



IGME

22

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

TUDELA

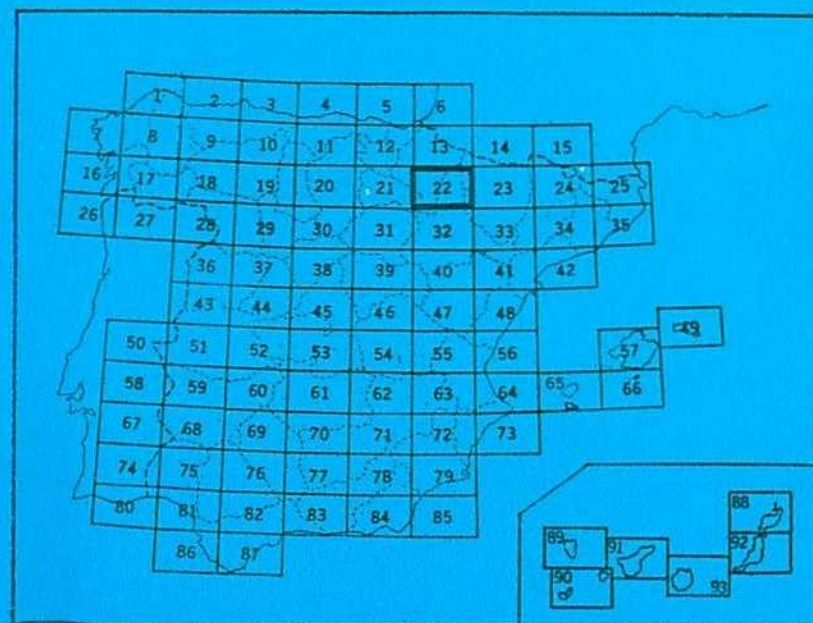
Segunda edición

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

I.S.S.N. 0211-4860



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

TUDELA

Segunda edición

*Esta Memoria explicativa ha sido redactada
por Oriol RIBA, Cayo PUIGDEFABREGAS,
Miguel SOLER SAMPERE, José QUIRANTES
y Carlos MARTI BONO.*

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 7.775 - 1981

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

1 INTRODUCCION

Con el fin de evitar repeticiones, hacemos constar que esta parte estratigráfica es una síntesis de algunos trabajos inéditos o en curso de publicación. La parte del Flysch y margas de Jaca del sinclinal del Aragón, se debe a Miguel Soler; así como el Cuaternario de la Canal de Berdún y valles del Alto Aragón, a Carlos Martí. El Terciario del Sinclinorio del Guarga y Sierras Marginales Oscenses han sido estudiados por Cayo Puigdefábregas. La parte de la Depresión del Ebro ha sido trabajada por J. Quirantes en la zona de los Montes de Castejón, y por Cayo Puigdefábregas y Oriol Riba en el resto. La cartografía, en gran parte, es original y ha sido la adaptación del Mapa litológico, al 1:200.000, de las provincias de Zaragoza y Huesca, a la nueva base topográfica y reinterpretación, de acuerdo con las síntesis estratigráficas indicadas más arriba. Entre los trabajos más destacados que se han consultado, merecen ser citados los de DALLONI (1910); ALMELA, RIOS y GARRIDO (1957); ALASTRUE, ALMELA y RIOS (1957); SELZER (1948); MISCH (1948); SOUQUET (1967), entre los más destacados.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 TRIAS

En las Sierras Oscenses los afloramientos del Trías están situados en los núcleos anticlinales y tienen siempre un cierto carácter diapírico. Esto lleva consigo la imposibilidad de establecer la estratigrafía de este sistema.

No afloran en las Sierras Oscenses los materiales detríticos del Buntsandstein o del Permotrias, aunque es muy probable existan en profundidad. Los materiales aflorantes son siempre las margas evaporíticas típicas del Keuper, que engloban, de modo desordenado, importantes masas o barras calcáreo-dolomíticas que hemos asimilado al Muschelkalk. En el mapa no se han presentado todos los afloramientos de estas barras en todos aquellos casos en que se podría perjudicar la claridad cartográfica. No se han encontrado ofitas en toda la zona.

El Jurásico falta por completo.

