



IGME

24

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

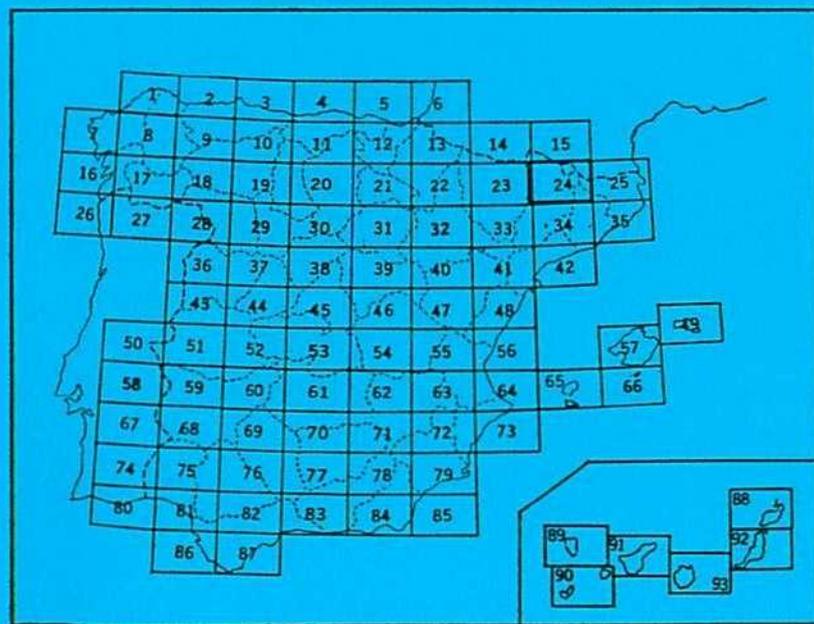
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

BERGA

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

BERGA

Primera edición

Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por la división de Geología del IGME.

Editado
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España
Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M-12.403-1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

Incluye esta Hoja parte de las provincias de Gerona, Barcelona, Lérida y el enclave de la República de Andorra.

Geográficamente la Hoja se halla enclavada en la región central de los Pirineos, comprendiendo las unidades geológicas siguientes: Zona axial del Pirineo, Sierras Interiores, Sierras Exteriores, Depresión de Tremp y Terciario de la Cuenca del Ebro.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1 ZONA AXIAL. ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

2.101 GRANITO

En la Hoja núm. 24 tenemos dos grandes batolitos graníticos que se conocen con los nombres del macizo de La Maladeta al oeste y el macizo granítico que ROGGEVEN denomina de Lles-Aristot.

Petrográficamente el granito es bastante uniforme, apareciendo en observación macroscópica, como una roca de grano medio en la que se observan sus elementos integrantes normales.

Al microscopio aparece constituido por cuarzo, ortosa y plagioclasa como elementos leucócratas esenciales y biotita u hornblenda como elementos melanócratas fundamentales. Como minerales accesorios se observan: apatito, circón, titanita y oligisto, y como secundarios: clorita, sericita y moscovita.

La edad del granito queda demostrada por sus relaciones con los sedimentos paleozoicos, debiendo aceptarse, según casi todos los autores, su origen hercíniano.

2.102 DIORITAS

Suelen aparecer en las zonas periféricas de los batolitos como elementos más básicos que el granito, debido a la asimilación de los materiales sedimentarios del contacto.

Son de color gris, de tono más oscuro que el granito, y contienen fenocristales de hornblenda. Al microscopio se observa que están constituidos por plagioclasa, hornblenda y biotita; en menor proporción contienen también moscovita, ilmenita y productos ferruginosos. Como accesorios pueden contener apatito, circón y rutilo.

Un término interesante entre el granito y la diorita típica se encuentra también en zonas más internas de los batolitos; diorita cuarcifera, de color más claro y que pasa en tránsito insensible a granito normal.

2.103 PEGMATITAS Y APLITAS

Existen bastantes diques de estas rocas, de potencia que varía entre centímetros y pocos metros.

Las pegmatitas de tipo normal son frecuentemente turmaliníferas, y las aplitas se agrupan en tres tipos: aplitas de cuarzo y ortosa; aplitas con estos elementos y albita, con algo de biotita y aplita turmalinífera con cuarzo, plagioclasa, biotita, rutilo y turmalina.

2.104 LAMPROFIDOS

ROGGEVEN da esta denominación a un conjunto de rocas porfídicas básicas, de color grisáceo o verdoso que atraviesan el macizo granítico, y parte de las rocas sedimentarias inmediatas. Su alteración impide precisar el tipo a que pertenece. Están constituidos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, ortosa, piroxeno y hornblenda, en una pasta generalmente compuesta de estos mismos elementos. Su edad se estima posterior a la de las aplitas y atraviesan indistintamente los terrenos silurianos y devonianos.

2.105 PORFIRITAS

Al pie del Cadí existe un verdadero manto eruptivo interestratificado entre el Estefaniense y el Permotrias, siendo un volcanismo rio-dacítico y andesítico.

Además de este manto continuo, el Paleozoico está atravesado por numerosos filones del mismo tipo, lo cual indica la importancia de la erupción herciniana.

Descripción de las rocas metamórficas

En esta descripción seguiremos el orden estratigráfico de los materiales metamórficos por parecernos más racional; es decir, sucesivamente, los materiales procedentes de capas ordovicienses, gotlandienses y devonianas.

2.106 MICACITAS NODULOSAS

Proceden de las pizarras ordovicienses y se encuentran hasta a 800 m. del contacto con el granito. En la base pasan a cornubianitas, de forma insensible, existiendo toda una zona intermedia de micacitas nodulosas con hábito de corneanas.

Macroscópicamente presentan una superficie satinada más o menos acusada, de coloración desde gris-amarillenta a rojiza con nódulos pigmentados más o menos frecuentemente, según el tono del conjunto.

Microscópicamente tienen todas caracteres más o menos análogos. Las micacitas nodulosas de la base del pico Monturull tienen estructura lepidoblástica nodular, presentando únicamente cuarzo como elemento leucócrata, distribuido en granos aislados o agrupados en mosaico. Los melanócratas son la biotita, que a veces se presenta alterada en moscovita, con separación de ilmenita, leucoxeno y otros productos ferruginosos. La biotita se presenta en forma escamosa, dentro de la masa internodular. Los nódulos están formados por biotita decolorada, que forma una tupida trama escamosa de mica blanca con separación de ilmenita, muy poco alterada en leucoxeno, y productos ferruginosos. Como elementos secundarios se reconocen la mica blanca, ilmenita, leucoxeno muy escaso y productos ferruginosos. Como elementos accesorios, sólo la ilmenita, en polvillo y en granos.

2.107 CORNUBIANITAS

Son rocas muy compactas y oscuras, de tintes violáceos, que aparecen hasta a 200 m. del contacto con el granito. Según ROGGEVEN hay cuatro tipos de estos materiales, unas con cuarzo, cordierita y mica, biotita o moscovita; otras con cuarzo, cordierita, mica y granates; unas terceras con feldespatos, predominantemente plagioclasas (oligoclasa, albita, andesita y labrador), y un último grupo con andalucita. En estas rocas es donde se encuentra la mayor riqueza en minerales accesorios, pues en ellas abundan, con este carácter, los siguientes: biotita, moscovita, cordierita, andalucita, granates, cuarzo, turmalinas, ortoclasas, plagioclasas, ilmenita, apatito, circón, corindón y espinelas.

2.108 PIZARRAS MACLIFERAS

Son los materiales característicos de la transformación de las pizarras ampliticas del Gotlandiense. Son rocas muy oscuras, más que sus elementos originarios, casi negras en algunos puntos, sobre cuya superficie destacan largos cristales de quiaztolita, la que también se halla otras veces en pequeñas esférulas. La masa envolvente está formada por cuarzo, biotita y sustancia carbonosa que es la principal responsable de la pigmentación.

2.109 CALIZAS CRISTALINAS

Cuando los materiales devonianos han sido transformados por el metamorfismo, aparecen las calizas cristalinas y las vesubianas y granatitas. Las prime-

ras son las más abundantes en extensión y potencia. La carretera de Martinet a Montellá da un corte magnífico de este contacto, en el que aparecen una serie de calizas cristalinas. Una muestra tomada en esta carretera aparece macroscópicamente como una roca blanca, de aspecto sacaroideo, con cristales blancos e incoloros de tamaño aproximadamente igual y algunos pocos elementos oscuros. Al microscopio aparece con estructura granoblástica, formada por cristales de calcita en granos asociados y formando una zona de calcita granular más oscura, no transformada en mármol, con frecuentes intercalaciones de ilmenita, alterada en gran parte en leucoxeno; estos dos últimos elementos están dispersos también en la masa granoblástica del verdadero mármol.

1.110 GRANATITA-VESUBIANITA

Proceden también, como ya hemos indicado, de la transformación de los materiales devonianos. Macroscópicamente son rocas claras, acarameladas, muy compactas, finamente veteadas, que al microscopio presentan estructura granoblástica, encontrándose, como elementos metamórficos, granate, vesubiana o hidrocrasa y epidota, en forma de granulaciones dispersas.

2.2 PALEOZOICO

Los detalles de la estratigrafía del Paleozoico de los Pirineos centrales están muy insuficientemente conocidos, debido a la ausencia de fósiles, excepto en las pizarras oscuras del Silúrico.

Hay de abajo a arriba un Cámbrico-Ordovícico nerítico bajo el Silúrico y una secuencia calcoesquistosa del Devónico, coronado por un Carbonífero.

