

Evolución tectonosedimentaria eocena de una parte del Pirineo central basada en un análisis litoestratigráfico del borde N de la cuenca de Graus (Huesca)

Juan ULLASTRE* y Alicia MASRIERA**

ABSTRACT

ULLASTRE, J. and MASRIERA, A. Eocene tectosedimentary evolution of a part of the Central Pyrenees based on the lithostratigraphic analysis of the N border of the Graus Basin (Huesca, Spain)

The lithostratigraphic study of sedimentary episodes from the Lower-Middle Cuisian to Middle-Upper Eocene of the South-Pyrenean Graus basin (Huesca) is indirectly of diverse and transcendental importance. The presence of large horizons (kilometric order) composed of detrital materials of granitic origin associated to limestone elements of the Middle Cretaceous (Upper Albian-Lower Cenomanian, fundamentally) suggests that the paleogeography of this epoch was to the S of the North-Pyrenean fault, between the Ésera and Noguera Pallaresa rivers.

This supposition is in accordance with the paleogeographic dispositive which was directly demonstrated to the N (Paloubard, Oust, France).

As a result of this fundamental deduction and the posterior tectonosedimentary evolution (during the Senonian-Paleocene), in the Cuisian, to the S of the North-Pyrenean fault, parts of the crystalline basement of the high primary range (axial zone) of the Central Pyrenees with a thin cover of Middle Cretaceous, were exposed to erosion, furnishing materials to the tertiary Graus basin. This event, together with the posterior sedimentary and structural evolution, suggests the origin of the allocthonous South-Pyrenean units.

Key words: Stratigraphy, Paleogeography, Granitoides, Cretaceous, Eocene, Polyphasic tectonics, Pyrenees, Huesca, Spain.

* Ronda de Sant Pere, 50. 08010 Barcelona, España.

** Museu de Geologia, Parc de la Ciutadella. 08003 Barcelona, España.

RESUMEN

El estudio litoestratigráfico de los episodios sedimentarios del Cuisiense inferior-medio al Eoceno medio-superior en la cuenca sudpirenaica de Graus (Huesca) constituye un argumento indirecto de alcance diverso y trascendente. Así es, la presencia de extensos horizontes (de orden kilométrico) formados por materiales de origen granítico asociados a elementos calizos del Cretácico medio (Albiense superior - Cenomaniense inferior fundamentalmente) lleva a imaginar el dispositivo paleogeográfico de esta época al S de la falla nordpirenaica entre los ríos Ésera y Noguera Pallaresa, en concordancia con el que de modo directo se ha probado que existía al N (Paloubard, Oust).

Como resultado de esta deducción fundamental y la evolución tectonosedimentaria posterior (durante el Senoniense- Paleoceno), tenemos que en el Cuisiense, al S de la falla nordpirenaica, porciones del zócalo cristalino de la alta cadena primaria del Pirineo central con una cobertera pelicular del Cretácico medio, estaban expuestas a la erosión aportando materiales a la cuenca terciaria de Graus. Este hecho, con añadidura de la evolución estructural y sedimentaria posterior, lleva a la conjetura de cuál era la patria de las unidades alóctonas sudpirenaicas.

Palabras clave: Estratigrafía, Paleogeografía, Granitoides, Cretácico, Eoceno, Tectónica polifásica, Pirineo, Huesca, España.

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Graus-Tremp se extiende de ESE a WNW dentro de la unidad sudpirenaica central. En ella se encuentran los depósitos sedimentarios paleógenos más cercanos a la alta cadena primaria del Pirineo central.

La sedimentación marina de una buena parte del Eoceno inferior estuvo más o menos subordinada a la tectónica (Eichenseer & Luterbacher, 1992); no obstante, es en las etapas finales del ciclo sedimentario colmatante (a partir del Cuisiense inferior-medio) cuando los depósitos fluviodeltaicos evolucionan verticalmente a facies netamente tectogénicas.

El análisis litoestratigráfico de estos depósitos, en el borde septentrional de la cuenca de Graus (inmediaciones del río Isábena), lugar en que están preservados, es el objeto del presente estudio (Fig. 1). Los cambios bruscos en la composición litológica que allí se producen nos han parecido interesantes, por cuanto sugieren consideraciones paleogeográficas y estructurales que desbordan el marco local y cuestionan, una vez más, ciertas interpretaciones en boga.

CONTEXTO ESTRUCTURAL Y SEDIMENTARIO

La cuenca paleógena de Graus (Huesca) es una porción de un surco estructural generado al final de las fases tectónicas precoces que afectaron el orógeno pirenaico en el Mesozoico.

Así que, la historia comienza en el Cretácico inferior cuando la fase tectónica postleymeriellense ⁽¹⁾ tuvo como efecto en las regiones sudpirenaicas una migración