2.2 CRETACICO

En las Sierras Oscenses, el Cretácico Superior está directamente transgresivo sobre el Trias y aparentemente concordante con él. A su vez, este Cretácico está recubierto por el Garumnense, y, según P. SOUQUET, la serie comprende el Santonense, Campanense y quizá Maestrichtense. El Santonense, en las Sierras de Guara, Gabardiella, Gratal y Caballera, está compuesto por un término inferior arcillo-arenoso ferruginoso con *Lacazina*, y un término superior calcáreo con *Lacazina* y rudistidos, midiendo más de 50 m. de potencia. Hacia el Oeste, Sierra de Loarre y Santo Domingo, éste se adelgaza, quedando reducido a un banco de calizas detríticas sin *Lacazina*. Las calizas de rudistidos campanenses también sufren una notable reducción de potencias de la Sierra de Guara, 150 m., a la Peña de Santo Domingo, menos de 50 m. En la base se encuentran calizas detríticas ferruginosas; encima, calizas bioclásticas o pseudoolíticas, ricas en briozoarios, rudistidos y equinidos, además de foraminíferos. La falta de *Orbitoides* en los niveles superiores induce a SOUQUET a incluir en el Santonense todo el conjunto calcáreo, admitiendo que el Maestrichtense estará englobado en la facies lacustre o continental de tipo Garumnense.

2.3 GARUMNENSE

Constituido por margas y areniscas rojas, a veces con conglomerado, y también con bancos intercalados de calizas lacustres. La composición es muy variable, predominando casi siempre las margas. La presencia de calizas parece se nota constante al Oeste del corte del Gállego, en Riglos.

La serie sería comprensiva de todo el Paleoceno, aunque, por tratarse de facies continentales, no existen criterios paleontológicos de datación. Lo cierto es que parecen pasar gradualmente a las facies marinas superiores de edad Ypresiense-Luteciense.

2.4 CALIZA DE ALVEOLINAS

Denominación para la formación caliza con miliólidos, *Alveolina*, *Flosculina*, y *Nummulites atacicus*, *N. lucasanus*, del Ypresiense-Luteciense, que adquiere grandes potencias en la zona oriental (Sierras de Guara y Balces), pero que se reduce a menos de 100 m. en la zona de Santo Domingo. También se observa que hacia el Este son más frecuentes las intercalaciones detríticas, especialmente en la base de la formación.

2.5 FORMACION «MARGAS DE ARGUIS»

Se trata de una formación marina, bastante fosilífera, de edad Luteciense-Biarritzense, todavía no bien determinada (puede llegar al Priabonense).

Al Oeste de Belsué es predominantemente margosa, pero hacia el Este es cada vez más detrítica (areniscas de Nocito, Otín, Bagüeste y Rodellar). Estas areniscas de la zona oriental, correspondientes a la parte inferior de la formación de Arguís, se disponen en discordancia sobre la «caliza de Alveolinas»; discordancia que sería de edad intraluteciense (o quizá Luteciense-Biarritzense). En el sinclinal de Buil (Castejón de Sobrarbe, Hoja de Alquézar) reaparece la formación detrítica marina. Formación de Escanilla, de edad Bartonense (A. GARRIDO), aunque la correspondencia no está muy clara.

En la zona de Arguís, la discordancia sólo es visible en la parte más alta del anticlinal de la Sierra del Aguila, y afecta a capas más modernas, mientras que en el anticlinal de Rasal, todavía más al Oeste, ya no se ve discordancia alguna.

Sin embargo, en el contacto de la formación de Arguís con la «caliza de Alveolinas» existen siempre unas areniscas (unos 10 m.) con abundante glauconita. Este paso brusco podría representar un hiato intraluteciense donde no se ha producido discordancia. El hecho está por comprobar paleontológicamente.

2.6 FACIES DE TRANSICION

La formación anterior, en el techo, pasa a facies continentales a través de una línea diácrona que desciende de Oeste a Este, de modo que la facies marina está enormemente reducida en la zona del Alcanadre, llegando a faltar en algún punto (Nasarre). A lo largo de la línea diácrona se disponen las facies de transición, de litología muy variable, según la zona. Al Oeste de Villalangua (zona de Santo Domingo) no se aprecia diacronía en la transición de marino a continental.

En el flanco Sur del Sinclinorio del Guarga, y en la zona de facies margosa de Arguís, la transición se efectúa a través de unas capas coralinas, de fauna muy abundante. En el flanco Norte, las facies de transición son más detríticas, también con fauna abundante de tipo salobre (comunicación verbal de J. F. VILLALTA). La potencia es de unos pocos metros en los anticlinales de Atarés, Basa y zona del río Ara, pero el espesor crece enormemente en los sinclinales de Oroel y Santa Orosia, donde las facies son de tipo deltaico (comunicación verbal de F. HEHUWAT). Incluimos en estas facies de transición los conglomerados de Santa Orosia desde su base hasta las primeras capas francamente continentales de margas rojas, conglomerados y calizas lacustres.