2.21 CAMBRICO - ORDOVICICO

Consiste en una serie monótona de pizarras, pizarras arenosas, cuarcitas y microconglomerados de espesor desconocido, excediendo de los 2.000 m., y probablemente menor de 5.000. Se tiene la impresión que un hábito pizarroso prevalece en esta zona. Probablemente las rocas más profundas expuestas son las calizas y pizarras ferruginosas oscuras. Si sedimentos más antiguos están presentes, su carácter original está enmascarado, porque están reemplazados por micaesquistos y gneis augíticos. Sobre ello una serie alternante, finamente estratificada de pizarras delgadas y areniscas.

Es hacia el techo donde mejor se reconocen los horizontes conglomerados mal seleccionados, dolomía masiva y calcoesquistos fosilíferos. Estos últimos han dado una fauna del Caradoc y representa los más antiguos horizontes fosilíferos del Pirineo.

2.22 SILURICO

Este terreno está caracterizado principalmente por la presencia de ampelitas con Graptolites y calizas con Orthoceras.

Las pizarras, hacia la base, son bastas, de color negro verdoso, frecuentemente micáferas y con flysch de delgados lechos cuarzosos. Entre éstas se in-

tercalan bancos de cuarcitas de 5 a 20 m. de potencia, de color gris-verdoso, muy claras y relucientes o negruzcas y carbonosas.

Por encima de esta serie se sigue otra de ampelitas negras con nódulos de pirita y abundantes Graptolites, de los que diversos autores citan numerosos yacimientos.

Sobre las ampelitas y en tránsito que frecuentemente es brusco, descansan calizas azules, cristalinas, en bancos potentes, con fauna de Orthoceras, Crinoides y *Cardiola cornucopiae*, con algunos otros lamelibranquios. Con estas calizas suelen alternar algunos niveles de ampelitas negras. Esta fauna se ha estudiado, entre otros sitios, en Torres (kilómetro 138, carretera del Segre), sinclinal de Llavorsi-Tirvia, barranco de Sauri, Llesuy, Altón y Capdella.

Allá donde las ampelitas asoman en disposición regular y con bastante extensión superficial, su menor resistencia a la erosión, al lado de las calizas y cuarcitas que las limitan, da lugar a depresiones en el terreno como la que en línea recta se extiende desde Os de Civis a Tirvia, saltando las colladas de Conflens y Mánega.

El límite entre las ampelitas y las calizas forma un nivel de fuentes muy constante, por lo que en sus proximidades se han edificado muchos pueblos.

División

La abundante fauna de graptolites encontrada ha permitido determinar los cuatro pisos del Gotlandiense, si bien sobre el mapa no es posible individualizarlos. Según SCHMIDT, la serie estratigráfica es la siguiente:

Ludlowiense	} Pizarras superiores con graptolites. Calizas con orthoceras.
Wenlockiense	
Tarannomiense	} Pizarras con graptolites.
Llandoveryense	
					Cuarcitas y pizarras con graptolites.

Potencia

La potencia de este terreno es muy variable debido a las laminaciones sufridas, que reducen y llegan a hacer desaparecer el Gotlandiense en algunos puntos. BOISSEVAIN le atribuye de 150 a 300 m.

Paleontología

(Ver lista de fósiles en: Explicación al Mapa Geológico de la Provincia de Lérida; autores: ANTONIO ALMELA y JOSE M.º RIOS.)

2.23 DEVONICO

Inferior

Los estratos del Devónico Inferior son difícilmente separables de los gotlandienses por su semejanza, especialmente en la zona oriental, en donde están

constituidos por calcoesquistos con Graptolites y pizarras abigarradas con bancos de calizas dolomíticas, muy frecuentes a medida que nos desplazamos hacia el sur. En el kilómetro 139 de la carretera del Segre, cita SCHMIDT, en estos niveles, una faunela de Crinoides (cálices y tallos) y Phacops.

En la región occidental, el Devónico Inferior, que aparece en las zonas de Compte-Feixa, Coma de Monrós, sinclinal Tirvia Llavorsi, sinclinal de Esterri y zona sur de Viella, es francamente pizarroso y en algunos puntos ofrece faunas de braquiópodos, con algunos Dalmanites y Crinoides (Llarvernt, carretera de la Central del Negre).

Medio

El Devónico Medio es de aspecto muy semejante al Inferior en toda la provincia, pues está constituido por pizarras abigarradas, calcoesquistos y calizas grises con Orthoceras y Crinoides, pero las faunas son muy escasas, por lo cual resulta muy difícil de individualizar.

Superior

El Devónico Superior es esencialmente calizo y más fácil de reconocer. Empieza por una potente serie de calizas grises (calizas de Manticoceras), muy pobres en fósiles, que cerca de Valltarga han dado una faunela de políperos. Sobre estos niveles descansan las calizas griotas típicas, rojas, muy extendidas a lo largo del Segre (calizas de Cheiloceras). Son calizas frecuentemente muy compactas, amigdaloides, en las que cada nódulo puede contener un Ammonites; en algunas los nódulos son totalmente rojos, pero en otras son verdes en la periferia y rojos en el núcleo, mientras que la parte central, donde está el fósil, está rellena de calcita y destaca en blanco.

En Feixa, sobre las calizas del nivel de Manticoceras, descansan en discordancia unos conglomerados del nivel de Cheiloceras.

La formación termina con unas calizas compactas, azuladas o rosadas, con Ammonites (calizas de Clymenias). En el congosto del Pallaresa y en Feixa, estas calizas suministran abundantes Clymenias. Aquí se encuentran también, con las calizas, algunos conglomerados.

La potencia de esta formación es también muy variable y oscila entre 100 y 400 m.

Paleontología

(Ver lista de fósiles en: Explicación al Mapa Geológico de la Provincia de Lérida; autores: ANTONIO ALMELA y JOSE M.^o RIOS).

2.24 CARBONIFERO

Inferior

Este terreno ocupa una extensión superficial menor que los anteriores; descansa en concordancia sobre las calizas y pizarras devónicas, a cuyos niveles

siguen en tránsito a veces insensible, por lo que resulta difícil determinar su límite inferior.

Está constituido, principalmente, por pizarras micáceas negras, grauwacas, abundantes conglomerados constituidos por cantos de cuarzo, cuarcitas, pizarras y liditas con nódulos de fosforita, algunas intercalaciones de calizas.

Frecuentemente se pasa de unos niveles a otros en tránsito lateral, lo que hace imposible dar una estratigrafía de detalle, que no sería cierta más que localmente.

Los fósiles son muy escasos; se encuentran accidentalmente tallos de Crioides, impresiones de *Dyctiodora* y dudosos de *Archeocalamites*. Según FALCO y MADARIAGA, al este de Seo de Urgel, el Carbonífero adquiere facies marina dinantiense, y las calizas se convierten en lumaquelas con fauna variada.

Se le atribuye al *Culm* una potencia de 250 m. en esta región.

Medio y Superior

Se presenta en isleos aislados, westfalienses o estefanienses, y su referencia o sincronización es siempre difícil. Comprende, principalmente, dos manchones productivos: los de Plan de San Tirs y Malpás.

Plan de San Tirs

El primero de ellos, al sur de Seo de Urgel, está compuesto, según FALCO y MADARIAGA, por 100 m. de pudingas de base y areniscas bastas; 50 m. de arenisca micácea y pizarras carbonosas con capas de hulla; pizarras grises o rojizas, con flora estefaniense; areniscas y arcillas rojas o verdes, análogas a las del Pérmico (estas últimas, según BOISSEVAIN, son ya Pérmico).

DALLONI y SCHMIDT citan, también de los mismos niveles, una abundante flora estefaniense.

ERILL-CASTELL

El otro manchón de Carbonífero productivo forma una faja, que se extiende desde Aguiró hasta Erill-Castell y presenta una estratigrafía bastante diferente de un extremo al otro.

Según DALLONI, en Aguiró se compone de abajo a arriba de pudingas coronadas por areniscas grises y, después, pizarras con alguna flora del Westfaliense Medio; pizarras arcillosas; pizarras y areniscas pizarreñas silíceas, con flora del Westfaliense Superior; pizarras finas, con la flora estefaniense de Erill-Castell.

A. SAMPELAYO da, al norte de Malpás, una serie carbonífera que difiere bastante y está compuesta, en sentido ascendente, por pizarras estériles, duras y bastante silíceas; *flysch* de pizarras o hiladas de caliza tableada y *negruzca*; y en la parte alta, areniscas y pudingas de poca potencia, aquéllas con abundantes *Sigillarias*; tramo productivo de pizarras carbonosas, alternando con otras estériles de poca potencia; tramo de pizarras, techo de la serie anterior, con una capa de carbón limpio; pudinga de hasta 80 m. de potencia y pequeños tramos de pizarras y areniscas que faltan en muchos sitios.

Dicho autor se inclina a considerar estos niveles como westfalienses, correspondiendo entonces la pudinga a la base del Estefaniense, si bien la flora encontrada no ofrece ningún argumento categórico.

FALCO y MADARIAGA dan una serie muy semejante, con una flora que atribuyen al Estefaniense.

Por los datos expuestos parece que este isleto carbonífero reúne excepcionalmente los pisos westfaliense y estefaniense, y sería de gran interés el estudio detallado de su estratigrafía, porque podría arrojar mucha luz sobre los problemas del Carbonífero productivo.

La potencia de estas series oscila entre 200 y 450 m.

Paleontología

(Ver lista de fósiles en: Explicación al Mapa Geológico de la Provincia de Lérida; autores: ANTONIO ALMELA y JOSE M.º RIOS.)

SINTESIS ESTRATIGRAFICA DE LAS FORMACIONES PALEOZOICAS

(Según explicación de la Hoja núm. 216, Bellver, por L. SOLE y N. LLOPIS.)