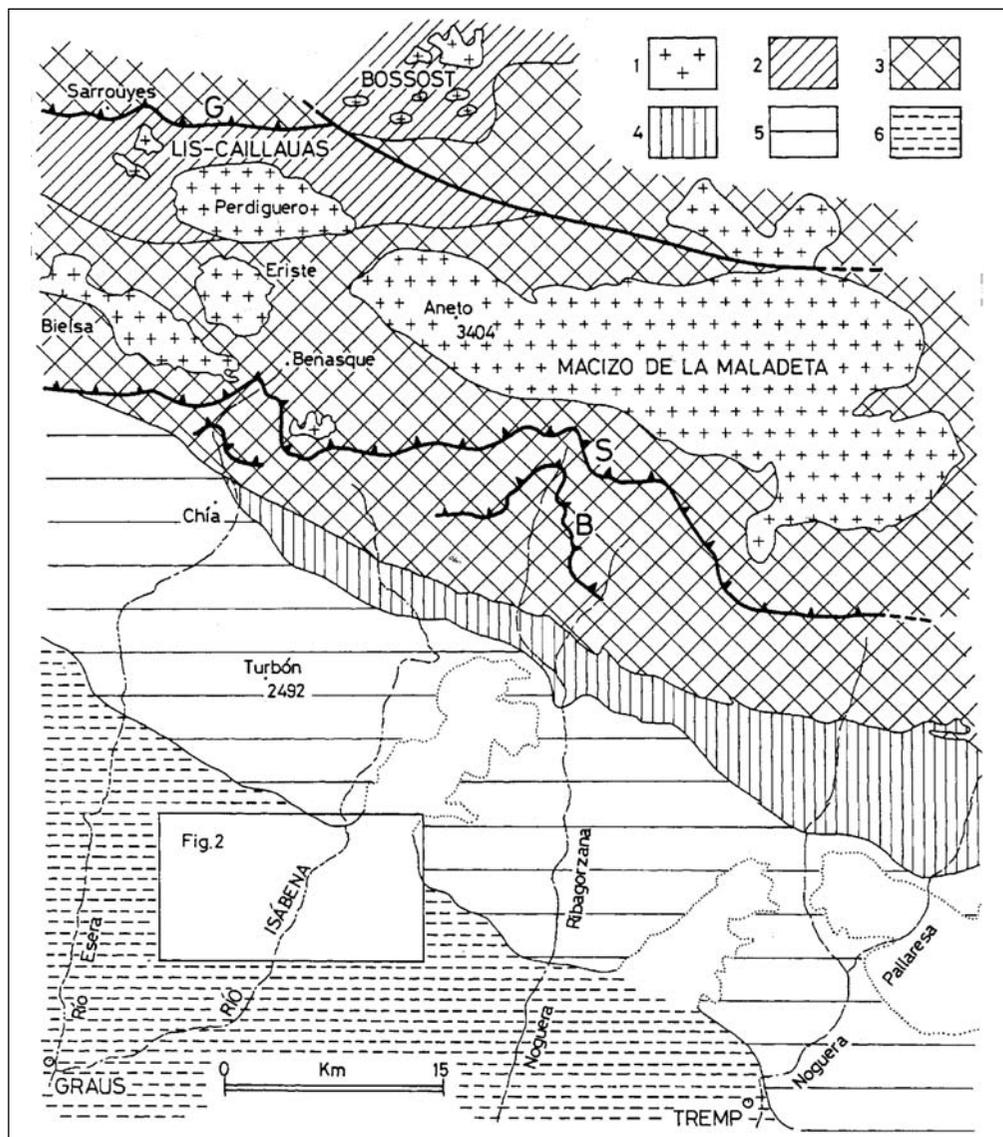


Fig. 1. Esquema de las grandes unidades litológicas y estructurales de la vertiente S del Pirineo central. Basado en el Mapa geológico de España a escala 1:200.000, hojas: 23 Huesca (2ª edic. 1980); 24 Berga (1ª edic. 1970); y en los mapas de Zwart (1979). 1, macizos de granitoides; 2, esquistos cámbrico-ordovícicos metamórficos; 3, otros terrenos paleozoicos de la alta cadena primaria, eventualmente con restos de Triásico; 4, unidades de Paleozoico y Triásico de la zona de los Noguera; 5, Mesozoico de la unidad sudpirenaica central; 6, Paleoceno y Eoceno de la misma (cuenca de Graus-Tremp). Bajo los cabalgamientos alpinos de Gavarnie (G), Benasque-Senet (S) y de Bono (B) hay vestigios de materiales mesozoicos. El recuadro indica el área estudiada. // Sketch of the main lithological and structural units of the South-Central Pyrenees. Based on the Mapa geológico de España 1:200.000, sheets: 23 Huesca (2nd edit. 1980); 24 Berga (1st edit. 1970); and on the maps of Zwart (1979). Location of studied area (Fig. 2).

de la cuenca del Cretácico inferior hacia el NW: serie de Aulet (Noguera Ribagorzana); allí, en el Albiense, se depositaron grandes espesores de sedimentos (Schroeder, 1973; Peybernès, 1976). Sin embargo, la continuidad de la tectónica antecenomaniense produjo, en una segunda fase: antevraconiense (2), movimientos verticales que interesaron el zócalo (Souquet, 1973). Consecuencia de ellos fue que, en las zonas más noroccidentales y septentrionales, la sedimentación quedase reducida al Vraconiense - Cenomaniense inferior y aun con áreas, bien seguro, exentas de ella. En las páginas siguientes veremos el reflejo de este fenómeno a través del análisis de algunos términos de la sedimentación paleógena.

Durante el Cenomaniense superior - Santoniense inferior una mayor estabilidad llevó a la fosilización de los altos estructurales generados durante la segunda fase austrica (antevraconiense). Seguidamente, no obstante, reapareció la inestabilidad tectónica desplazando la sedimentación intrasenoniense (3) hacia el S a la vez que se dividía la unidad sudpirenaica central en varios surcos sedimentarios a los que quedó sujeta la sedimentación terciaria (Ullastre & Masriera, 1999). El más septentrional de estos surcos corresponde a la cuenca de Graus-Tremp.

ANÁLISIS LITOESTRATIGRÁFICO DE LAS TECTOFACIAS INTRACUENSIENSES Y POSTERIORES

El río Isábena corta meridianamente la serie paleógena de la cuenca de Graus (Fig. 2, término Ea).

En las cercanías de Serraduy tenemos el tránsito Cretácico-Terciario. Las potentes margas senonienses que desde Ballabriga se extienden hacia el S tienen en el techo la barra de las "areniscas de Arén" (Maastrichtiense) (4). Un tramo decamétrico detrítico rojo continental se interpone antes de los primeros episodios de calizas marinas del Thanetiense con *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* y *Fallotella alavensis* abajo y *A. (G.) levis* arriba. Luego, tras un breve intervalo detrítico, vienen las calizas (algunas decenas de metros) con alveolinas del Ilerdiense inferior (*A. avellana*, *A. ellipsoidalis*).

Varios centenares de metros (500-600 m) de materiales terrígenos margosos y arenosos del Ilerdiense - Cuisiense inferior marino rellenan la cuenca hasta la altura de Esdolomada (5) por el W y San Esteban del Mall (SE) por el E, (Serra-Kiel *et al.*, 1994).

Por encima vienen los niveles arcósicos y conglomeráticos objeto de nuestra especial consideración.

1. Facies terminal preorogénica

Término Eb

Está formado por areniscas arcósicas con predominio del grano medio y grueso, en bancos métricos a decamétricos fácilmente deleznable.

Incluidos en las areniscas se encuentran, a veces, cantos rodados centimétricos, dispersos o en hiladas discontinuas de pocos centímetros de espesor; ocasionalmente

forman algún banco decimétrico a modo de lentejón. Los cantos son de calizas; más raros son los de granitoides, que en general están tan alterados que se deshacen al arrancarlos.

a) *Las areniscas.* Se han estudiado muestras procedentes de Casa Chulián (CC) (Güel), SW de Merli, San Esteban del Mall (SE) y Cajigar, (Fig. 2).

Una vez disgregadas y separadas las fracciones 0,32-0,16 mm y 0,16-0,05 mm se ha hecho su análisis mineralógico con el microscopio polarizante. Los resultados son:

- Minerales ligeros: *cuarzo* (abundante) (6); *feldespatos* (7) (medianamente abundantes); *biotita* (escasa); *moscovita* (detectada).
- Minerales pesados: *turmalina* (abundante); *granate* (poco abundante); *biotita*, *estaurolita*, *circón*, *rutilo*, *anatasita*, *brookita*, *epidota* (detectados).

Estas arenitas, con un contenido en feldespatos entre el 30 y el 35%, deben ser clasificadas como arcosas (8). Sus granos son angulosos sin rodamiento perceptible tanto en la fracción ligera como en la pesada. Podemos suponer que procedieron de un macizo de granitoides con un avanzado proceso de arenización, en el que los cantos residuales de granitoides (ver *infra*) eran escasos, quedando sólo los de granito de grano fino (9) más resistentes. Cabe recordar que en la disgregación meteórica de los granitoides los de grano grueso y medio son preferentes y que dentro de los feldespatos las plagioclasas se descomponen antes que los feldespatos alcalinos.

b) *Los cantos rodados.* Entre los cantos de caliza, procedentes de Casa Chulián (CC) (Güel), SW de Merli y San Esteban del Mall (SE) hemos identificado las siguientes biofacies:

- Calizas con *Mesorbitolina aperta*, (Albiense superior), (10).
- Calizas con *Mesorbitolina* gr. *subconcava-aperta*, (Albiense superior).
- Calizas con *Orbitolina sefini*, (Albiense superior alto - Cenomaniense inferior bajo).
- Caliza con *Mesorbitolina texana*, (Aptiense superior). En una lámina se ha encontrado además *Simplorbitolina aquitanica* (11).
- Caliza con *Orbitolinopsis praesimplex*, (Aptiense inferior).
- Calizas con florídeas: *Agardhiellopsis cretacea* y *Paraphyllum primaevum*.
- Caliza con carófitas.
- Caliza con calciesferas y espículas monaxónicas de esponjas silíceas.

Los cantos de calizas del Albiense superior - Cenomaniense inferior son los más frecuentes.