Al Oeste de Binacua, donde no se observa diacronía en el paso de marino a continental, las facies detríticas de transición están muy reducidas en espesor (unos 10 m.) hasta que, en Ruesta, se empiezan a individualizar dos tramos, uno inferior de margas rojas fajeadas, con evaporitas (nivel de potasa en Pamplona), y unas areniscas superiores, de facies tipo playa, que constituyen un nivel guía hasta Pamplona (areniscas de Galar).

2.7 FORMACION DE CAMPODARBE

Es una formación continental de tipo fluvial que pasa lateralmente y hacia el Oeste a facies marinas. Como muro se ha tomado la facies de transición, y como techo, la línea isócrona, por encima de la cual el Terciario continental no tiene equivalente marino.

La formación es de edad Biarritziense, por ser ésta la edad de las margas equivalentes en el pantano de La Peña.

Al Oeste de la línea Binacua-Villalangua, no existe esta formación por estar enteramente representada en la formación marina de Jaca a Arguís; las capas rojas de Olsón, Rodellar y San Cosme serán de la misma edad.

2.8 OLIGOCENO

Consideramos como Oligoceno toda la serie continental que descansa sobre la formación de Campodarbe y sobre las facies de transición en la zona occidental y Navarra, y que tiene como techo las capas basales de la discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo. Constituye el núcleo del sinclinorio del Guarga.

La sedimentación es de tipo fluvial, con tres áreas de conglomerado (Sierras de Canciás, Oroel y San Juan de la Peña). Hacia el Oeste se pasa a las facies de tipo lacustre de Navarra.

La serie, debido a la carencia de fósiles, está por datar, y probablemente comprenda una parte basal eocena Ludiense. Hemos distinguido en ella dos

formaciones de un modo arbitrario, tomando como separación entre ambas la isócrona de la base de los conglomerados de San Juan de la Peña. De este modo tenemos que los conglomerados de Canciás están incluidos casi por completo en la serie inferior (en realidad, la masa de Canciás empezó a depositarse al final del Eoceno y no terminó hasta el Oligoceno Superior). Es decir, son más antiguos que los de Oroel y San Juan de la Peña.

Tenemos, pues, la formación de Canciás (o de Anzánigo), con su zona de aportes en los conglomerados de Canciás, que hacia Navarra pasa lateralmente a las facies margosas de Javier y Zabalza, y que probablemente se corresponde con los yesos de Undiano.

La formación superior o de Bernués recibe aportes de los conglomerados de San Juan de la Peña, Oroel y, probablemente, de la parte superior de la Sierra de Canciás. También aquí las facies pasan a lacustres en Navarra, y tendrían sus equivalentes en las margas y calizas de Eslava y más allá de los yesos de Tafalla y Falces.

Hay que advertir que estas tres formaciones continentales, una eocena y dos oligocenas, sólo son diferenciables litológicamente en algunos puntos, donde existió un cambio de régimen, pero lo más frecuente es que no se puedan distinguir.

2.9 MIOCENO

2.9.1 Aquitaniense. Formación de Uncastillo

Esta formación pertenece enteramente a la Depresión terciaria del Ebro y se extiende a todo lo largo de las Sierras Marginales Oscenses.

Tiene como muro la discordancia de Biel-Gallipienzo, y está constituida por los conglomerados del borde Sur de las Sierras Oscenses, Sierra de Olsón hasta Gallipienzo, en Navarra.

Estos conglomerados pasan lateralmente, y hacia el Sur, a la formación de paleocanales de Uncastillo y Huesca, así como en Navarra se pasa a los paleocanales de Ujué y sinclinal de Artajona.

La serie está datada directamente por varios yacimientos de vertebrados (Santa Cilia y Ayerbe) (ver CRUSAFONT, RIBA y VILLENA), de edad Aquitaniense. Sin embargo, cabe la posibilidad de que en la parte superior esté comprendido el Burdigaliense.

En los mapas geológicos publicados anteriormente, esta formación detrítica-arcillosa continental estaba figurada como «Oligoceno normal», cosa que ha sido corregida no sólo por los fósiles aquitanienses hallados en Santa Cilia y Ayerbe (CRUSAFONT, RIBA y VILLENA, 1966, y CRUSAFONT,

1969), sino también en el estudio estratigráfico que afecta a la parte meridional de esta Hoja número 22 en Navarra y Rioja, al extender los niveles guía hacia el Norte y Este de los yacimientos aquitanienses y burdigalienses de Tudela y Vindoboniense de Monteagudo. Así, pues, a grandes rasgos, se vuelve a la separación oligo-miocena propuesta hace tiempo por SELZER (1934), modificada por nuestros estudios estratigráficos recientes.

