyse stratigraphique.» *Mem. Soc. Geol. Fr.*, n.º 108, pp. 1-343, 1 Mapa. E. 1:500.000.
- FEUILLEE, P., et SIGAL, J. (1965).—«La transgression du Crétacé Supérieur (flysch nord pyrénéen) sur le massif des Cinco-Villas (Pyrénées basques).» *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7e. Série, t. 7, n.º 1, pp. 45-55, 1 mapa. E. 1:600.000.
- HAAF, E. TEN (1966).—«Le flysch sud-pyrénéen le long du rio Ars (Huesca).» *Act. V. Congr. Int. Est. Pirenaicos*, t. I, sect. I, pp. 153-150, Jaca.
- I. N. I.—«Perimètre d'Ansó-Berdún.» *Schéma structural I. N. I.*, 1 Mapa, E. 1:100.000.
- INSTITUT FRANÇAIS DU PETROLE (1960).—«Carte géologique provisoire de la région de Pamplona.» INI-COPAREZ, 1 Mapa E. 1:200.000.
- LAMARE, P. (1936).—«Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne.» *Mem. Soc. Geol. Fr.*, pp. 1-462, 1 mapa E. 1:200.000.
- LINGEN, G. J. VAN DER (1960).—«Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca Province.» *Est. Geol.*
- LOTZE, F. (1958).—«Geologische Karte des Pyrenäische-Kantabrischen Grenzgebietes.» Univ. de Münster/Wesfal, E. 1:200.000.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).—«Sobre las estructuras de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo-Miscel.» *J. Almera*, n.º 7, 1.ª parte, pp. 159-186, 1 mapa.
- (1947).—«El relieve del Alto valle del Aragón.» *Rev. Pirineos*, n.º 5, pp. 81-166; 1 mapa E. 1:85.000.
- MALLADA, L. (1878).—«Descripción física y geológica de la provincia de Huesca.» *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. 6, 1 Mapa E. 1:400.000.
- MANGIN, J. P. et RAT, P. (1961).—«L'évolution post-hercynienne entre Asturies et l'Aragon.» *Mem. Soc. Geol. Fr. Livr. Mem. Prof. P. Fallot*, 1 part., pp. 333-349, 1 Mapa E. 1:500.000.
- MIROUSE, R. (1962).—«Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées.» *Thes. Fac. Sc. Toulouse*, 672 pp., 135 figs., 1 Mapa 1:50.000.
- MISCH, P. (1934).—«Der Bau der Mittleren Südpynenäen.» *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math-Phys. Kl.*, 3 F., H. 12, 168 pp. Berlin. Trad. en publ. Extr. Geol. Esp., vol. 4, 178 pp.
- NUSSBAUM, F.—«Die eiszeitlichen Schneegrenze in der Pyreneen.»
- RIOS, J. M. (1956).—«El sistema Cretáceo en los Pirineos de España.» *Mem. I. G. M. E.*, pp. 7-128.
- RUTTEN, M. G. (1955).—«Nota preliminar sobre la geología de los Pirineos de la Prov. de Huesca.» *Est. Geol.*, t. II, pp. 19-26.
- SCHMIDT, H. (1931).—«Das Paläozoikum der Spanischen Pyrenäen.» *Abd. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl. III*, H. 5, pp. 6-35, Göttingen. Trad. esp. en Publ. Extr. Geol. Esp., t. 4.
- SCHWARZ, E. J. (1962).—«Geology and Paleomagnetismo of the Valley of the Rio Aragón Subordán, North and East of Oza.» *Est. Geol.*, Vol. 18, n.º 3-4, pp. 193-240, 1 mapa E. 1:25.000.
- SELZER, G. (1934).—«Geologie der Südpynenäischen Sierren in Oberaragonien.» *Neues Job. Min. Abh., Beil.* Bd. 7 Abt. 3, pp. 370-406. Trad. esp. en Publ. Extr. Geol. Esp., t. 4.

- SITTER, L. U. (1956).—«A cross section through the central Pyrenees.» *Geol. Risch.*, t. 45, pp. 214-233.
- (1956).—«Orogeny and magmatic activity in the Paleozoic of the Pyrenees.» *Geol. Mijmb.*, t. 13, pp. 87-93.
- SOLER, M., y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).—«Lineas generales de la Geología del Alto Aragón occidental.» *Rev. Pirineos*.
- VAN LITH, J. G. J. (1965).—«Geology of the Spanish part of the Gavarnie Nappe (Pyrenees) and its underlying sediments near Bielsa.» *Prov. de Huesca. Thes. Univ., Utrech*, 67 pp. figs.
- VELDE, E. J. VAN (1967).—«Geology of the Ordesa Overthrust mass Spanish Pyrenees.» *Est. Geol.*, t. 23, pp. 165-201.
- VIRGILI, C. (1961).—«The sedimentation of the Permian rocks in the Noguera-Ribagorçana Valley (Pyrenees Spain).» *Inst. Geol. Congr. 21 Sess. Norden*, t. 23, pp. 136-142.
- VOO, R. VAN DER (1966).—«Geology of the Sierra Tendeñera region, Spanish Pyrenees, Prov. Huesca.» *Rev. Est. Geol.*, t. 22, pp. 61-64.
- WENSINK, H. (1962).—«Paleozoic of the Upper Gallego and Aravallesys. Huesca. Prov. Spanish Pyrenees.» *Est. Geol.*, t. 18, pp. 1-74, 1 Mapa geol.