Los pocos cantos de granitoides que de vez en cuando se encuentran en el término Eb pueden definirse como *granitos con turmalina*, de grano fino (9), con algo de biotita y/o moscovita. Excepcionalmente hemos encontrado una pegmatita con cristales de turmalina de hasta 1,5 cm. Y, también algunos granitoides semidescompuestos clasificados (12) como *monzonitas* o *monzodioritas cuarcíferas* ricas en plagioclasas en proceso de descomposición y biotitas cloritizadas.

c) *Edad.* Este término, situado por encima de las margas con *Alveolina oblonga* del Cuisiense inferior y por debajo del término Ec2 cuya edad argumentaremos luego, cabe considerarlo del Cuisiense inferior y medio de acuerdo con Serra-Kiel *et al.* (1994).

2. Facies sinorogénicas

Término Ec1

Es un episodio que, por su naturaleza, significa que hubo un cambio radical de provincia distributiva. En efecto, se trata de un depósito de conglomerados brechoides de unos 20 o 30 m de potencia, con algún horizonte de limos ocreos o rojos. Los elementos son en su mayoría calizas con alveolinas del Ilerdiense (Ea1) con algo de los materiales del límite Cretácico-Terciario (Mc-E1-2 y Csa), procedentes de los afloramientos inmediatos (Fig. 2).

Por el SW está en paraconformidad con el substrato Eb (Fig. 3, cortes I, III y IV), mientras que por el NE (Coll del Vent, RV) descansa, mediante una discordancia angular intraerosiva, sobre las calizas con alveolinas Ea1 (Fig. 3, corte II).

Fig. 2. Esquema estratigráfico del Eoceno en las inmediaciones del río Isábena (cuenca de Graus).// *Stratigraphic sketch of the Eocene in the neighbourhood of the Isábena river (Graus basin).*

Cs, margas del Senoniense. Csa, arenisca de Arén, Maastrichtiense marino. Mc-E1-2, Maastrichtiense-Paleoceno continentales; margas y limos arenosos rojos. Ea1, Ilerdiense; calizas con alveolinas. Ea2, Ilerdiense; margas grises y areniscas. Ea, Paleoceno-Eoceno inferior indiferenciados; todo marino excepto algunos episodios continentales en el Paleoceno de Serraduy. Eb, areniscas arcósicas con la eventual presencia de cantos de Cretácico inferior y de granitoides; Cuisiense inferior-medio. Ec1, limos rojos u ocreos y conglomerados brechoides con predominio de las calizas eocenas; Cuisiense medio. Ec2, limos arcillosos grises y/o versicolores, areniscas arcósicas y conglomerados con elementos de Cretácico inferior y de granitoides (en el sector W, especialmente, presencia de elementos del Senoniense); Cuisiense superior. Ec2m, areniscas con episodios de conglomerados y margas arenosas con *Nummulites manfredi* del Cuisiense superior; es un cambio lateral de facies del término Ec2 (ver Fig. 3). Ed1, en el sector de Cajigar: margas y calizas con carófitas del Luteciense-Bartoniense inferior (eventualmente lignitos) seguidas de margas y limos versicolores, areniscas y conglomerados; en el Morrón de Güel (MG) - sierra de Esdolomada faltan las facies inferiores. Ed2, conglomerados masivos poligénicos con predominio de los elementos calcáreos de Mesozoico. Ed3, conglomerados poligénicos en los que destacan los elementos del Permotriás (de hasta 1 m de diámetro). Q, Cuaternario.

Sedimentos terciarios *preorogénicos*: Ea y Eb; *sinorogénicos*: Ec1 y Ec2; *postorogénicos*: Ed1, Ed2 y Ed3.

Topónimos abreviados // *Abridged toponymy*:

CB = Casas de Boira	MG = Morrón de Güel
CC = Casa Chulián	PC = Puente de la Colomina
CF = Castillo de Fantova	PI = Pilaret de San Isidro
CO = Corona	PQ = Pilaret de Santa Quiteria
EG = El Grau	RV = Refugio del Coll del Vent
ET = Ermita del Tozal	SC = Sondeo Cajigar 1
FO = Casa Fornós	SE = San Esteban del Mall
IS = Iscles	SO = Soperún
LC = Las Costas	VB = Ermita de la Virgen de los Baños
LP = La Paúl	VR = Ermita de la Virgen de las Rocas

Término Ec2

Está formado por limos y areniscas claras, poco cementadas, deleznales, de naturaleza arcósica, en tramos métricos a decamétricos. Los granos, tanto de la fracción ligera como de la pesada, no tienen rodamiento perceptible.

Se intercalan conglomerados de elementos bien rodados, heterométricos, de calizas grises y areniscas ferruginosas más o menos calcáreas, eventualmente cuarcitas y cantos de granitoides; se presentan en bancos decimétricos a métricos.

a) *Las areniscas*. Siguiendo el proceso antes indicado, se han estudiado muestras procedentes de la Virgen de las Rocas (VR), Casa Fornó (FO), La Paúl (LP) y Las Costas (LC), (Fig. 2). Los resultados son:

- Minerales ligeros: *cuarzo* (medianamente abundante) (6); *microclina* (13) y otros *feldespatos* (7) (medianamente abundantes); *moscovita*, *biotita* y *cloritas* (escasas).
- Minerales pesados: resumidos en la tabla siguiente (6):

	Virgen de las Rocas (VR)	Casa Fornó (FO)	La Paúl (LP)	Las Costas (LC)
<i>Andalucita</i>	-	-	D	-
<i>Anatasa</i>	D	E	D	E
<i>Apatito</i>	-	E	E	E
<i>Baritina</i>	-	-	-	M
<i>Biotita/Cloritas</i>	PA	PA	PA	E
<i>Brookita</i>	-	D	D	D
<i>Circón</i>	E	E	PA	E
<i>Epidota</i>	-	D	D	D
<i>Esfena</i>	D	-	D	-
<i>Estaurolita</i>	D	-	D	-
<i>Granate</i>	PA	PA	PA	E
<i>Hornblenda</i>	-	-	D	-
<i>Rutilo</i>	D	D	D	D
<i>Turmalina</i>	A	A	A	M
<i>Zoisita</i>	-	-	D	-