De acuerdo con lo que acabamos de indicar, el Aquitaniense o base del Mioceno se halla en el borde Norte de la depresión, tanto en Navarra (Barbarin, Estella) como en Aragón (Riglos, Biel, Santa Cilia), discordante sobre las formaciones más antiguas, que atribuimos al Oligoceno, son las relatadas anteriormente, y que rellenan, en parte, el sinclinatorio del Guarga; así como las que forman los núcleos yesíferos de los anticlinales de Tafalla, Marcilla y Arguedas, en Navarra.

La serie que se desarrolla por encima de esta discordancia, a juicio nuestro, englobaría la totalidad del Mioceno, hasta las calizas tabulares continentales que coronan los Montes de Luna, Muela de Borja y las Bardenas. De acuerdo con la tesis de J. QUIRANTES (1969, inédita), hemos mantenido las dos subdivisiones cronoestratigráficas para el Mioceno: un Mioceno Inferior M-1, que englobaría el Aquitaniense, Burdigaliense y parte inferior del Vindoboniense, y un Mioceno Superior M-2, que englobaría el Vindoboniense Superior y Pontiense s. l. Con respecto al Pontiense, es preciso tener presente que, hasta ahora, no ha sido identificado paleontológicamente en la cuenca del Ebro. Únicamente pueden ser datadas las formaciones calcáreo-margosas superiores del centro y parte meridional de la Depresión del Ebro, si admitimos una correlación con las equivalentes de la Depresión de Calatayud, perfectamente datadas, con abundantes faunas de mamíferos. El límite entre estas dos unidades cronoestratigráficas del Mioceno es arbitrario y responde a una isócrona apoyada sobre niveles guía.

Litológicamente, la parte aragonesa representada en esta Hoja número 22 es algo variada, pero obedece a las variaciones normales de facies del borde Norte de la Depresión del Ebro. De los conglomerados de la formación de Uncastillo (conglomerados masivos de Biel, Luesia, Uncastillo, Sos) se pasa, según un sistema de cuñas, a areniscas conglomeráticas y a su vez margas alternando con areniscas en paleocanales, que se van perdiendo hacia el interior de la cuenca. Al Sur de la Depresión Mérida-Egea de los Caballeros-Erla-Almudévar, las margas, con pocos intervalos areniscosos, se enriquecen en bancos de calizas lacustres, especialmente importantes en la parte alta de la serie, y éstos a su vez pasan lateralmente a las formaciones yesíferas, de centro de cubeta, que aparecen en esta Hoja en Gurrea de Gállego y zona de Tauste, al pie de la Loma Negra y de los Montes de Castejón.

2.10 CUATERNARIO

2.10.1 Las terrazas del Aragón

Es importante el estudio y caracterización del Cuaternario de la Canal de Berdún por ser, con la Cerdaña, los únicos lugares donde se puede apreciar con cierta claridad el enlace entre morrenas glaciares y las terrazas fluviales relacionadas con ellas. Véanse los trabajos de PANZER (1926, 1927), BARRERE (1952, 1963, 1966) y SOLE SABARIS (1941) y QUIRANTES (1969, tesis inédita), así como los trabajos cartográficos de C. MARTI, igualmente inéditos.

2.10.1.1 *Morrenas glaciares*

El glaciar del Aragón terminaba cerca de Castiello de Jaca; al Norte de esta población, cinco arcos morrénicos importantes, bastante bien conservados, cortan transversalmente el valle. Por su relación con dos terrazas, 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 alpina).

2.10.1.2 *Terrazas fluvioglaciares y fluviales*

Debemos distinguir cinco niveles de terrazas claramente diferenciados que, en algún caso, pueden dividirse en subniveles.

El *nivel superior*, 100 m. por encima del cauce actual, se conserva en escasos lugares, localizados fundamentalmente en los alrededores de Berdún (Hoja de Sigüés). No se relaciona con ninguna morrena existente.

Nivel principal de terrazas, situado entre 50 y 60 m. sobre el río. Alcanza, juntamente con el glacis a él ligado, una gran extensión preponderante, donde afloran las margas azules del Eoceno. Esta terraza enlaza con la morrena externa.

2.10.1.3 *Terrazas medias y bajas*

Difícilmente diferenciables en el mapa, bordean el río encajadas en el zócalo del nivel principal. Son tres: la más alta alcanza una altura sobre el río de 15-20 m. (medida en la parte superior de los cantos, al igual que en los casos anteriores). La base se sitúa entre 5 y 7 m. sobre el río. Enlaza con las primeras morrenas internas.