SILURIANO

Ordoviciense

- Caradoc 200 m. Conglomerados de elementos cuarzosos.
100 m. Pizarras verdosas y rojizas con braquiópodos dispersos, *Orthis actoniae*, *Stropheodonta deltoidea*, etc.
170 m. Pizarras verdosas y rojizas con lechos alternantes de grauwacas y calcoesquistos, que forman lumaquelas con *Politropis sardoa*, *Orthis actoniae*, *O. menapite*, *Stropheodonta deltoidea*, *Porambinites intercedens*, *Atrypa insolita*.
400 m. Pizarras cuarzosas en lajas con escasísimos *Orthis actoniae*, *Platystrophia biforata*, *Dalmanella testudinaria*. Llevan intercaladas capas de calcoesquistos con crinoideos.
100 m. Pizarras verdosas, grauwacas y calcoesquistos con *Orthis actoniae*, *O. menapiae*.

Gotlandiense

- Llandovery 10 m. Cuarzitas oscuras.
20 m. Ampelitas negras y blancas con *Monograptus convolutus* y *Retiolites perlatus*.
Tarannon 30 m. Ampelitas y cuarzitas, conteniendo las primeras: *Monograptus barrandei*, *M. becki*, *M. crispus*, *M. proteus*, etc.

- Wenlock 20 m. Ampelitas con *M. priodoni*, *M. vomerinus*, *Retiolites geinitzianus*.
- Ludlow 10 m. Ampelitas con *M. roemeri*.
20 m. Calizas carburadas con *Cardiola interrupta*, *Sciphocrinus elegans*, *Orthoceras bohemicum*.

DEVONIANO

Downton y Devoniano Inferior

50-200 m. Calcoesquistos con graptolites, bancos de dolomitas y pizarras abigarradas con calcoesquistos intercalados.

Mesodevónico

10-150 m. Calcoesquistos y pizarras micáceas abigarradas y calizas grises con *Orthoceras* y crinoides.

Neodevónico

Frasniense-Fameniense.

5-100 m. Calizas rojas amigdaloides con *Cheiloceras* y calizas rosadas con *Clymenias*.

CARBONIFERO

Culm

250 m. Pizarras, conglomerados, calizas y grauwacas; las pizarras contienen impresiones de *Dicthyodora* sp., y las grauwacas *Archeacalamites* dudosos. Las calizas, con *Goniatites striatus*, del Visense Superior.

El espesor total máximo del Paleozoico es de unos 1.800 m.

2.3 MESOZOICO

2.301 PERMOTRIAS

La serie considerada como representante del Pérmico y del Trías Inferior detrítico (Buntsandstein), y más simplemente designada bajo el vocablo Permotrias, es doblemente clásica; por su color «poso de vino» y por la naturaleza de sus litofacies (flysch de pudingas con cuarzos blancos o rosas, areniscas finas o bastas, la mayoría de las veces micáceas, argilitas).

La discordancia angular se ha reconocido siempre en la base de la serie; es muy rara vez aparente otra discordancia en el seno de la formación que permita la eventual separación entre Pérmico y Trías. En ausencia de argumento paleontológico parece imposible saber dónde comienza el Bunt e incluso tratar de afirmar su presencia.

La formación llamada del Permotrias puede estar afectada por importantes variaciones de espesor: 1.400 m. (corte del Segre entre Plan de San Tirs y Hostalets), 100 m. más al E. (Greixa), después 800 m. al N. de Poble de Lillet (G. COLOM, 1957).

2.302 TRIAS MEDIO Y SUPERIOR

La estratigrafía del Triás de la región no debe apartarse claramente del esquema germánico clásico, a saber: encima de una base detrítica, un conjunto con dominio calizo (atribuido al Muschelkalk) coronado por un horizonte superior con dominio de evaporitos y de margas (naturalmente atribuido al Keuper). Pero existiendo una tectónica caprichosa, propia de estos niveles, que desordena la sucesión normal, es difícil elegir el método que garantice una estratigrafía rigurosa.

Sin embargo, los puntos siguientes parecen seguirse sin ninguna duda:

- a) El Permotriás termina en una treintena de metros de arcillas rojas con escasos tramos verdes que se pueden considerar como el equivalente del Röt.
- b) En la base de los niveles del Muschelkalk existe un horizonte de yesos independiente de los yesos del Keuper y que calificamos de yesos inferiores. Tanto los unos como los otros contienen los habituales cuarzos bipiramidales, lo que hace pensar que están más unidos a las facies que poseen un carácter específico de un piso determinado (como ocurre en el Keuper).
- c) Hay varias cornisas calizas en el Muschelkalk, de una decena de metros de espesor, formadas de calizas siempre negras, con niveles algo rizados, bien estratificados, a veces oolíticos. Frecuentemente estas calizas desprenden en fractura fresca un fuerte olor a hidrocarburos. Están separadas por dos niveles más débiles: dolomías en plaquetas «paralelepípedicas», carniolas y delgados lechos margosos. Un nivel de calizas finamente hojosas ha suministrado (anticlinal de Orden) abundantes estériles, pequeños ofiuroides muy bien conservados y un pez. Igual que en el Keuper, existen inyecciones o filones-capa de rocas básicas (ofitas) con dos niveles diferentes por lo menos (camino de Hostalets a Tost).
- d) El Keuper, además de su facies habitual de margas versicolores y de evaporitos, contendrá un nivel calizo que no parece poder estar situado en el Muschelkalk. En efecto, se encuentra encima de la serie de las margas versicolores y difiere esencialmente de los conjuntos petrográficos que se han visto en todas partes ocupar la posición del Rhetiense; encierra algunos fragmentos de una clasificación determinables: *Acicula bacillum*, citada en el Triás (D. ANDRUSOV, 1938), o incluso en el Triás Medio (J. PIA, 1930).
- e) Por último, los delgados niveles de carniolas amarillas, muy desmenuzadas, parecen más unidas a los horizontes arcillo-margosos del Keuper que a los niveles calizos del Lías. Estos niveles, que se sitúan así en el extremo base del Rhetiense, es, por tanto, más lógico cartografiarlos con el Keuper.

2.303 LIAS

El Lias sur-pirenaico no presenta ningún carácter que le permita distinguirse netamente del Lias nord-pirenaico o incluso del Lias del Mediodía de Francia y del norte de España. En primer lugar, está admitido que la facies Keuper parte del Rético, lo que hace difícil la distinción entre estos dos períodos. Encima, el Lias comporta un término dolomítico poco fosilífero, en la base del cual se individualizan a menudo niveles brechificados que se les refiere al Infralias, sin dar a este vocablo una significación estratigráfica precisa.

En su parte superior el Lias se vuelve margoso, es entonces muy fosilífero y sobre todo rico en Braquiópodos, Lamelibranquios, Belemnites y Ammonites del Charmutiense, Toarciense y Aalenense.

2.304 JURASICO, NEOCOMIENSE, APTENSE

Sobre la vertiente meridional de los Pirineos las margas liásicas están seguidas por una serie de dolomías negras, después calizas claras de facies «ur-goniana» litológicamente comparable a la que se conoce en la misma posición sobre la vertiente norte de la cadena. Investigaciones estratigráficas recientes y fragmentarias, fundadas en el estudio de microfauna y de microfacies, han subrayado aún más las analogías que existen entre las dos series, puesto que han señalado, como ya se había hecho a propósito de la vertiente norte, que no se puede hoy, sobre la vertiente sur-pirenaica, conservar la atribución uniforme de las dolomías al Dogger y de las calizas al Aptense.

En la zona sur-pirenaica el valle del Segre ofrece la serie de más espesor. Su análisis detallado ha revelado que las dolomías, cuya potencia es de un centenar de metros, pertenecen al Dogger y que están seguidas en continuidad de sedimentación por una masa calcárea de cerca de 1.500 m. de espesor que debe representar al Jurásico Superior, el Neocomiense y el Aptense Inferior.

Ningún dato estratigráfico reciente permite confirmar o rectificar la atribución respectiva de dolomías al Dogger y de calizas al Aptense al oeste de este valle. Importa, sin embargo, señalar que DALLONI ha estimado en los Pirineos aragoneses que el Albense Inferior estaba representado por calizas zoógenas.

Ver figura 2.304-1.

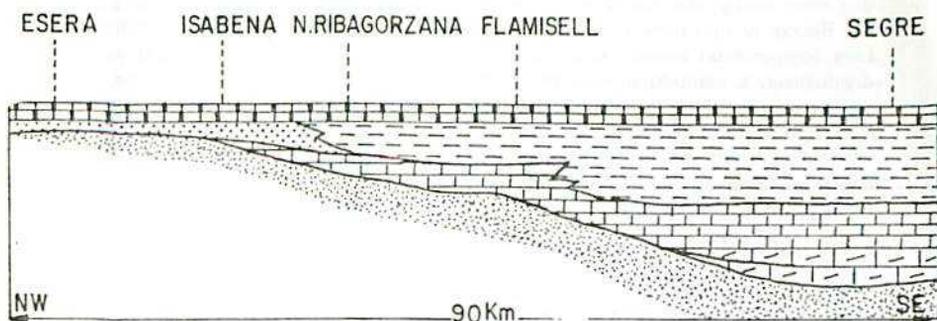
2.305 EL COMPLEJO URGO-APTENSE

Bajo esta denominación se agrupa una potente serie calcárea que descansa sobre las dolomías anteriormente citadas, sin que sea posible, en la mayoría de los casos, el fijar el límite de separación entre ambas formaciones.

Los materiales de la serie Urgo-Aptense están constituidos por calizas ne-gruzcas o azuladas que al alterarse toman tonos grisáceo-claros. El espesor de los estratos varía de la base, donde se disponen formando capas bastante potentes de hasta 2 m. al techo, en donde adquieren el carácter de calizas tableadas. Entre las capas calcáreas alternan delgados lechos de margas que localmente pasan a calizas margosas.