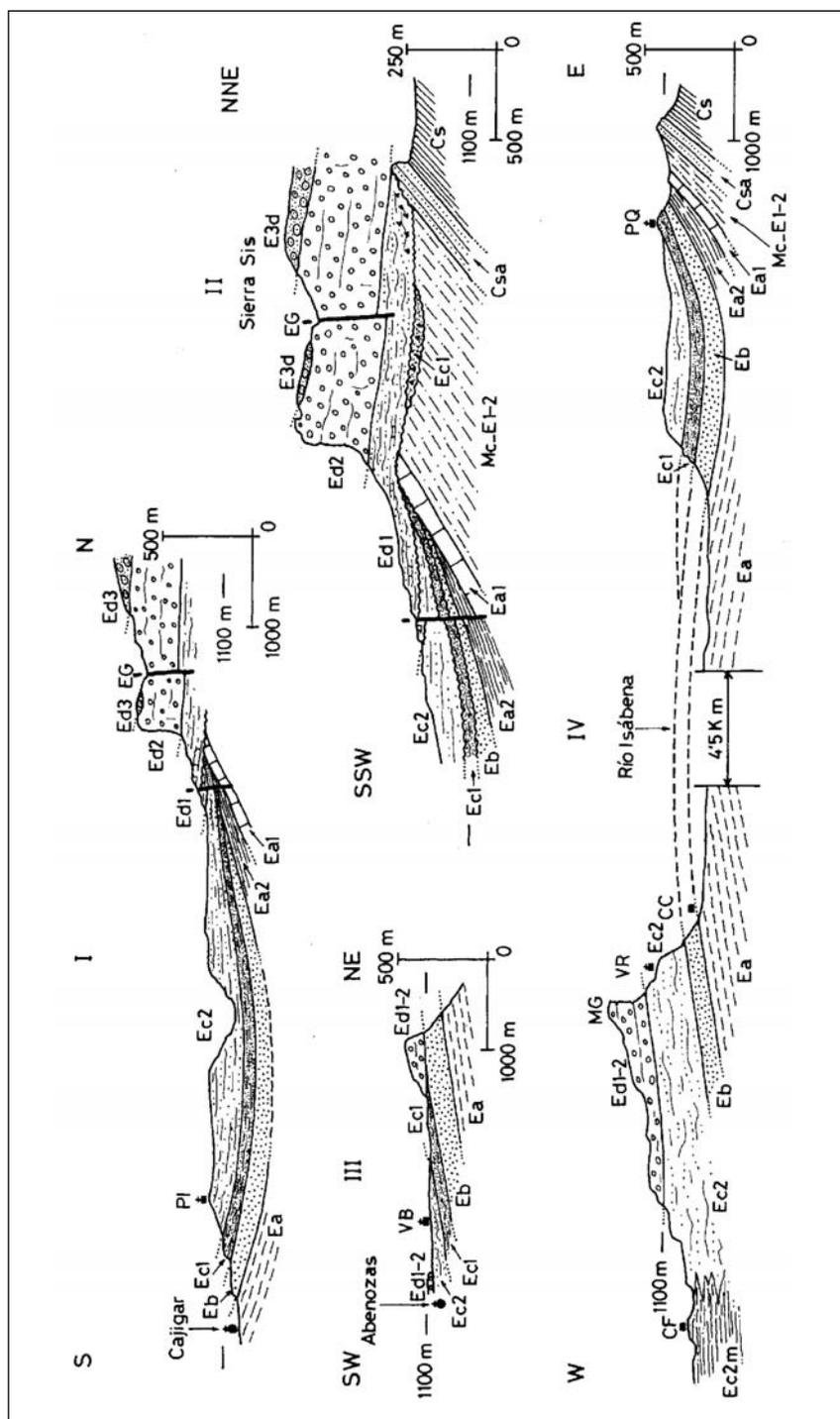


Fig. 3. Cortes geológicos; situación y símbolos ver Fig. 2. En el corte II los términos Ed2 y Ed3 se han proyectado sobre el plano del corte para una mejor comprensión de la sucesión estratigráfica.

Fig. 3. Geological cross sections; for location and symbols see Fig. 2. The levels Ed2 and Ed3 of the cross section II are projected over the cross section plane for a better understanding of the stratigraphic succession.

A estas arenitas, por su alto contenido en feldespatos, entre el 40 y 45 %, les encaja plenamente el calificativo de arcosas ⁽⁸⁾ y se les debe atribuir un origen granítico. La provincia distributiva debía contar con la presencia de granitos de dos micas que estaban sujetos a una denudación enérgica a juzgar por la abundancia de cantos de granitoides de tamaño centimétrico a decimétrico que acompañan a las areniscas.

La presencia de baritina en Las Costas (LC) debe relacionarse con el desmantelamiento local de algún filón de sulfuros metálicos con baritina como ganga (*cf.* Minas de Parzán, barranco de Liena, al N de Bielsa; en la mina “Luisa” la galena acompañada de baritina está encajada en el granito, Calvo *et. al.*, 1988).

b) Los cantos rodados. Entre los cantos (de tamaño centimétrico a decimétrico) de rocas sedimentarias que constituyen los episodios de conglomerado son mayoría los siguientes:

- Calizas con *Praealveolina simplex*; a veces asociada a *Conicorbitolina conica*, (Cenomaniense inferior).
- Calizas con *Conicorbitolina gr. corbarica-conica* y *Orbitolina gr. concava*, (Cenomaniense inferior).
- Calizas con *Orbitolina sefini*, (Albiense superior alto - Cenomaniense inferior bajo).
- Calizas con *Mesorbitolina aperta*, (Albiense superior).
- Calizas con florídeas: *Agardhiellopsis cretacea*.
- Areniscas calcáreas ferruginosas aparentemente azoicas. En el corte de Aulet (Fig. 4) una facies semejante fue considerada por Peybernès (1976) como el equivalente distal del “grès du Turbón” del Albiense superior.
- Areniscas y cuarcitas atribuibles al “grès du Turbón” *s.s.*, (Albiense superior). Eventualmente se encuentran:
- Dolomías negras (? Jurásico).
- Brechas dolomíticas (? Triásico-Jurásico).
- Calizas con *Praealveolina gr. cretacea* del Cenomaniense superior.
- Areniscas calcáreas con orbitóididos y siderolítidos del Senoniense.

En este término los cantos de granitoides (de tamaño centimétrico a decimétrico) abundan, pudiendo alcanzar el 10%. Los muchos que hemos estudiado al microscopio petrográfico son todos *granitos* ⁽¹²⁾ casi siempre con dos micas (biotita y moscovita); el grano va de fino a grueso ⁽⁹⁾; la microclina ⁽¹³⁾ y las pertitas son comunes; las plagioclasas, a menudo algo alteradas, están en una proporción menor dentro de la relación Q, A, P; algunos cantos de granito se caracterizan por contener megacristales de feldespato; las biotitas a veces están cloritizadas; la turmalina es un accesorio corriente especialmente en las aplitas y pegmatitas, éstas con grandes láminas de moscovita.

c) Edad. En el sector occidental (Fig. 2), sobre el corte que pasa por el Morrón de Güel (MG) - Castillo de Fantova (CF) (Fig. 3, corte IV), puede verse como el término Ec2 pasa lateralmente hacia el W a areniscas con hiladas de conglomerados y margas arenosas con *Nummulites manfredi* (Ec2m) del Cuisiense superior.

3. Facies postorogénicas

Término Ed1

Por el N reposa mediante una brutal discordancia angular sobre distintos terrenos del Terciario y del Cretácico superior que constituyen el muro de la sierra Sis

(Fig. 3, corte II); más al S (Fig. 2, cota 1279) está discordante sobre los términos Ec2 y Ec1. En el sector occidental (Morrón de Güel, MG - sierra de Esdolomada) este término no puede diferenciarse del inmediato superior.

Al NE de Cajigar (Fig. 2, cota 1279) se observan de abajo arriba dos paquetes bien diferenciados: uno inferior de margas grises con lignitos (antigua explotación a cielo abierto) y lechos de calizas arcillosas con carófitas; el paquete superior está formado por una alternancia de margas y limos versicolores, areniscas, conglomerados de elementos mesozoicos y eventualmente alguna hilada de calizas lacustres.

En el Coll del Vent (RV) y base de sierra Sis faltan los lignitos y las margas grises; de abajo arriba tenemos: limolitas beige con hiladas de calizas con carófitas; por encima una alternancia de limolitas ocreas, areniscas y conglomerados de elementos mesozoicos en los que se observan aún algunos cantos de granito.

El levigado de unas muestras de limolitas poco litificadas procedentes del Coll del Vent (RV) nos ha proporcionado abundantes girogonitos bien conservados que podemos atribuir a las especies *Raskyella peckii* y *Maedleriella mangeloti*, carófitas del Luteciense - Bartonense inferior (Martín-Closas *et al.*, 1999).

Término Ed2

Conglomerados masivos formando relieves bien destacados rodeados de escarpes: al W Morrón de Güel - sierra de Esdolomada y al E sierra Sis.