Encajada en la parte anterior, hallamos otra terraza 7-10 m. sobre el río. En Jaca, la diferencia de altitud con la anterior se debe al menor espesor

de cantos, ya que la base es la misma, aunque aguas abajo se separan claramente.

El río actual discurre por las gravas de la terraza más baja, de la que no muerde el substrato margoso. Lateralmente, estas gravas están recubiertas de limos de aporte lateral, de altura variable sobre el río, 2 a 5 m. Es la vega actual del Aragón, aunque en circunstancias favorables el regadío puede alcanzar terrazas más altas.

2.10.1.4 *Glacis de erosión*

Sobre los afloramientos de margas azules del Eoceno, debido a la escasa dureza de estos materiales, se desarrollan típicas formas de erosión en glacis, recubiertas por una delgada película de sedimentos coluviales que enlazan lateralmente, y recubren en parte, con cada una de las terrazas antes citadas, en especial las de 100, 50 y 15 m.

2.10.2 Las terrazas del Gállego

Las terrazas del Gállego pertenecen, como en la mayor parte de la Depresión del Ebro (según B. BOMER, 1957), a la categoría de terrazas-glacis. Es decir: una terraza «stricto sensu», formada por desplazamientos laterales del río durante una fase de estabilidad, revestida por un manto de gravas y glacis laterales, extensos planos inclinados revestidos con elementos de procedencia leteral y local, formados bajo condiciones climáticas que dieron lugar a escorrentía en manto difuso. Los glacis se desarrollan principalmente sobre materiales tiernos. El Cuaternario del Gállego se distingue del perteneciente al río Aragón por la presencia de cantos de granito.

Son muy numerosos los depósitos morrénicos que se extienden al Norte de Senegüé y que, por lo menos, los principales aparecen cartografiados en este Mapa. Asimismo son muy notables los conos de deyección torrenciales.

En el Gállego se distinguen cinco niveles de terrazas, acompañados de los correspondientes glacis, especialmente desarrollados aguas abajo de Riglos. Estas terrazas tienen más pendiente que el actual Gállego y se escalonan, según el citado autor, de la siguiente manera:

	Zaragoza	N. Zuera	N. Puendeluna
T-1	6-8 m.	15 m.	30 m.
T-2	15-18 m.	30 m.	50-55 m.
T-3	40 m.	60 m.	110 m.
T-4	75-80 m.	110 m.	180 m.

Aguas arriba del Sabiñánigo, el Gállego ha sido trabajado por los glaciares del Cuaternario, que han construido la morrena de Senegüé; así pues,

las terrazas de este sector fluvial podrían tener un origen fluvio-glaciar. Pero entre Sabinánigo y Murillo, a través de las gargantas, no se observa continuidad con las del curso inferior del Gállego, y por esta razón, BOMER opina que estas segundas son debidas a las fases pluviales e interpluviales.

La zona del Somontano de Huesca, ocupada por los terrenos terciarios al pie de las Sierras Exteriores oscenses, constituye un magnífico piedemonte con un extenso complejo de glaciares revestidos de gravas, enlazando con las correspondientes terrazas fluviales. En estos mantos cuaternarios, actualmente muy erosionados, se observan algunos cambios notables en la dirección del drenaje, acaecidos durante el encajamiento de la red fluvial.

La descomposición de las gravas que revisten los glaciares desarrollados al pie de las muelas de La Negra (Bardenas) o de los Montes de Castejón, es predominantemente calcárea, mezclada con limos yesíferos más o menos puros, eólicos o removidos por la escorrentía pluvial. El Cuaternario del río Arba (Cinco Villas) no posee gravas de origen pirenaico, sino sólo las que se han podido remover, en segundo ciclo de erosión, de los conglomerados de la formación Uncastillo. Los limos desempeñan un papel importante en toda la zona. Los fondos de valle han ido colmatándose en época histórica hasta el punto de que antiguas construcciones se han visto aterra-das por los derrubios recientes.

3 TECTONICA Y EVOLUCION

Se exponen en este capítulo, de modo extractado, los resultados de las investigaciones estructurales y evolutivas realizadas por MIGUEL SOLER SAMPERE y CAYO PUIGDEFABREGAS, que saldrán publicados en breve.

La zona que cubre la presente Hoja número 22 del Mapa Geológico de España, a escala 1:200.000, abarca varias unidades del Pirineo Navarro-Aragonés. Cabe distinguir las siguientes:

- a) La cubeta del Flysch, situada entre la zona axial (que no es límite Norte, sino límite de los afloramientos) y la Canal de Berdún.
- b) La cubeta del Eoceno Superior-Oligoceno, situada entre la Canal de Berdún y las Sierras Exteriores (también se le llama Sinclinal del Aragón o del Guarga).
- c) Las Sierras Exteriores Aragonesas.
- d) Depresión del Ebro.