P. MISCH (1934) asigna a este nivel una potencia comprendida entre los 300 y 500 m.

ESQUEMA DE LAS VARIACIONES Y DE LAS RELACIONES DE LOS TERRENOS DEL JURASICO Y DEL CRETACICO INFERIOR EN LA ZONA SURPIRENAICA ENTRE LOS VALLES DEL SEGRE Y DEL ESERA



J = Dolomías negras del Jurásico.

n = Calizas del Jurásico Superior y del Neocomiense.

ur = Calizas Urgonianas, Aptense-Albense Inferior.

c_1^4 = Margas negras con espículas, Aptense Superior, Albense-Cenomanense Inf.

$c_{u}^{4.3}$ = Complejo detritico del Turbón, Albense-Cenomanense.

c^5 = Calizas Prealveolinas, Cenomanense Superior.

Figura 2.304-1

2.306 APTENSE MEDIO SUPERIOR - ALBENSE

Los materiales Urgo-Aptenses, anteriormente descritos, sirven de base, en perfecta concordancia, a un complejo margoso con leves intercalaciones calcáreas, en el cual los fósiles son ya lo suficientemente abundantes y característicos para poder apoyar en ellos su situación estratigráfica. En conjunto la fauna es característica del Aptense, si bien dominan los elementos atribuibles a los niveles superiores de este piso, que en algunos casos, y en los tramos más altos de la serie, se asocian a especies que deben ser referidas al Gault, por lo que, sin que puedan establecerse diferencias de facies, hay que admitir que estos niveles representen el tránsito Aptense-Albense.

Litológicamente los materiales del Aptense-Albense se caracterizan por su facies margosa, por su color gris oscuro, por la textura astillosa, por la abundancia de pequeños filoncitos de calcita y frecuentemente por la presencia de nódulos más o menos limonitizados de marcasita.

Entre las margas existen delgadas intercalaciones calcáreas, a veces calca-reomargosas, que localmente pasan a un verdadero flysch.

La serie típica, la de Cabó, comprende los siguientes niveles:

- a) Un nivel inferior formado por calizas gris negruzcas de difícil datación, que se han atribuido con reservas al Urgo-Aptense.
- b) Un segundo nivel, compuesto por margas grises ligeramente azuladas, con fósiles piritosos que nos demuestran su edad aptense. Consideramos este nivel como perteneciente al Aptense Medio.
- c) Un nivel calcáreo margoso con *Orbitolina conoidea-discoidea*, *O. lenticularis* y bancos de grandes *Ostreas* asociadas a otros fósiles, y que si admitimos el valor estratigráfico de estas *Orbitolinas*, no tenemos más remedio que aceptar su atribución al Aptense Superior y quizá al Albense Basal, ya que es frecuente en este nivel la asociación de la *Orbitolina discoidea* var. *libanica*, de edad ciertamente aptense, con *O. lenticularis* de distribución estratigráfica Aptense-Albense, o bien sin precisar, del Gault.
- d) Un nivel margoso muy similar al segundo, con fósiles piritosos. Corresponde a una fauna de tránsito del Aptense al Cenomanense, con fósiles típicamente característicos del Albense asociados a algunas especies residuales del Aptense Alto. Parece comprender el Albense y quizá la parte basal del Cenomanense, si bien se carece de fósiles para certificar esta última datación. Este nivel Albense, hacia el sector oriental incluye el Cenomanense, siendo ambos niveles imposibles de separar litológicamente y muy difícil paleontológicamente por su pobreza de fósiles.

2.307 CENOMANENSE

El Cenomanense en esta región se presenta con un desarrollo muy diferente, según se considere la región occidental o la oriental. En efecto, en la primera se apoya sobre las calizas y margas del Aptense y Albense una potente serie calcáreo-margosa de unos 430 m. de espesor, en la que dominan los tonos rojizos en superficies y los gris azulados en fractura fresca. Entre los potentes bancos de calizas se observan intercalaciones margosas que contienen localmente abundantes *Orbitolinas*.

En el sector oriental, por el contrario, la serie caliza, aquí muy potente (unos 10 m.), yace discordante sobre los materiales del Aptense y Albense. En ella se encuentran *Prealveolina* cretáceo REIC. y *Ovoalveolina ovum* (D'ORB.), que si bien tienen una distribución estratigráfica que abarca incluso al Santonense existe actualmente la tendencia de incluir estos niveles en el Cenomanense Superior (GREKOFF, GUERIN-DESJARDINS, LATREILLE, LYS SIGAL, SISKIND, 1961). Si se admite esta atribución, hay que aceptar la existencia de una amplia laguna estratigráfica que incluye la mayor parte del Cenomanense.

2.308 TURONENSE

Sobre las formaciones bien datadas del Cenomanense Superior existe un complejo calcáreo al que se atribuye una edad turonense. Esta atribución se apoya más en consideraciones de orden estratigráfico que de orden paleonto-

lógico, si bien estas últimas aportan algún dato que corrobora la propuesta atribución.

Estratigráficamente esta formación calcárea se intercala entre el Cenomanense Superior y la base del Santonense, ambos datados de manera indudable tanto estratigráfica como paleontológicamente.

En la mitad occidental de la Hoja los materiales que se atribuyen al Turonense forman una unidad estratigráfica bien definida, pues descansan, como ya se ha indicado, sobre las calizas del Cenomanense, y soportan las formaciones flysch del Santonense Inferior, o sea, del Coniacense.

El complejo calizo a que nos referimos, formado por calizas puras en la base y más o menos arenosas y margosas en los tramos superiores, destaca bruscamente en el relieve, dando lugar a un sistema de escarpas (Santa Fe, Sant Joan, Boumort, Congost d'Erinvá y Sant Gervás).

Corte de Santa Fe de Orgañá

Este corte está trazado a lo largo del flanco S. del sinclinal de Herbasavina-Orgañá, donde estos materiales calcáreos dan lugar al escarpe de Santa Fe. La sucesión estratigráfica observada es la siguiente:

Techo.—Flysch calcáreo margoso, con gran abundancia de equínidos. Santonense.

- 1) 30 m. Calizas arenosas amarillento-rojizas, que localmente toman el aspecto de una verdadera arenisca, con Miliólidos y gran cantidad de fragmentos de conchas en su mayoría silicificadas.
- 2) 2 m. Margas amarillas.
- 3) 55 m. Calizas rojizas muy carstificadas.
- 4) 15 m. Calizas margosas amarillas.
- 5) 10 m. Calizas grises.

Yacente.—Margas con Orbitolinas Aptenses-Albenses en discordancia con el complejo anterior, que explica la falta del Cenomanense.

2.309 SANTONENSE

A los materiales turonenses, de poco espesor y escasa variación, que acabamos de describir, sucede, en perfecta concordancia estratigráfica, una potente serie calcáreo-margosa, perfectamente individualizada, en la que abundan yacimientos fosilíferos y cuya edad santonense está en términos generales fuera de toda discusión.

Litológicamente la serie se inicia por una formación calcáreo-margosa o calcáreo-detrítica, que localmente y por intercalación de niveles más margosos adquiere un carácter de flysch. El resto de la formación es predominantemente margosa.

Paleontológicamente caben distinguir dos niveles, el inferior se caracteriza por la gran abundancia de rudístidos que localmente llegan a constituir verdaderos bancos, a los que se asocian colonias aisladas de corolarios. El superior viene caracterizado por la enorme abundancia de equínidos, entre los que predominan los pertenecientes al género Micráster.

Hay que advertir, no obstante, que los grupos anteriormente citados no son los únicos elementos faunísticos incluidos en estos niveles. Así, cabe destacar la existencia de biohermes de esponjas, acompañadas de abundantes moluscos, que se encuentran también más o menos repartidos en las restantes formaciones.

2.310 CAMPANENSE

La homogeneidad de facies y la falta de fósiles característicos impiden, en la mayoría de los casos, el caracterizar al Campanense, si bien debe reconocerse que la presencia de este nivel es indiscutible faunísticamente en algunos de los afloramientos. Así, por ejemplo, ocurre en las cercanías del pueblo de Montesquiuí, en donde ya DALLONI (1930) encontró una fauna, la caracterizada por el *Bostrychoceras polyplacum* ROEM. turrilitido típico de este nivel.

2.311 MAESTRICHTENSE

El paso de los materiales del Santonense Superior-Campanense al Maestrichtense viene indicado por un aumento progresivo de materiales detríticos dentro de las margas o flysch margoso-calcáreo. Este flysch está formado por una alternancia bastante regular de areniscas tableadas y margas ligeramente arenosas. Es muy frecuente, en la superficie de los estratos de arenisca, los ripple-marcks, característicos de este tipo de sedimentación. Posiblemente la parte más baja de estos materiales corresponde aún al Campanense, no obstante, la carencia absoluta de fósiles no permite reconocer con exactitud el límite superior del Campanense. J. ROSELL considera como límite entre ambos niveles los primeros estratos detríticos situados por encima de la sedimentación calcáreo-margosa, aun reconociendo la falta de faunas en estos tramos inferiores que apoyen esta hipótesis.

El Maestrichtense puede dividirse en dos niveles litológicamente distintos: el inferior, caracterizado por ser de facies flysch y representar una alternancia muy regular de lechos de areniscas y capas margosas. Y el superior, formado por un horizonte de areniscas cuya base es de facies marina y cuya parte superior es de facies continental; el tránsito entre ambos es gradual y, en la zona intermedia se observan flysch de lechos de facies continental con otros de facies marina.