Constituido, casi exclusivamente, por cantos rodados de calizas mesozoicas trabados en una matriz arenosa con cemento calcáreo; en sierra Sis los cantos son del Albo-cenomaniense, Jurásico y Triásico; en el Morrón de Güel (MG) - Corona (CO), además, hay cantos del Senoniense.

Término Ed3

Se distingue por su morfología de líneas suaves y por su composición. Son conglomerados poco cementados en los que abundan los elementos de areniscas y conglomerados rojos permotriásicos de tamaño decimétrico a métrico. La matriz es arcilloso-arenosa. Alguna vez se encuentran cantos de ofitas triásicas.

ÁREAS FUENTE Y EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL: SU INTERDEPENDENCIA

1. La paleogeografía albo-cenomaniense en el Pirineo central

En el Albiense medio una cuenca terrígena en la parte central, abierta al W y al E, y depósitos carbonáticos en las márgenes, se extendía entre el continente del Ebro al S y el de Toulouse al N por encima de la alta cadena primaria actual (Peybernès, 1979). En la vertiente sudpirenaica quedaba limitada a la porción comprendida entre el Ésera y el Noguera Pallaresa aproximadamente, en cuyo sector la distensión postleymeriense (1) creó un centro de subsidencia (serie de Aulet), (Fig. 4), (Souquet *et al.*, 1990).

Movimientos verticales antevraconienses interesando el zócalo hicieron que, más allá de las áreas subsidentes, la sedimentación quedase reducida al Albiense terminal - Cenomaniense inferior, que transgredió sobre los bloques elevados (*cf.* Vraconiense - Cenomaniense inferior depositado sobre los granitoides de Ercé en Paloubard al S de Oust; Carte géol. France 1:50000, St. Girons XX-47, 1976; Souquet, 1973), (Fig. 4). Ello rompió la unidad N-S de la cuenca quedando a lo sumo una débil conexión entre ambos dominios.

2. Compartimentación N-S en el Senoniense superior

El eje de permanencia marina por encima de la alta cadena primaria que existía aún en el Vraconiense - Cenomaniense inferior tiende a ampliarse, hacia la mitad occidental de la cadena, en los tiempos inmediatamente posteriores. En efecto, la transgresión del Cenomaniense superior - Santoniense inferior sobre bloques de zócalo elevados prosiguió, determinando la uniformización del orógeno albiense. Testimonios de ello los tenemos al N de Bielsa, en la cresta de Barrosa, donde el Santoniense con rudistas y *Lacazina* está encima del granito o el Pérmico autóctono (Souquet, 1967, p. 287); y más al W, donde el Cenomaniense superior-Santoniense inferior yace transgresivo en la cumbre misma del pico granítico de Balaitús a 3151m de altitud como es bien sabido. En esta época, no obstante, hay que admitir áreas de laguna al E de la unidad sudpirenaica central-zona del Pedraforca, lo que significa desconexión N-S.

Durante el Senoniense superior, en la mitad oriental de la cadena pirenaica, la fase tectónica larámica acentuó la compartimentación N-S; su efecto fue la migración centrífuga de los depocentros, fenómeno que se materializa en las discordancias de flanco activo a uno y otro lado de la ceja que los separaba.

3. La cuenca terciaria meridional

Al S inmediato de la falla nordpirenaica, por lo que llevamos dicho, los depósitos del Albo-cenomaniense y/o del Cenomaniense superior - Santoniense inferior yacían directamente sobre el zócalo paleozoico y/o cristalino (porción central de la alta cadena primaria).

Más hacia el S, sobre un substrato mesozoico de composición variable, los depósitos del Senoniense marino y del Paleoceno continental al E del río Ésera, deformados como consecuencia de la tectónica larámica, formaban varios surcos longitudinales (E-W) distribuidos de N a S hasta la margen estable del antepaís del Ebro (de N a S tenemos: surco de Graus-Tremp; surco de Àger; surco de Tragó de Noguera; franja lindante con el antepaís). La transgresión marina del Eoceno inferior los ocupó con una sedimentación que en varios puntos, a su vez, estuvo afectada por movimientos tectónicos de la fase prepirenaica (anteluteciense), dando lugar primero a discordancias intraformacionales durante el Ilerdiense; y segundo, ya en el Cuisiense, a un dominio occidental “atlántico” (Graus-Tremp) y a otro oriental “tetisiense” (Ullastre & Masriera, 1992; 1999; 2000).

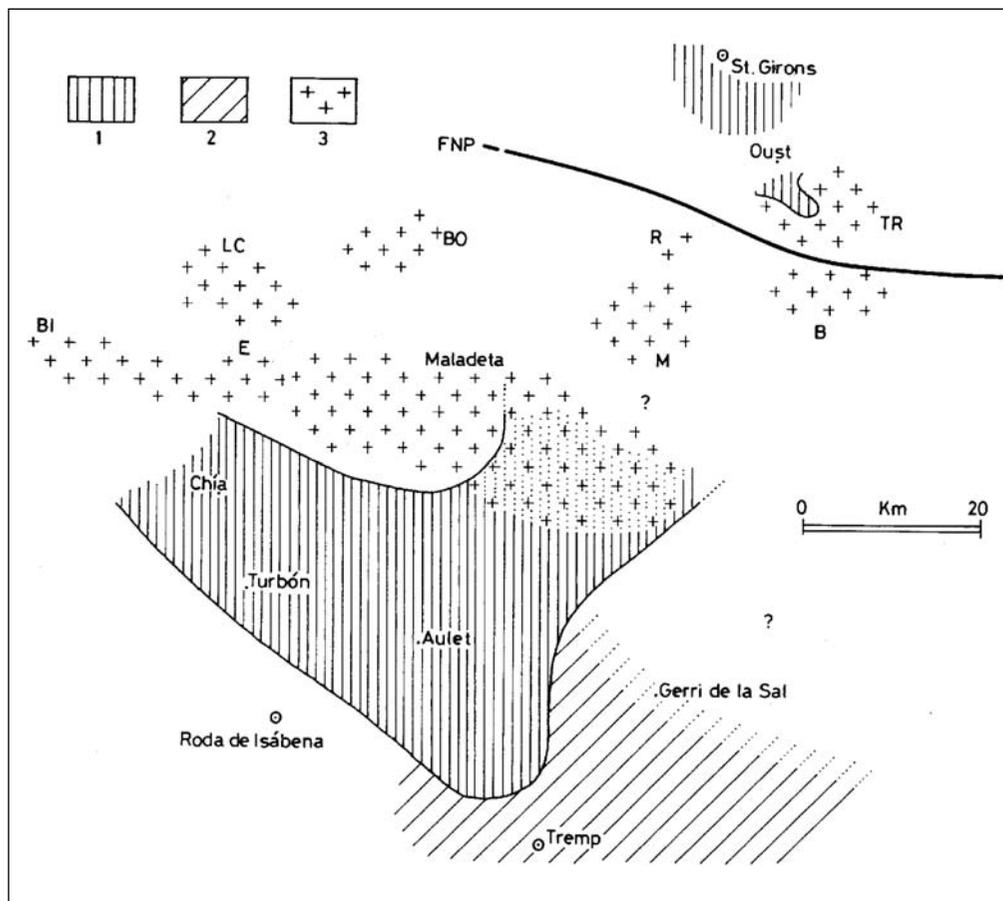


Fig. 4. Croquis en el que se muestra la posible extensión de los depósitos del Albiense superior y/o Cenomaniense inferior al N y al S de la falla nordpirenaica (FNP) en las proximidades del meridiano de Tremp. Basado en Peybernès (1976); Carte géol. France 1:50.000, St. Gironç XX-47 (1976); Zwart (1979); y en los resultados del presente trabajo.