Desde el punto de vista estructural, los Pirineos presentan un bonito ejemplo de tectónicas superpuestas debidas a un mínimo de tres fases tectónicas. Cada una de ellas, según las regiones y materiales, da origen a fenómenos distintos. La clave de esta separación se debe a la existencia

de una esquistosidad en la parte Norte de la zona estudiada que permite datar movimientos anteriores, contemporáneos y posteriores a una determinada fase. Sin embargo, cabe la posibilidad de que englobe dos o más fases dentro de la primera y la tercera.

Primera fase.

Aunque las llamadas Sierras Interiores quedan fuera del marco de esta Hoja n.º 22, cabe señalar que las escamas cabalgantes y pliegues en cascada vergentes al Sur, constituidos por los materiales del Cretácico Superior y las calizas paleocenas, se han producido durante la primera fase tectónica de edad intrabarritiense y desde luego post-Luteciense. El Flysch, situado más al Sur de estas Sierras Interiores, debido a su plasticidad, ha actuado amortiguando el salto de estos accidentes y nunca se encuentra cobijado debajo de las escamas; pero, en cambio, ha sido empujado y corrido hacia el Sur. En la serie Flysch se presentan también pliegues de esta fase, arrumbados de ONO.-ESE. o NO.-SE., y que afectan tanto a los materiales del Flysch como a las margas de Jaca y al Sinclinorio oligoceno. Son pliegues de vergencia Sur que 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. También los anticlinales de la Sierra de San Miguel, Navascués-Foz de Biniés-Basa y Leyre-Atarés, corresponden a esta fase o, al menos, se han iniciado en ella.

En la serie de paso marino-continental o «facies de transición» se amortigua, en parte, el relieve creado por dichos pliegues. Más al Este, en el anticlinal de Boltaña, las series de la «facies de transición», equivalentes de las margas de Arguís, están en discordancia sobre el Luteciense. De igual modo, los anticlinales N.-S. de las Sierras Exteriores están fosilizados por las margas de Arguís. Así pues, las formaciones de Anzánigo y siguientes no están afectadas por dicha fase. Parece que los ejes N.-S. más orientales de las Sierras Exteriores son de formación más antigua que los occidentales que aparecen en esta Hoja.

Segunda fase.

Las escamas y pliegues de las Sierras Interiores, descritos en la fase anterior, están deformados por pliegues de vergencia Sur, son contemporáneos de una esquistosidad cuyo frente sur se extiende desde Salvatierra de Esca hasta la Foz de Biniés. Dicha esquistosidad corta las estructuras de la primera fase. La edad de esta segunda fase está comprendida entre el Eoceno alto y el Oligoceno.

El manto de Gavarnie quedó emplazado durante esta fase de plegamiento, y es de edad posterior a la del manto del Monte Perdido. A su vez, el

Paleozoico del Valle de Tena y las series cretácicas y eocenas del Telera 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 a éste hacia el Sur unos 8 Km., y muy probablemente en profundidad debe continuar hacia el O., sin llegar a aflorar ni a dar ventanas.

En la zona de Flysch, los pliegues más abundantes son de esta fase. Se trata de pliegues muy apretados, volcados al SSO., con frecuentes despegues internos, lo cual dificulta extraordinariamente el estudio estratigráfico. A su vez, los anticlinales de la fase 1 (Foz de Biniés-Basa, anticlinal de la Sierra de San Miguel, Leyre-Atarés) están torcidos y se han originado en su frente Sur cabalgamientos hacia el SSO. (Leyre, Biniés, Javierregay, cabalgamiento del Flysch sobre la serie de tránsito marino-continental en Oturia). Muy notables son las torsiones de ejes en Lacort, Leyre y Foz de Biniés.

Los pliegues existentes en la cubeta Eoceno Superior-Oligoceno son atribuibles, al menos en parte de esta fase, ya que la siguiente ha consistido en una acentuación de estos pliegues. El paso del manto de Gavarnie por la zona de Jaca viene señalado por una serie de estructuras transversas que empiezan en el valle de Ansó, como fallas de desgarre de dirección NNE.-SSO., con desplazamiento del compartimiento E. al S. Se sigue con la torsión de los ejes de Navascués-Foz de Biniés y Leyre. Continúa el fenómeno por el desgarre de Ruesta, en la bisectriz de las torsiones anteriores, que se acaba al empezar el cabalgamiento del flanco Sur del anticlinal de Botaya (dirección E.-O.), que es sustituido, en relevo, por el anticlinal del Santo Domingo, que aumenta de salto hacia el E. de tal manera, que al nivel del corte del Gállego el flanco Norte pasa a cabalgar al flanco Sur, estando los conglomerados de Riglos discordantes sobre la unidad cabalgante.