En este flysch, localmente muy característico, se observa que el techo de las capas de arenisca presenta frecuentes ripple-marcks, cantos blandos, granoclasificación, etc. Los estratos de arenisca son muy hojosos y tableados, siendo en ellos abundantes las pajaritas de biotita y los pequeños restos de carbón. Asimismo, es característico el cambio lateral de facies que en algunos casos se efectúa en muy poca distancia, entonces adquiere un carácter margoso, ligeramente arenoso; en otros, en cambio, pasa a areniscas tableadas, de una manera especial en la parte alta de la serie, que, la mayor dureza de estos materiales resalta en el relieve, dando lugar a pequeñas pero características cuevas. Las capas de areniscas incluyen una rica microfauna, así como gran cantidad de briozoos. En los margosos, por el contrario, se ubican ricos yacimientos fosilíferos de una inmejorable conservación.

El tramo arenoso del Maestrichtense Superior es litológicamente muy

constante. En él son frecuentes las intercalaciones de pequeñas masas lenticulares de conglomerados o micropudingas. Corresponde, como ya se ha indicado, al nivel de tránsito de la sedimentación marina a la continental, y es pues por ello una verdadera playa fósil.

Además de ser uno de los pisos geológicos que alcanza potencias mayores en la región prepirenaica, es también uno de los que abarca mayor extensión. Su potencia es próxima a los 600 m.

Serie del barranco de «La Podega»

A poco más de 1 km. hacia el O. de «Les Collades de Bastús».

De arriba a abajo se observan los siguientes niveles:

Techo.—Margas abigarradas del Garumnense.

- 1) 12 m. Areniscas amarillento-rojizas, cemento calizo, nodulosas. Incluyen restos óseos de Dinosaurios.
- 18) 2 m. Arenisca tableada gris amarillenta.
- 19) 50 m. Margas arenosas, gris azuladas, nodulosas —los nódulos son más calcáreos— con Orbitoides, radiolas de equinido, briozoos y crinoideos.
- 20) 7 m. Arenisca amarilla, algo tableada con restos de conchas indeterminables.
- 21) 150 m. (visibles sólo 50 m. por encontrarse el resto cubierto por derrubios de pendiente). Flysch, alternancia de margas y areniscas calcáreas, gris azuladas, con vetas de calcita; contienen crinoideos, Orbitoides y briozoos.

Yacente.—Alternancia de margas y calizas gris amarillentas.

2.312 GARUMNENSE

El límite entre las formaciones cretácicas y eocénicas se efectúa a través de un nivel de facies continental, que clásicamente ha venido siendo atribuido al Garumnense.

Este nivel, según las investigaciones de MANGIN (1958-60), no puede ser analogado a un piso en sentido estratigráfico, pues tiene carácter compresivo y abarca la parte alta del Cretácico Superior y el Paleoceno. Problema, a primera vista, difícil de resolver, dada la constancia de caracteres litológicos entre los niveles correspondientes a ambas formaciones. No obstante, dada la relativa abundancia de restos de grandes reptiles, de fragmentos de huevos y de Lychnues en los tramos basales de la serie, en los que falta el *Bulimus gerundensis* VID., no hay duda de que éstos corresponden al Cretácico más alto. Sobre ellos y en perfecta concordancia e identidad de facies se asienta otra formación en la que faltan en absoluto tanto los reptiles como la fauna acompañante. Ello nos obliga a considerar, aun careciendo de pruebas paleontológicas, que estos niveles corresponden al Paleoceno Inferior y a admitir como nivel límite la primera capa en la que faltan los reptiles, que coincide en general con una intercalación caliza con oogonios de *Chara*, lo que indica su carácter lacustre.

Hay que reconocer, sin embargo, que, en muchos casos, es imposible el establecer la separación propuesta. Ello se debe tanto a la falta de la fauna como a la inexistencia del nivel calizo intercalado. Por esto, aun a sabiendas de su falta de valor estratigráfico es preferible considerar conjuntamente todos los materiales rojo-continetales e incluirlos bajo el nombre de Garumnense en sentido amplio.

La estratigrafía detallada del Garumnense es, en la práctica, difícil de realizar, ya que la monotonía de sus materiales, los rápidos cambios laterales de facies, y los límites imprecisos con los niveles inferiores, no permiten obtener con gran exactitud una estratigrafía minuciosa. *El límite superior del Garumnense viene claramente definido por los potentes bancos de calizas de Alveolinas del Ilerdiense, que indican el inicio de una nueva transgresión marina y marcan un profundo cambio en las condiciones de sedimentación.*

El tránsito entre esta formación claramente marina y el Garumnense se hace a través de unos materiales salobres en los que encontramos asociados fósiles lacustres y continentales con los marinos.

2.4 TERCIARIO

2.41 EOCENO

Las primeras formaciones eocenas pudieran ser de edad ypresense, facies continental, y confundirse en el conjunto de margas que hemos denominado garumnenses. De no encontrarse los típicos *Bulimus*, la separación es imposible.

El primer conjunto típicamente eoceno de extensión regional está constituido por un nivel señaladísimo en toda la estratigrafía de todo el Pirineo, en el sentido más amplio de esta palabra; es decir, incluyendo los montes de Cantabria. Son las calizas que se conocen con el nombre de calizas de Alveolinas, por contenerlas en gran abundancia; además, presentan, a veces, mucho *Nummulites*. Con potencia variable, están en la base del Eoceno y, por consiguiente, y como consecuencia de su dureza y compacidad, suelen coronar en forma de cejos o escarpes casi todas las series cretáceas mencionadas.

Por debajo de las calizas de Alveolinas (en la Sierra de Cadí), señala BOISSEVAIN la existencia de unos 70-100 m. de margas y margas-calizas con *Nummulites*, margas fétidas con *Assilinas*, *Operculinas* y *Orthophragminas* y, en la base, calizas margosas azul-negras con *Nummulites*.

Un nivel idéntico de margas con las mismas especies de *Assilinas* se localiza al oeste de Berga y soportan igualmente las calizas de Alveolinas.

Niveles idénticos de calizas grises arenosas, margas fétidas, con *Miliólidos* y *Ostrea uncifera* y espesores de pocas decenas de metros, se encuentran bajo las calizas de Alveolinas de San Mamet y sobre las facies continentales garumnenses. Se trata también del Ypresense marino, con los mismos fósiles y características. Un dato más para subrayar la continuidad de las distintas series.

La serie del Cadí se completa por el flysch luteciense-auversense, compuesto de una alternancia monótona de areniscas micáceas glauconiosas, tan típicas de todo el flysch eoceno pirenaico, calizas arenosas y calizas de miliólidos; algunos bancos calizos arenosos contienen la *Turritella trempina*, muy característica del mismo flysch de la «Conca» de Tremp (aún con otro dato más

para la continuidad de estas series, opuestas diagonalmente en la provincia). Su espesor conjunto es de 300 a 400 m.

En la serie del Montsech comienza el Eoceno con las calizas de alveolinas, pero su potencia es más reducida y no rebasa como promedio los 50 m. Por encima se desarrolla un potente flysch marino, de color gris y en parte margoso, en el que se intercalan banquitos de conglomerados. Está compuesto de una monótona alternancia de calizas bastas arenosas con *Ostrea strictiplicata*, margas arenosas y bastas y areniscas calíferas, con elementos detriticos más gruesos. Hacia la parte alta pasa a una serie limnica de margas arenosas y conglomerados de colores grises y pardos, o abigarrados, cuando abundan las pizarras margosas. Este flysch marino es el que rellena la parte occidental de la «Conca» de Tremp. Al norte de la «Conca», parte del potente flysch meridional está representado por calizas de Alveolinas que, por consiguiente, son mucho más potentes que en el Montsech.

Paleontología

El Eoceno Medio es rico en fósiles y son también abundantes las especies nuevas en él determinadas.

Ver lista de fósiles en: Explicación al Mapa Geológico de la provincia de Lérida, de A. ALMELA y J. M. RIOS.

2.42 OLIGOCENO

Esta formación tiene características diferentes en las zonas marginales, y la posición casi siempre muy tendida de sus estratos impide que afloren a la superficie los basales del centro de la cuenca.

No obstante, éstos se conocen con bastantes exactitud gracias al descubrimiento de la formación salina de Cardona, que con su gran riqueza potásica ha dado lugar a la ejecución de una extensa red de sondeos que ha puesto de manifiesto la constitución del Oligoceno en profundidad.

Estas investigaciones han puesto de manifiesto que, en el centro de la cuenca lacustre, la base de la formación está constituida por un potentísimo complejo de margas, anhidrita y sal común, dominando más o menos cada uno de estos elementos, según los distintos niveles y localidades.

En la base suele dominar la sal común, e incluso constituir grandes espesores ella sola o acompañada de silvinita y carnalita, que principalmente se concentran en la parte alta, constituyendo la zona potásica explotada.

Sobre la sal común o potásica se suceden niveles de margas y sal común, y sobre éstos la anhidrita, con capas de margas grises o rojas y también algunos niveles de sal común.

A veces, en la parte alta de los yesos se intercalan unos metros de areniscas y margas rojas, que por su color destacan netamente entre aquéllos.

Sobre los yesos descansa una serie de tanta potencia como monotonía, que constituye el resto de los depósitos oligocenos de la cuenca.

Esta formación, de coloración rojiza o rosada muy constante, está constituida por lechos de margas de este color, areniscas bastas, rosadas o grises, bien estratificadas y con frecuente estratificación cruzada, y pudinguitas de elementos no muy gruesos, todo ello alternando con bastante constancia.

No obstante su regularidad aparente, las características de detalle varían de un lugar a otro, pero estas variaciones son tránsitos laterales que impiden la diferenciación de niveles por sus caracteres litológicos. La coloración varía del gris al rojo no muy intenso, y la composición también, según que dominan unos u otros elementos. La presencia de las margas y areniscas es casi constante, pero estas últimas en su composición y en el tamaño de sus elementos; en cuanto a las pudingas, pueden faltar por completo o llegar a ser elementos predominantes; pero en todo caso, el flysch de niveles y la coloración rojiza dan al Oligoceno un aspecto típico.