1, depósitos del Albiense superior y/o Cenomaniense inferior. 2, áreas cercanas en las que se depositó el Aptiense y en ciertas porciones también el Albiense inferior. 3, granitoides de la alta cadena primaria.

Topónimos abreviados // Abridget toponymy:

B = Bassies	LC = Lis-Caillaus
BI = Bielsa	M = Marimanya
BO = Bossost	R = Riberot
E = Eriste	TR = Trois Seigneurs

Fig. 4. Sketch showing the possible extension of the Upper Albian and/or Lower Cenomanian deposits to the N and the S of the North Pyrenean fault (FNP) in the proximity of Tremp meridian. Based on Peybernès (1976); Carte géol. France 1:50.000, St. Gironç XX-47 (1976); Zwart (1979); and on the results of this work.

1, Upper Albian and/or Lower Cenomanian deposits. 2, Neighbouring areas in which there were deposition of the Aptian and in some parts also the Lower Albian. 3, granitoides from the high primary range (axial zone).

4. Áreas fuente de los depósitos anteriores a la tectónica mayor sudpirenaica

Término Eb (facies terminal preorogénica)

El cuadro esbozado en los epígrafes anteriores nos muestra cómo el Cretácico transgredió los bloques de zócalo del orógeno albiense y cómo se produjo la individualización de una cuenca terciaria al S de la alta cadena primaria. Ésto, unido al carácter arcósico de los sedimentos fluviodeltaicos de este término, nos lleva a buscar su origen en los macizos de granitoides ubicados en la propia cadena; y el hecho de encontrar asociados a las arcosas, como elementos distintos a los de origen granítico, únicamente cantos de calizas del Cretácico inferior (en su mayoría del Albiense-Cenomaniense inferior), hace pensar que los sedimentos de esta época se depositaron transgresivos sobre una parte como mínimo de un extenso macizo cristalino.

Si no queremos abrazar el socorrido subterfugio de macizos o estructuras desaparecidos u ocultos, cabe suponer que el más extenso macizo granítico de los Pirineos: el macizo de la Maladeta, de unos 400 Km² y que se encuentra inmediatamente al N de la cuenca de Graus, era el responsable de estos aportes. La naturaleza mineralógica del término Eb parece concordar con ello. En efecto, la ausencia de microclina⁽¹³⁾ (feldespato común en el granito de dos micas como veremos luego), la presencia de la biotita como máfico dominante, y la abundancia de turmalina como accesorio, son rasgos que se adaptan a las características de este macizo de naturaleza compleja mas con un predominio de las granodioritas y granitos con biotita de grano medio y grueso y la existencia de una “zone à tourmaline” en expresión de Charlet (1982), especialmente en la unidad del Aneto.

En cuanto a los esporádicos cantos de calizas del Aptiense incluidos en las arcosas Eb es de suponer que procedían del NE, dirección hacia la cual la existencia de este terreno es bien manifiesta (Fig. 4).

Si se aceptan estos razonamientos es plausible imaginar que los granitoides de la Maladeta en el Albiense superior estaban exentos de depósitos mesozoicos anteriores y que en el Cuisiense inferior y medio estaban sujetos a la meteorización. En consecuencia, ni las unidades de la zona de los Noguera podían tener su raíz al N de este macizo, ni la unidad sudpirenaica central podía estar encima de él⁽¹⁴⁾; todo en contra de las interpretaciones que la mayoría han adoptado después de Séguret (1972).

Término Ec1 (primera facies sinorogénica)

Por su litología completamente distinta a la del término precedente debemos buscar su origen en una elevación tectónica del sector N inmediato al Coll del Vent (RV), a causa de un movimiento tardío del paleooccidente del S de Sant Gervàs - Aulet (φ 1 in Fig. 5); de este modo las calizas ilderdienses con alveolinas (Ea1), el substrato rojo paleoceno (Mc-E1-2) y las areniscas senonienses (Csa) quedaron en condiciones de ser atacadas por la erosión, dando por resultado la deposición del episodio local Ec1 (limos rojos y conglomerados con predominio de las calizas con alveolinas Ea1; Fig. 3 corte II).

Al NE de Abnozaz el término Ec1 reaparece (Figs. 2 y 3 corte III) de tal modo que sugiere la idea de un antiguo cono aluvial alimentado a partir de los afloramientos de calizas con alveolinas (Ea1) del N de Merli.

Término Ec2 (segunda facies sinorogénica)

Por lo que ya hemos dicho, la principal novedad en la composición litológica de este término estriba en una conspicua presencia de conglomerados con abundantes granitos de dos micas a veces con megacristales de feldespato junto a los tradicionales cantos de Albiense superior-Cenomaniense inferior, que son la mayoría. A la vez las areniscas arcósicas tienen más feldespatos siendo corriente encontrar microclina⁽¹³⁾.

Estos hechos sugieren la intervención en el suministro de materiales a la cuenca terciaria de alguna área fuente nueva, en la que los granitos con moscovita y biotita tenían una mayor presencia que en el referido macizo de la Maladeta.

Nos parece admisible que los granitoides de Lis-Caillauas-Bossost (Zwart, 1979) pudieran haber intervenido en ello. La hipotética elevación tectónica de este macizo quizás debida a los movimientos precoces del manto de material paleozoico de Gavarnie que se extiende hacia el E hasta el pico de Sarrouyes (Fig. 1) por lo menos (Majesté-Menjoulas, 1979), habría puesto nuevos terrenos a disposición de la erosión.

5. La tectónica del Eoceno medio-superior: gliptogénesis y sedimentación

Basándonos en el análisis litoestratigráfico y geométrico precedente podemos decir que los términos Ed1-Ed2-Ed3 constituyen una secuencia continental de materiales detríticos groseros la edad de los cuales se dispone en sentido inverso al orden estratigráfico normal de la provincia distributiva; es decir, en los primeros términos se hallan resedimentados los materiales más modernos: cretácicos y jurásicos, y en el último término los más antiguos: triásico-pérmicos.

Este fenómeno correlativo es conforme a lo que debe ser. Lo que no encaja en este ciclo de resedimentación es que en los términos anteriores Eb y Ec2 se encuentran los materiales de origen granítico, que en un marco de conformidad deberían ser los últimos en depositarse.

El hecho tiene su explicación al parecer sencilla. Después de haberse sedimentado los términos Eb-Ec, pre y sinorogénicos, de la fase prepirenaica del Cuisiense (Fig. 5), tiene lugar la importante fase tectónica pirenaica del Eoceno medio-superior. Con ella se levantaron los terrenos mesozoicos que, de acuerdo con la evolución paleogeográfica antes esbozada, tenían su máximo espesor al S del eje de la alta cadena primaria dentro del sector central que estudiamos (S del macizo cristalino de la Maladeta). Así se interrumpe la llegada de los primitivos aportes graníticos y se inicia la denudación de los relieves de material mesozoico recién generados, comenzando el ciclo secuencial Ed; ello queda idealizado en la Fig. 5.

CONCLUSIONES

De todo lo expuesto se desprende:

1° Que en el Cretácico medio al S de la falla nordpirenaica, en la parte central del actual istmo pirenaico, el Paleozoico de origen sedimentario y/o el basamento cristalino soportaban una cobertera pelicular de Cretácico inferior alto y/o superior bajo,

faltando pues, en aquella época y en una buena parte de esta región axial los sedimentos plásticos del Trías superior y el Jurásico.