Probablemente los conglomerados de Canciás, Oroel y San Juan de la Peña, con fuertes discordancias progresivas, corresponden a los movimientos de esta edad. La falta de datación precisa de estas capas, únicamente permite decir que estos movimientos han tenido lugar entre un Eoceno alto y el Oligoceno.

Tercera fase.

De menos importancia que las anteriores, ha existido al menos una tercera fase que ha afectado el conjunto, ya que el cabalgamiento de la Foz de Biniés está plegado en Javierregay, y se observan deformaciones de la esquistosidad en varios puntos (Alto Gállego, Monte Perdido). De todas maneras, es difícil decir cuáles son las estructuras atribuibles a esta fase o fases en la cubeta Flysch, dada la complejidad existente producida por las fases anteriores.

Donde está más clara la existencia de la tercera fase es en las Sierras Exteriores. La superficie cabalgante, antes descrita en el corte del Gállego, está claramente plegada en anticlinal (anticlinal de Santo Domingo), que es contemporáneo del hundimiento de toda la zona al Sur de las Sierras Exteriores, es decir, de la Depresión del Ebro, rellenada por el Aquitaniense y serie hasta el Pontiense. El Aquitaniense está apoyado sobre el Oligoceno en discordancia angular; pero, además, dentro de la serie miocena, especialmente en la base, y en el Oligoceno alto se observan discordancias progresivas que denotan una serie de fases de plegamiento pertenecientes al Oligoceno Superior y al Mioceno Inferior.

La parte de la Depresión del Ebro, comprendida en esta Hoja, no presenta para los terrenos miocenos muchas complicaciones tectónicas. Como ha demostrado QUIRANTES en su trabajo sobre los Monegros y Montes de Castejón, el Ebro se sitúa en el eje de un sinclinal muy tendido. Las Bardenas (La Negra), los Montes de Castejón y la Sierra de Alcubierre, están situadas encima de sendos abombamientos o domos de gran radio, separados por depresiones sinclinales, de eje N.-S., por los que se escurren los ríos Arba y Gállego.

Los tres anticlinales, con núcleo oligoceno, de Arguedas, Marcilla y Ta-falla, constituyen tres grandes estructuras con núcleo yesífero diapírico, arrumbadas todas ellas ONO.-ESE. y vergentes al Sur. El anticlinal de Ta-falla tiene el flanco meridional cabalgante sobre el Mioceno Inferior. Mediante geofísica (sísmica de reflexión y gravimetría) se ha demostrado que se trata de anticlinales de fondo plano, originados por la migración de los materiales salinos oligocenos. El diapirismo que afecta a dichas estructuras no ha cesado aún. Especialmente en el anticlinal de Arguedas son muy patentes las terrazas deformadas por efecto de la migración salina ascendente a lo largo de las capas yesíferas decapitadas por la erosión cuaternaria (BOMER y RIBA, 1963).

4 BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUÉ, E. (1953).—«El Cuaternario de la comarca de Egea de los Caballeros, Zaragoza». *Not. y Com.*, n.º 32, pp. 69-84.
- (1958).—«Nota sobre la estratigrafía de las Bárdenas en su extremo meridional». *Not. y Com.* n.º 50, tomo 2, pp. 229-239.
- ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1950).—«Hoja n.º 247, Ayerbe (Huesca)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 Map., E: 1:50.000.
- (1957).—«Estudio geológico de la zona Subpirenaica aragonesa y de sus Sierras marginales». *I. Congr. Inst. Est. Pirenaicos. C. S. I. C.*, Zaragoza, 1 Map. geol.