Como variantes más notables en esta serie podemos señalar, en primer lugar, la presencia de capas de lignitos intercaladas en margas pizarreñas horizontales en ambos márgenes del Ebro; esta formación lignífera constituye la conocida cuenca de Mequinenza, que se explota en un crecido número de minas.

Las areniscas son frecuentemente molásicas y en algunos sitios se encuentran intercalaciones de calizas. Así ocurre en Tárrega, en donde existen unos niveles de molasas con flysch de calizas grises de grano fino, los cuales contienen abundante flora y fauna, esta última con muchos vertebrados de gran interés estratigráfico, y que han sido objeto de diferentes estudios.

Finalmente hay que señalar también que los yesos se repiten, a veces, entre la facies detrítica, pero ya en hiladas aisladas y de relativa poca potencia, así como que la facies normal, al acercarse al borde de la cuenca, se empieza a cargar de conglomerados, especialmente en los niveles altos en tránsito a la facies marginal.

Es muy difícil establecer niveles estratigráficos tanto por dificultad litológica como paleontológica. En su mayoría pertenecen al Sannoisiense, determinado especialmente por la fauna de vertebrados de Tárrega, correspondiendo probablemente al Estampiense las margas y molasas de Lérida.

En cuanto a potencia de los distintos niveles de este terreno, son muy variables, tanto por razones intrínsecas como por efecto de la denudación, ya que el Oligoceno queda siempre en la superficie, lo que hace difícil la apreciación.

A continuación damos el cuadro estratigráfico de MARIN, que consideramos de sumo interés:

Ludiense.—Macizos, calizas y margas con yesos, poco fosilífero, escaso desarrollo, faltando en muchos sitios.

<i>Sannoisiense</i> .—Banco anhidrita y yeso	2 a 10 m.
Zona potásica inferior (casi siempre falta)	2 a 8 m.
Sal blanca o gris, en general muy pura	200 a 300 m.
Zona potásica superior	60 a 70 m.
Margas, sal común y anhidrita en lechos muy delgados	40 a 50 m.
Margas grises y rojas, yesosas y saladas, a veces con bancos de arenisca caliza y yesos de espesor variable	100 a 200 m.
Margas rojas predominantes, margas grises con calizas, conglomerados y arenisca, hasta	1.000 m.

Yesos superiores con margas y areniscas 100 m.
Margas grises y rojas con calizas fosilíferas y gra-
nitos de Calaf.
Calizas y molasas con osamentos de Tárrega.

Estampiense.—Molasas y margas de Lérida.

La potencia del Oligoceno en la provincia seguramente excede, en algunos sitios, de los 2.000 m.

Conglomerados basales

En la rama NO. del anticlinal de Oliana descansa, en concordancia sobre el Bartonense, una enorme masa de pudingas muy duras, constituidas, principalmente, por cantos rodados de caliza secundaria o terciaria y algunos, escasos, de rocas paleozoicas. En la garganta del Segre alcanza una potencia de cerca de 1.000 m., pero pasan, en tránsito lateral rapidísimo, a Oligoceno de facies normal, y en la rama sur han desaparecido por completo en la carretera y el Oligoceno típico descansa concordante sobre el Bartonense. Donde los accidentes tectónicos no lo impiden, se ven estos conglomerados recubiertos por el Oligoceno normal.

Al sur de San Lorenzo de Morunys, en el eje de un anticlinal oligoceno muy agudo, aparecen unos conglomerados que atribuimos a este mismo nivel, aunque no se ve la base de la serie. En éstos, el canto paleozoico es más abundante.

Son éstas unas formaciones típicas de borde de cuenca, en estuarios en los que se han depositado los productos de erosión, correspondientes a los paroxismos del levantamiento alpino.

Como hemos dicho antes, su posición concordante sobre un Bartonense claro, indica que su edad es ludiense y sannoisiense, no siendo posible separar ambos niveles por su identidad de facies.

Neógeno

La denominada depresión o Cubeta de Bellver está representada por un extenso afloramiento de Neógeno, prolongación occidental de la depresión de Cerdaña que se extiende ampliamente hacia el este.

El Terciario de la Cubeta de Bellver forma una planicie situada entre 1.100 y 1.200 m. de altura.

En este Terciario de facies lacustre existen numerosos yacimientos de plantas fósiles, estudiadas por REROLLE, que permiten afirmar por sus afinidades con la flora del sur de Europa, que se trata de Mioceno Superior o Plioceno Inferior. Pero su edad exacta ha quedado mejor precisada gracias al hallazgo de numerosos restos de mamíferos estudiados por DEPERET, ALMERA, BOFILL, CHEVALIER y BATALLER, en plena depresión Cerdaña.

Por razones paleontológicas estos terrenos representan el Mioceno Medio y Superior: Vindoboniense y Pontiense.

Recubren a estos depósitos lacustres extensas formaciones de aluviones y arcillas que han sido atribuidas al Plioceno.

2.5 CUATERNARIO

La complejidad de fenómenos erosivos debidos a las aguas salvajes y fluviales y a la acción de los glaciares propios de una región de tan accidentada topografía y diversidad geológica y climática, hace presumir ya la heterogeneidad de los depósitos continentales atribuidos al Cuaternario. Se estudian estos depósitos basándose en criterios morfológicos y genéticos, más bien que en un criterio cronológico.

Así consideramos: a) Depósitos glaciares y fluvio-glaciares; b) Terrazas fluviales; c) Conos de deyección y derrubios de pendiente, y d) Depósitos eluviales y coluviales.

2.51 DEPOSITOS GLACIARICOS

La zona glaciar pleistocena ha debido ocupar, aproximadamente, el área que ocupan los terrenos primarios, pues se encuentran vestigios morrénicos en los límites de ésta, pero la intensa erosión posterior los ha hecho desaparecer en gran parte.

El macizo de La Maladeta y el Valle de Arán han debido estar invadidos por los glaciares, como lo prueban los muchos lagos glaciáricos o ibones que existen, así como la forma característica de los valles excavados en el granito; pero sólo pequeños testigos quedan en las laderas y fondo de los valles, uno de los cuales es la morrena que cierra el lago Llebre, sobre un afluente izquierdo del Noguera de Tor.

En las proximidades de Esterri de Anéu y en el Valle de Arán se conservan también interesantes morrenas y grandes bloques de granito arrastrados por los hielos.

El macizo granítico de Lles-Aristot también conserva, en las laderas de los valles afluentes del Segre, restos de las morrenas glaciares que existieron en aquella zona.

2.52 TERRAZAS FLUVIALES

El río Segre ofrece un sistema de terrazas claramente desarrollado.

2.53 CONOS DE DEYECCION Y DERRUBIOS DE PENDIENTE

Los torrentes importantes, especialmente los que tienen cauce abierto en terrenos calizos y graníticos de la zona más elevada, han formado conos de deyección suficientemente desarrollados para poder ser representados algunas veces en el mapa.

Los terrenos graníticos de la zona elevada, donde prepondera la acción erosiva mecánica del hielo, ofrecen casi siempre sus pendientes más pronunciadas cubiertas de grandes bloques angulosos (canchales), que en el país reciben el nombre de tarteras. Este tipo de derrubio, por su difusión enorme en toda la zona nival, no ha podido ser representado en el mapa más que excepcionalmente. En algunos casos, como al pie de La Muga, forman caos de ingentes dimensiones.

2.54 DEPOSITOS ELUVIALES Y COLUVIALES

Además de las acumulaciones glaciares, fluviales y de pendiente, frecuentemente el roquedo está cubierto de un manto más o menos grueso de material poco o nada rodado, resultante de la alteración atmosférica; estos materiales sólo han sido excepcionalmente señalados en el mapa cuando llegan a impedir la observación del yacente geológico originario.

En las pendientes algo acentuadas estos cantos resbalan suavemente y constituyen verdaderos depósitos coluviales; cuando la pendiente es insuficiente para este ligero arrastre, quedan «in situ» y forman depósitos coluviales.

Tanto el granito como las pizarras de las regiones altas están frecuentemente sepultados bajo enormes acumulaciones de este tipo de materiales, como en Puig, Pedrós, Carabassa, Monturull, etc.

3. HISTORIA GEOLOGICA

DURANTE EL PALEOZOICO

La historia geológica del Pirineo español hasta el plegamiento herciniano inclusive, sólo se conoce de una manera fragmentaria.

El plegamiento herciniano es la primera de las grandes convulsiones que han ocasionado el levantamiento de la Cordillera Pirenaica, pero este plegamiento se descompone en una serie de fases de mayor o menor importancia, acerca de las cuales no están de acuerdo todos los geólogos que han estudiado esta cordillera.

Después de la fase palarésica no se encuentra ningún síntoma de actividad orogénica hasta el Devónico Superior, en que aparece una discordancia a la que SCHMIDT da el nombre de discordancia Leridana.

Una vez depositado el Culm se produce un movimiento general de emersión, que crea las condiciones necesarias para la formación de los depósitos carbonosos en las distintas cuencas del Pirineo.

DESDE FINALES DEL PALEOZOICO HASTA EL JURASICO

Vistas las características y desarrollo de las formaciones paleozoicas e intrusiones graníticas variscas, vamos a seguir con MISCH, en forma abreviada, el desarrollo postvariscico de este ámbito durante los tiempos en que se depositaron las peculiares formaciones, casi todas ellas de tipo continental, que se suceden desde el Estefaniense al Permotrias y Trias hasta el cambio a régimen semisalobre de las carniolas que constituye el tránsito al francamente marino del Liásico.