2° En el Senoniense superior - Paleoceno se creó un centro de subsidencia en el borde S del orógeno albiense que estaba peneplanizado y fosilizado total o parcialmente por el Cretácico medio; en él se depositaron los materiales de esta época sobre un substrato mesozoico de edad variable (Triásico a Cretácico inferior y medio) que quedó allí preservado.

3° Los depósitos del Eoceno inferior se acumularon en los surcos estructurales generados durante la fase larámica.

4° En los tiempos inmediatamente anteriores a la fase tectónica prepirenaica (Cui-siense inferior-medio) al N de la cuenca de Graus había una ceja de Paleozoico sedimentario y/o cristalino con Albo-cenomaniense en sus inmediaciones que parece haber incluido el actual macizo de granitoides de la Maladeta.

5° En la fase mayor de la tectónica pirenaica (Eoceno medio-superior) hubo un importante acortamiento tectónico, con generación de relieves mediante cabalgamientos y despegues a nivel del Trías incompetente, entre el S de la referida ceja de zócalo pirenaico y el antepaís del Ebro.

6° Este modelo evolutivo se opone a quienes piensan que sobre el zócalo que constituye el eje morfoestructural de la actual alta cadena primaria o "zona axial" del Pirineo yacía la serie mesozoico-terciaria de la unidad sudpirenaica central.

AGRADECIMIENTOS

Al profesor Dr. Rolf Schroeder (Frankfurt) hemos de agradecer su decisiva contribución en este trabajo al haber accedido a estudiar las láminas más significativas de los cantos con orbitolinas, de cuyos resultados hemos hecho mérito.

A Jaime Costea Membrado (técnico del Museu de Geologia de Barcelona), quien, como siempre, no ha regateado dedicación a la elaboración de numerosas láminas delgadas para el estudio bioestratigráfico y petrográfico, va nuestra gratitud.

ADDENDA

Al describir los cantos rodados procedentes del término Eb mencionamos el hallazgo de una caliza con *Mesorbitolina texana* y *Simplorbitolina aquitana*, diciendo luego, en la nota 11, en relación con esta última especie que era una forma desconocida en el Pirineo catalano-aragonés; pues bien, a raíz de los trabajos cartográficos que estamos haciendo en la región de Peracalç (al W de Gerri de la Sal, Fig. 4) podemos decir que allí hemos encontrado la *Simplorbitolina aquitana* junto a la expresada *Mesorbitolina* (determinaciones R. Schroeder).

Las capas en que aparece corresponden a la biozona con *Simplorbitolina* cf. *manasi* de Peybernès (1976, p. 222 y 279).

Cuando al hablar del origen de los cantos aptienses del término Eb apuntamos la posibilidad de que vengan del NE no vamos desencaminados; la prueba la tenemos en Peracalç.

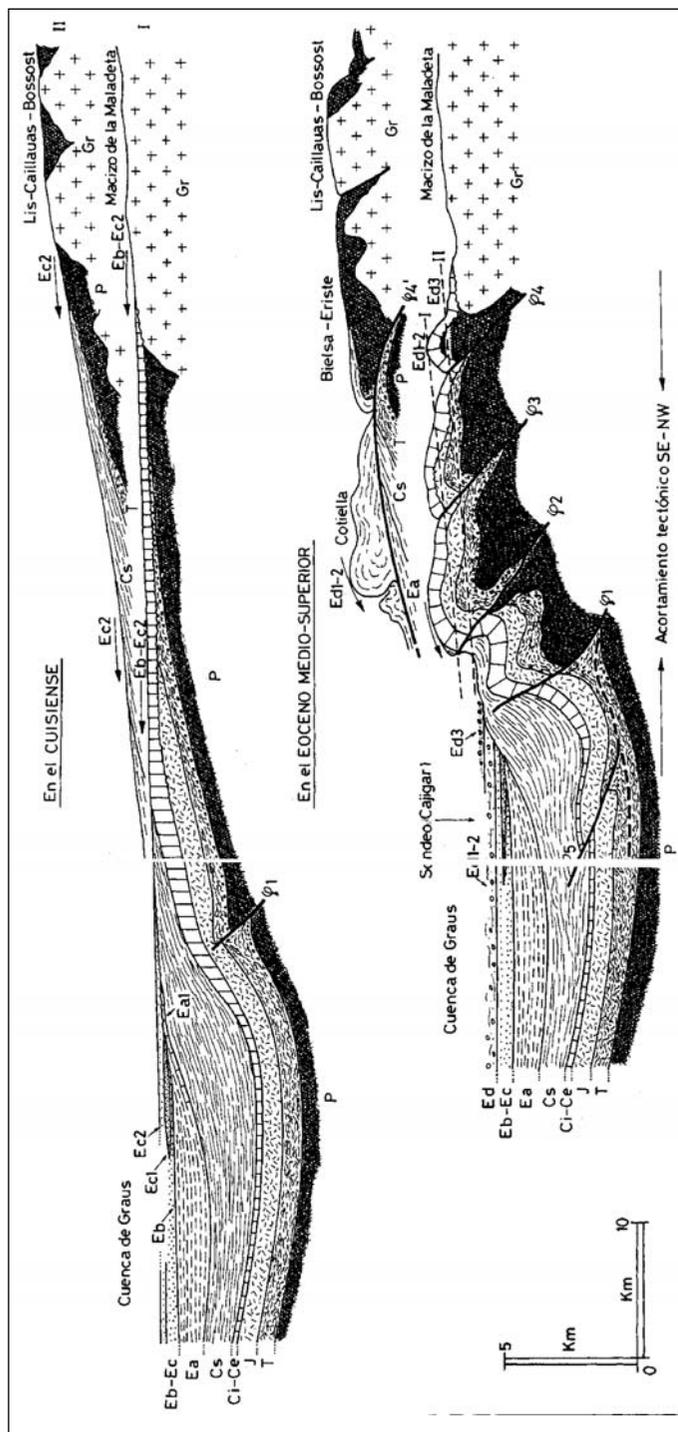


Fig. 5. Esquema idealizado en el que se muestra la posible evolución tectonosedimentaria al S de la alta cadena primaria del Pirineo central en el paso del Eoceno inferior al Eoceno medio-superior (14). La escala gráfica es sólo orientativa; no permite, por tanto, ningún cálculo preciso. Gr, granitoides; P, Paleozoico; T, Permotritas y Triás; J, Jurásico; Ci-Ce, Albiense-Cenomaniense inferior; Cs, Cenomaniense-Senoniense; Ea, Paleoceno-Eoceno inferior indiferenciado; Eb-Ec-Ecl, explicación en el texto. En el esquema correspondiente al Cuiense el accidente φ_1 = Phil1 representa la terminación occidental del cabalgamiento ciego intrasenoniense del S de la sierra de Sant Gervàs - Aulet, que continuó jugando durante el Eoceno. I y II son etapas sucesivas de desmantelamiento de los relieves; el episodio II es el resultado de la elevación tectónica del zócalo al WNW del macizo de la Maladeta. En el esquema que corresponde al Eoceno medio-superior se han indicado los accidentes siguientes: φ_1 = Phil1, terminación occidental del cabalgamiento de Sant Gervàs - Aulet; φ_2 , cabalgamiento de Benasque; φ_3 , cabalgamiento de Bono; φ_4 , cabalgamiento de Senet - Benasque; φ_5 , prolongación occidental del cabalgamiento de Benasque; φ_5 , cabalgamiento cortado por el sondeo Cajigar 1 (ver: *Industria Minera*, nº 176, p. 15, junio-julio 1977); el orden numérico de los cabalgamientos no significa orden cronológico. I y II, sucesivas etapas de desmantelamiento de los relieves. // Idealised schema showing the possible tectosedimentary evolution to the South of the high primary range of the Central Pyrenees in the passage from Lower Eocene to Middle-Upper Eocene (14). As the graphic scale is only an estimate, precise calculations are not possible. Explanation in the text.