- ALMELA, A.; RIOS, J. M. y ALASTRUE, E. (1957).—«Mapa geológico de Huesca». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 Map., E: 1:200.000.
- ALVARADO ARRILLAGA, M. y TRIGUEROS, E. (1959).—«Hoja n.º 175, Sigüés (Zaragoza)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 Map., E: 1:50.000.
- ANONIMO (1932).—«Reservas de cobre en España». *Not. y Com.*, n.º 4, pp. 118-124.
- BARRERE, P. (1951).—«La morphologie des Serras Oscenses». *Publ. Inst. de Est. Pirenaicos*. Zaragoza.
- CIRY, R. (1967).—«Evolution paleographique et structurale de la region basco-cantabrique». *Compr. R. Soc. Geol. Fr.*, Fasc. 9, pp. 390-442, 1 Map., Escala 1:500.000.
- CUP, K. C. y WENSINK, H. (1959).—«The lead-zinc ores of the Yenfeito near (Spanish Pyrenees)». *Geol. Mijnbew.*, n.º 12, pp. 434-444, 1 Map., E: 1:500.000.
- CRUSAFONT, M.; RIBA, O. y VILLENA.—«Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (rio Formigal), provincia de Huesca, y sus consecuencias geológicas». *Not. y Com. IGME*.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1961).—«Sur la caractérisation de l'Aquitainien continental au bassin de l'Ebre». *C. R. Séanc. Acad. Sc.*, t. CCLII, París.
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966).—«Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario Continental de Navarra y Rioja». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.º 90, pp. 53-76.
- DALLONI, M. (1910).—«Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon». *An. Fasc. Sc.*, n.º 57. Marseille, t. XIX, 444 págs. París.
- FEUILLEE, P. (1967).—«Le cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies-essai D'analyse stratigraphique». *Mem. Soc. Geol. Fr.*, n.º 108, pp. 1-343, 1 Map., E: 1:500.000.
- GIMENO, D. (1933).—«Las areniscas cupríferas en Aragón (Zaragoza y Huesca)». *Cat. Des. Cri. Min.*, t. I, pp. 157-159.
- I. N. I.—«Perimetro d'Ansó Berdun schéma structural». *I. N. I.*, 1 Map., E: 1:100.000.
- INSTITUT FRANÇAIS DU PETROLE (1960).—«Carte Géologique provisoire de la region de Pamplona». INI-COPAREX, 1 Map., E: 1:200.000.
- LARRAGAN, A. y ALASTRUE, E. (1954).—«Hoja n.º 284, Egea de los Caballeros (Zaragoza)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 Map., E: 1:50.000.
- LOTZE, F. (1958).—«Geologische Karte des Pyrenäisch-Kantabrischen Grenzgeisch-Kantabrischn Grenzgebietes». Universidad de Münster/Westf., 1 Map., E: 1:200.000.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).—«El relieve del Alto valle del Aragón». *R. Pireneos*, n.º 5, pp. 81-166, 1 Map., E: 1:85.000.
- MALLADA, L. (1878).—«Descripción física y geológica de la provincia de Huesca». *Mem. Com. Map. G. E.*, t. VI, 1 Map., E: 1:400.000.

- MANGIN, J. P. (1959-60).—«Le nummulitique Sud-Pyrénéen à l'ouest de Aragon». *R. Pirineos*, n.º 51-58, pp. 7-631, 1 Map., E: 1:300.000, 2 L: 400.000, 1:200.000.
- MANGIN, J. y Ph. FAT, P. (1961).—«L'Evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon». *Mem. Soc. Geol. de France Livr.*, mem. prof. P. Fallot, pp. 333-349, 1 Map., E: 1:500.000.
- MARTIN DONAYRE, F. (1866).—«Mapa provincia! Zaragoza». *Inst. Geol. Min. Esp. Com. Map. Geol. Esp.*, 1 Map., E: 1:400.000.
- MISCH, P. (1934).—«Der Bau der Mittäeren Sudpyrenaen. beitrage zur geol. der Westlichen Mediterrangebiete», n.º 13, Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen Math. Phys. Kl. III, H. 12, 168 p. figs. 51, 8 pl. Trad. esp. J. Gómez de Llarena, en Publ. extr. geol. Esp., t. 4.
- MIROUSE, R. (1959).—«Areniscas rojas» de los valles altos del Torrente de Aspe y del Aragón». *Not. y Com.*, n.º 55, pp. 125-129.
- RIOS, J. M. y ALMELA, A. (1954).—«Hoja n.º 208, Uncastillo (Zaragoza)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 Map., E: 1:50.000.
- (1954).—«Hoja n.º 209, Agüero (Huesca)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 Map., E: 50.000.
- SELZER, G. (1948).—«Geología de las Sierras Sur-Pirenaicas del Alto Aragón». *P. Ext. G. E.*, n.º 4, pp. 185-230, 1 Map., E: 1:350.000.
- SOLER SAMPERE, M. y PUIGDEFABREGAS TOMAS, C. (1970).—«Líneas generales de la Geología del Alto Aragón». En publ. «*Pirineos*».
- SOUQUET, P. (1969).—«Le crétace supérieur Sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre». Fasc. Sc. Toulouse, pp. 259, 1 Map., E: 250.000.
- UREA, R. (1962).—«Canal de Monegros, su conservación y explotación en terrenos yesíferos». *Ser. Geol. de O. P.*, n.º 2, pp. 391-430, 1 Map., E: 1:789.000.