DISCORDANCIA ASTURICA

Se puede decir que bajo el Estefaniense, cuando existe y cuando no, bajo el Permotrias, se aprecia casi siempre la existencia de la discordancia varisca.

Tanto el Permotriás como el Estefaniense se apoyan discordantes sobre un substrato paleozoico plegado.

El Estefaniense ya no ha sido afectado nunca en esta región por los plegamientos variscos.

Al Estefaniense suceden las formaciones igualmente continentales de Permotriás.

La potencia del Permotriás es muy variada.

Sobre el Bunt continúa la serie triásica en pura facies germánica.

DURANTE EL JURASICO

El régimen representado por los tramos superiores del Triás es netamente lagunar, pero el Jurásico se inicia por un régimen más salobre que indica la mezcla de las aguas continentales con las del mar Rético, que va penetrando en el sinclinal pirenaico; así es como tiene lugar la precipitación de las dolomías y carniolas del Rético. El que la precipitación se verifica desde el este está demostrado porque la transgresión rética sólo está netamente marcada en la zona oriental. La transgresión marina se acentúa durante las épocas correspondientes al Lias Medio y Superior.

Los movimientos neo-kimméricos también han dejado su huella en esta región. Todo el extenso mar Jurásico que abarca desde Levante al Cantábrico, apoyando epicontinentalmente sobre el macizo central castellano y contorneando el umbral herciniano pirenaico acusa su acción. En efecto, aunque la sedimentación en todo el ámbito acusa caracteres uniformes, registrados por la semejanza litológica y paleontológica, la serie jurásica unas veces llega hasta el Lias Superior, otras al Dogger y, finalmente, otras llega hasta el Malm. El Cretácico Inferior tanto tiene como yacente el Lias, el Dogger o el Malm.

La existencia de las bauxitas y formaciones lateríticas relativamente abundantes, que se encuentran generalmente sobre el Lias y que unas veces están cubiertas por el Urgoniense y otras por el Cretáceo Superior, indican la existencia de zonas emergidas con régimen continental y condiciones climáticas favorables a una rápida e intensa meteorización (ver figura 3-1). ASHAUER señala las mismas circunstancias para los mantos de bauxita provenzales, intercalados entre el Dogger y el Urgo-Aptense, pues son, según él, un producto continental de la meteorización de las calizas mesozoicas del umbral de los Pirineos axiales.

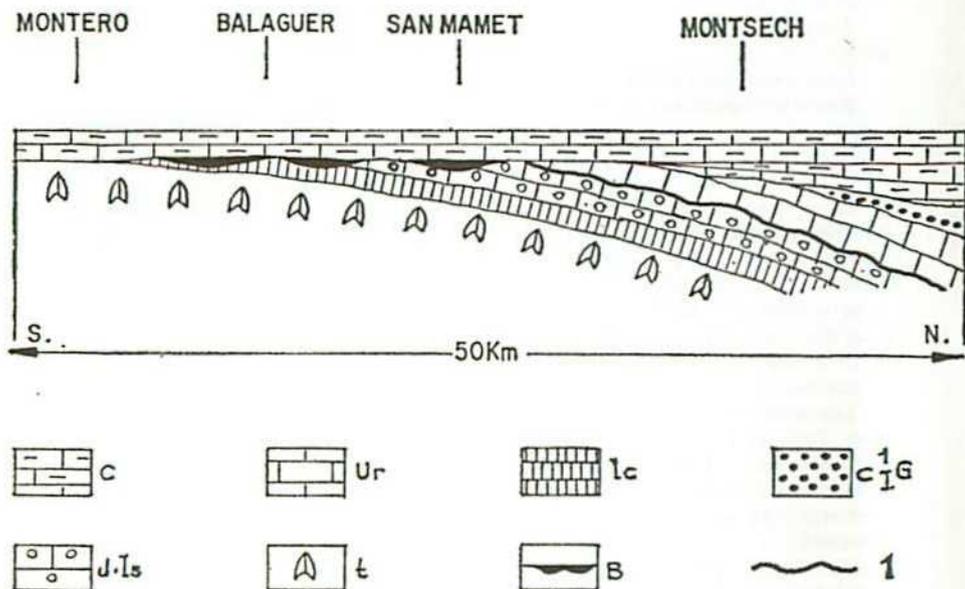
DURANTE EL CRETACEO

Las emersiones más o menos parciales o locales, que durante las primeras etapas del Cretácico Inferior dominan en esta área, son aún más acentuadas hacia su región meridional, porque en la zona de las sierras marginales MISCH señala la ausencia de toda clase de depósitos del Cretácico Inferior, señal de su total emersión.

La historia paleogeográfica del ámbito pirenaico es complicada en contornos y muy desdibujada e imprecisa desde el Liásico hasta la transgresión Aptense, pero a partir del momento de la invasión marina los términos son más precisos.

Sobre las calizas «dogger-urgonienses» se sedimentan en aparente o real

ESQUEMA DE LAS RELACIONES DE LOS TERRENOS SECUNDARIOS EN LAS SIERRAS MARGINALES CATALANAS



C = Cretácico Superior.

c¹G = Aptense Superior.

Ur = Calizas Urgonianas.

J-Ls = Jurásico y Lias Medio y Superior.

Lc = Lias Inferior.

t = Trias.

B = Bauxitas.

1 = Superficie de transgresión de las calizas Urgonianas.

Fig. 3 - 1

Según P. SOUQUET

concordancia las calizas aptenses, caracterizadas por las Orbitolinas y Requienias.

El Albense está ya representado, al menos en algunas zonas, por una facies arenosa con lignitos albenses de tipo ibérico. La serie de las sierras marginales, idéntica a la de Peramola y Odén, representa el borde meridional de la depresión.

Al terminar el Cretácico Inferior, la cubeta aptense se amplía, según MISCH, hacia el oeste, adentrándose algo más el mar en la provincia de Huesca. En cambio, retrocede ligeramente por el sur; el Montsech muestra intercalaciones de lignito y bancos de areniscas albenses, así como una potencia muy reducida y acuñamientos hacia el sur de las capas más altas del Cretácico Inferior.

El Cenomanense, según MISCH, es ampliamente transgresivo en Aragón, sobre el Cretácico Inferior, aunque tropieza en su expansión hacia el norte con un umbral, cuya existencia está demostrada, al menos hacia el oeste. Pero en la provincia de Lérida, el área de sus mares es más reducida que la de los mares aptenses. La margen se retira al norte; falta en las sierras marginales, así como en los Montsechs, y MISCH la sitúa en la zona de Tremp. En cambio, opina que rebasa el umbral pirenaico axial, estableciendo una unión con el mar cenomanense del surco, al norte de los Pirineos.

Cuando el surco sur-pirenaico experimenta cambios notables es a partir del Cenomanense. La serie Turp-Aubens es mucho más completa desde entonces que la de Prada-San Juan, lo que indica que el eje del surco se ha desplazado hacia el sur. Además, la serie de Montsech es muy parecida en tramos y potencia a la de Turp-Aubens, lo que indica que también allí el eje se ha desplazado desde Tremp hacia el sur.

El surco sur-pirenaico, por consiguiente, traslada su mayor profundidad ligeramente hacia el sur, pero sin aumentar su extensión. MISCH establece con claridad que, durante el Turonense y Coniacense, el mar ofrece contornos parecidos.

El Senonense trae consigo una transgresión que aumenta enormemente el área de sedimentación marina; el mar avanza sobre sus zonas marginales. El santonense lo ve rebasar el ámbito del Montsech y llegar a las sierras marginales con facies costeras de areniscas bastas y aun con margas, en las sierras marginales situadas más al norte, como, por ejemplo, en la de San Mamet. Como es natural, en el eje del surco (representado por las Sierras de Turp-Aubens) los sedimentos santonenses son margosos y bastante potentes. El momento culminante de la transgresión corresponde, en casi todo el área de las sierras marginales, que aún muestran espesores relativamente grandes de estas calizas. Los mayores espesores corresponden tanto al Montsech como a Turp-Aubens, es decir, al eje de la depresión. Su reducción se sigue muy bien, tanto hacia el sur, donde desde San Mamet hasta la más extrema sierra marginal las reducciones son regulares y uniformes, como hacia el norte, de Aubens a Santa Fe y de Santa Fe al Cadi.

El Cadi, con sus conglomerados campanenses, representa el límite de la expansión al norte, durante el Campanense, de la depresión sur-pirenaica. Igualmente la zona de Odén, con sus reducidos espesores de calizas, manifiesta el borde de la expansión hacia el SE.

Pasado el Campanense se inicia lentamente una regresión. Ciertamente que ésta no es perceptible en el centro de la cuenca, donde el Maestrichtense está representado por enormes espesores de margas (en Aubens-Turp) y por espesores parecidos, pero de carácter más calizo, en el Montsech. Sin embargo, dos o tres intercalaciones arenosas potentes dan un cierto tono regresivo a esta serie de fondo de sinclinal. Pero en las márgenes, la regresión se hace notar por la reducción de espesores maestrichtenses y el carácter arenoso

de éste. Así, en Santa Fe, faltan casi por completo los grandes espesores de margas maestrichtenses del Coscollet, aunque en la misma serie, hacia el oeste, es decir, hacia la Sierra de Carreu y la «Conca» de Tremp, aún alcanzan un desarrollo considerable. Igualmente aparece muy reducido el Maestrichtense en las sierras marginales (en Odén, en San Mamet, etc.), es decir, en áreas donde el Campanense está aún firmemente representado. Cuando la regresión es más acentuada es al final del Maestrichtense, representado en casi todas las zonas por las típicas areniscas que MISCH denominó «areniscas de Arén», y que tan marcadas facies y desarrollo alcanzan en las provincias de Lérida y Huesca, y que con más o menos nitidez pueden seguirse en todos los ámbitos pirenaicos y cantábricos.

Los elementos de estas areniscas pueden provenir de la erosión de una zona emergida al norte, es decir, del umbral pirenaico axial, cuya existencia hacia el este, durante el Senonense, está bien demostrada por ASHAUER. Según MISCH, podría alcanzar ya ahora, hacia el oeste, el ámbito de los Pirineos medios, donde habría sido rebasado en facies margosas por el mar maestrichtense.

La regresión iniciada durante el Maestrichtense se completa durante el Danés con una retirada de los mares que afecta a la mayor parte de los Pirineos meridionales y a la totalidad del ámbito que nos ocupa.

Pero la sedimentación continúa. La depresión sigue recibiendo sedimentos continentales que representan no sólo la facies garumnense, sino también la ypresiense, como denota la presencia, por un lado, de *Bulimus*, por otro de *Lychnus*, aunque en general, en este ámbito más bien puede hablarse de Garumnense.

La máxima profundidad de la depresión sigue estando en la zona de Turp-Aubens, donde los espesores garumnienses rebasan los 1.000 m., así como en la «Conca» de Tremp, también con gran espesor.

DURANTE EL EOCENO

El tránsito Secundario-Terciario se verifica de una manera gradual e indecisa, como indica la persistencia del régimen continental durante el principio del Eoceno, al menos en las regiones más orientales, donde los sedimentos garumnenses o ypresienses presentan análogas características litológicas.

En todo nuestro ámbito se presentan las calizas de Alveolinas con parecidas características. Cierta es que hay variaciones de espesor, pero éstas no son nunca tan grandes (la variación máxima no pasa de 200 m.) que se pueda señalar la presencia de una fosa. Se trata, pues, de un mar tendido, cuya costa se extendía hacia el sur, quizá bajo el actual Oligoceno de la zona meridional de la provincia. La existencia de esta zona emergida persiste durante todo el Eoceno, porque en la Ibérica no se conocen formaciones marinas de esta edad. Toda la depresión paleógena está rellena allí de bastos sedimentos detriticos de tipo continental.

La depresión del Ebro es, pues, la última etapa (ya Oligocena) de traslación al sur, gradual y lenta, pero segura, del surco sur-pirenaico, traslación que se puede seguir desde el Aptense en adelante. Los mares son más someros, el régimen se hace incluso continental durante el Garumnense y el Oligoceno, pero

el hundimiento continúa ininterrumpidamente, como demuestran los grandes espesores que se acumulan.

La depresión eocena se adentra, sin cambios sensibles, hacia el oeste en la provincia de Huesca. La existencia de un umbral pirenaico axial al norte es muy señalada, al menos durante el Eoceno Superior, ya que al norte de la «Conca» las capas más altas del Eoceno pasan, como señala MISCH, por intermedio de una facies flysch de escasa potencia a una serie «limnica» de conglomerados. Este umbral pirenaico axial asciende rápidamente, y envía al sur sus masas de detritus que en parte son muy bastos. El fondo marino se rellena al norte por exceder la velocidad de sedimentación a la de hundimiento, y persiste más al sur.

Subraya MISCH que el desarrollo sinclinal alcanza su punto álgido después del Senonense, durante el Eoceno. Porque ahora, y por primera vez, se extiende, no interrumpido por ningún umbral continental, un surco surpirenaico desde el Mediterráneo hasta el Cantábrico, caracterizado por espesores de orden geosinclinal. El mar eoceno avanza sobre el margen del antiguo macizo continental de la depresión del Ebro.

El final del régimen marino eoceno se hace notar, si bien no con tanta claridad como al oeste (en la provincia de Huesca, donde las intercalaciones limnicas ya durante el Eoceno Superior son tan potentes y frecuentes), al menos por el aumento de aportación detrítica y carácter netamente arenoso que tienen los tramos altos del Eoceno, como puede apreciarse, por ejemplo, en el Bartonense fosilífero de Oliana.

DURANTE EL OLIGOCENO

Al finalizar el Eoceno la situación es la siguiente: en la zona meridional de la provincia de Lérida el régimen es ya continental o por lo menos muy costero, puesto que hacia el sur existe un área donde la sedimentación es continental durante todo el Eoceno. En efecto, en la Ibérica, todo el Paleógeno es detrítico-continental y, por cierto, marcadamente discordante sobre el Cretáceo. Estas fases larámicas son bastante acentuadas en la Ibérica.

En la zona norte persiste el régimen marino. La actuación de movimientos pirenaicos intensos modifica todo el régimen sedimentario de la región. Debido a movimientos en la cordillera costera catalana se cierra la comunicación de la depresión con el mar libre. El régimen de mar interior es de breve duración y se termina con la precipitación de los potentes niveles de sales y yesos de la zona meridional, y de yesos, menos potentes, de la nórdica. Toda la depresión, que ya no se puede denominar como surpirenaica, puesto que su eje se ha desplazado al Ebro, funciona en régimen continental. Su máxima depresión está al centro de la cuenca, y allí se depositan en potentísima y monótona serie que alcanza cerca de los 2.000 m. de potencia; margas y areniscas rojas que, al acercarnos a los bordes de la depresión, se completan con banquitos de conglomerados. La margen norte de la depresión tiene un carácter especial debido a la intensidad de los plegamientos pirenaicos. Estos han levantado en masa todo el área pirenaica axial. Sus bastos productos de erosión se acumulan en potentes masas de conglomerados que descansan en concordancia sobre el Bartonense marino como, por ejemplo, en Oliana; es que los plegamientos

pirenaicos no afectan con intensidad a zonas que son luego plegadas por los movimientos sávicos, los cuales amplían hacia el sur la zona de plegamientos. Así, pues, al norte de la depresión, la serie sedimentaria oligocena se inicia por potentes masas de conglomerados basales marginales que pueden tener enorme espesor (Oliana) y que hacia el sur pasan rápida y lateralmente a la serie normal. Estos conglomerados se apoyan discordantemente al norte sobre los pliegues pirenaicos más meridionales.

Al sur de San Lorenzo de Morunys, demuestra ASHAUER que hay una discordancia progresiva dentro de sedimentos que representan la totalidad del Oligoceno, de tal manera que los de la base están verticales y los más altos los rebasan por encima, en posición horizontal. Esto indica que el plegamiento ha persistido durante todo el tiempo del período de sedimentación y que la velocidad de ambos fenómenos era sincrónica.

En general, la época correspondiente al Oligoceno Medio es la más tranquila. Los sedimentos de facies típica, como son margas y areniscas, rebasan los conglomerados basales y se extienden hacia el norte, situándose al pie de los grandes pliegues pirenaicos.

A finales del Oligoceno tienen lugar movimientos intensos de fase sálica. Se reproducen los pliegues de fase pirenaica y surgen otros nuevos a los que cabalgan los anteriores. Los pliegues de fase sálica se adentran mucho más en la depresión. Por ejemplo, en la zona de Oliana, donde Turp y Aubens eran los pliegues pirenaicos más meridionales, surgen los de Peramelo y Oliana. Se pliega, además, la depresión del Ebro, que no había experimentado las convulsiones pirenaicas ni los movimientos intraoligocenos, dando la sal y los yesos un carácter diapírico a estos pliegues.

Estos movimientos activan de nuevo la erosión y sobre la facies normal se depositan nuevamente conglomerados. Primeramente son concordantes, y sus elementos calizos indican un origen inmediato. Pero la acción de rejuvenecimiento sálico de los levantamientos pirenaicos de la zona axial no tarda en notarse. Ingentes masas detríticas avanzan desde ella hacia el sur, cubriendo de potentes masas de conglomerados de canto paleozoico las cordilleras más altas, y van rellenando el relieve que al final del Oligoceno se ha ido creando en sus sedimentos. De modo que estos conglomerados descansan, con mayor o menor discordancia, en general no muy grande, tanto sobre los conglomerados que reposan sobre la facies normal como sobre ésta. Constituyen las ingentes masas que con pequeña inclinación forman las cumbres de la Sierra de Llerás (ya en Huesca), o descansan sobre diversos términos cretáceos de la serie de Prada-San Juan, como, por ejemplo, en Bou-Mont. Se apoyan sobre el Montsech, entre Oliana y Vilanova de Meyá; constituyen el pequeño «Montserrat» del Saltán de Gramaneras, al SO. del Coscollet, y se extienden finalmente en grandes masas al sur de Odén, Cambrils y Canalda, donde todo el Oligoceno, desde abajo hasta arriba, parece estar representado por una enorme y disforme masa de conglomerados.

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1947).—Explicación al Mapa Geológico de la provincia de Lérida. Escala 1:200.000. I.G.M.E.
- GUERIN-DESJARDINS, B., y LATREILLE, M. (1962).—Estudio Geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat (provincias de Lérida y Barcelona). *Boletín del I.G.M.E.* Tomo LXXIII. Madrid.
- ROSELL SANUY, J. (1963).—Estudio Geológico del Prepirineo, comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (provincia de Lérida). Instituto de Estudios Pirenaicos. C.S.I.C.
- (1970).—Explicación a la Hoja Geológica. Escala 1:50.000, n.º 252. Tremp.
- SITTER, L. U., y ZWART, H. J. (1959).—Excursion to the central Pyrenees. Leidse. Geologische Medelingen; Deel 26.
- SOLE SABARIS, L., y LLOPIS LLADO, N. (1947).—Explicación a la Hoja geológica. Escala 1:50.000, n.º 216, Bellver. I.G.M.E.
- SOUQUET, P. (1967).—Le Crétacé supérieur Sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre. Faculte de Sciences de Toulouse.