NOTAS

- (1) Leymeriellense = Albiense inferior basal (“zona de *Leymeriella tardefurcata*”).
- (2) Vraconiense = Albiense superior alto.
- (3) Entendemos por Senoniense el periodo comprendido entre el Coniaciense y el Maastrichtiense ambos incluidos. Hacemos esta precisión por cuanto, recientemente, algunos autores han excluido el Maastrichtiense de él.
- (4) Estas areniscas (Csa) reaparecen en la parte E de nuestra Fig. 2 entre Soperún (SO) e Iscles (IS).
- (5) En Bacamorta (al E del río Ésera), las margas correlativas a las de Esdolomada tienen en el techo un banco de caliza con *Alveolina oblonga* (Cuisiense inferior) y nummulites precediendo a las arcosas del término Eb in Fig. 2. Al W del Ésera los niveles arcósicos referidos han desaparecido.
- (6) Estimación semicuantitativa de los minerales transparentes:

Muy abundante	90-100% = MA
Abundante	60-90 % = A
Medianamente abundante	30-60 % = M
Poco abundante	10-30 % = PA
Escaso	1-10 % = E
Detectado	< 1 % = D
- (7) Feldespatos sin maclas o eventualmente con macla simple (cf. ortosa) y feldespatos más o menos alterados; algunos de ellos podrían ser fragmentos monocristalinos de una plagioclasa o plagioclasas en las que por efecto de la meteorización sufrida las líneas de macla sean imprecisables.
- (8) Arcosa = arenita rica en feldespatos cuyo contenido en cuarzo es inferior al 75%; pobre en matriz o sin ella.
- (9) Tamaño de grano de los granitoides:

Muy grueso	> 10 mm
Grueso	de 3 a 10 mm
Medio	de 2 a 3 mm
Fino	de 0,5 a 2 mm
Muy fino	< 0,5 mm
- (10) En una muestra hemos encontrado una alga desconocida hasta ahora en la vertiente sudpirenaica; se trata de “*Dissocladella* nov. sp. 1” in Peybernès & Conrad (1982).
- (11) Forma desconocida hasta ahora en el Pirineo catalano-aragonés (Schroeder & Neumann, 1985, p. 48; Fourcade, 1978).
- (12) Según el diagrama triangular Q, A, P, (Q=cuarzo; A=feldespatos alcalinos; P=plagioclasas) de Streckeisen (1976).
- (13) Cuando decimos *microclina* nos referimos simplemente a aquellos feldespatos que tienen su aspecto, o sea que presentan el enrejado que produce el entrecruzado de las maclas (“maclas en tejido escocés”).
- (14) El esquema que proponemos en la Fig. 5 se opone a aquellos modelos que sitúan la raíz de los materiales de la zona de los Noguera en la falla de Mérens al N del macizo de la Maladeta - sinclinal de Llavorsí (cf. Séguret, 1972; Muller & Roger, 1977; etc.). Sin embargo, está de acuerdo con Zwart (1979, p. 38-39) (de la escuela del profesor L. U. De Sitter, a la cual debemos la cartografía y el estudio detallado y global del zócalo paleozoico del Pirineo central) quien descarta categóricamente la posibilidad aludida; en su opinión la raíz de las unidades de los Noguera debe situarse en los cabalgamientos alpinos del S del macizo de granitoides de la Maladeta y en la larga falla que limita por el S el sinclinal de Llavorsí. Para los bloques de Castells y de Feixa (al E del Noguera Pallaresa) supone un origen más meridional todavía.
En este esquema, también, algunos lectores echarán de menos la presencia de Eoceno entre el substrato mesozoico de la cuenca de Graus y el zócalo paleozoico. Quienes

pintan este presunto Eoceno se agrupan en dos categorías: unos son aquellos que a sabiendas extrapolaron abusivamente hacia el W (hasta 80 Km, Cámara & Klimowitz 1985) el hecho (al parecer cierto) de que la sonda, en las perforaciones Isona 1 bis y Comiols 1 (en las proximidades del Segre), tras cruzar el Mesozoico de la unidad sudpirenaica central alcanzó el Priabonense marino del antepaís cabalgado; otros son los que copian sin reflexión lo que un día a unos autores se les ocurrió hacer, y decimos ocurrió porque esta hipótesis no fue debidamente argumentada. Sólo unos pocos se permiten tomar con reserva esta extrapolación.

En efecto, Roure & Choukroune (1992) en la p. 64-65 nos dicen: «*L'extrapolation de ces données de forage (se refieren a los de Isona y Comiols) à l'ensemble de l'unité de Tresp (= unidad sudpirenaica central) n'est cependant pas immédiate, dans la mesure où des rampes latérales peuvent exister...*» También en la p. 64, unos párrafos antes dicen: «*L'ampleur de l'allochtonie de cette unité demeure cependant discutée, même avec les données ECORS, car elle repose sur l'attribution stratigraphique de réflecteurs profonds qui ne peuvent être calés qu'indirectement. L'existence, ou l'absence, de Tertiaire autochtone sous cette unité de Tresp constitue l'une des clefs de l'équilibrage du versant sud-pyrénéen.*»

«*... le pointé de la sismique ECORS permet en effet de définir deux ensembles de réflecteurs: un ...concerne clairement des horizons sédimentaires qui appartiennent aux séries mésozoïques et tertiaires décollées (unité de Tresp). Au dessous, un deuxième ensemble horizontal... Il peut s'agir d'une séquence autochtone dont l'attribution stratigraphique est capitale si l'on veut chiffrer précisément la valeur du raccourcissement de la couverture sur le versant sudpyrénéen: soit il s'agit d'Eocène, et alors l'unité de Tresp est fortement allochtone... soit il s'agit de Trias infrasalifère ou de Permien, et dans ce cas l'unité de Tresp n'est que faiblement déplacée vers le sud.*»

Más adelante (p. 72) los mismos autores al abordar «*La coupe équilibrée crustale des Pyrénées*» dicen: «*... la partie espagnole de la coupe a pu être raccourcie d'une valeur comprise entre 50 et 150 km suivant que l'on suive une hypothèse peu allochtoniste, ou une hypothèse opposée, qui considère au contraire une allochtonie générale de l'unité de Tresp et un raccourcissement majeur du Paléozoïque de la zone axiale. Il est clair que des solutions rendant compte de telles différences de raccourcissement conduiront à des géométries totalement différentes de la chaîne pyrénéenne.*»

En relación con esta problemática es bueno también entresacar algunas frases de Mattauert (1990). Cuando habla (p. 308) de «*L'argument des coupes équilibrées*» dice: «*Les partisans du modèle A (se refiere al que casi unánimemente acordó el ECORS Pyrenees Team, 1988) considèrent que seul leur modèle est compatible avec la forte valeur de raccourcissement (antes discutido) déduite des coupes équilibrées construites dans la plaque Ibérie, à partir de la couverture sédimentaire.*»

«*A ce propos, remarquons d'abord que c'est la même technique des coupes balancées qui avaient conduit nos collègues anglais à proposer avant le profil ECORS une coupe générale de la chaîne comportant une grande faille inverse faiblement inclinée vers le nord.*»

«*A mon avis, il est impossible d'estimer le raccourcissement crustal dans la zone axiale. Il faudrait pour cela que la croûte inférieure y fût visible.*»

Nosotros, puesto que dudamos mucho de la legitimidad de dicha extrapolación y conscientes de la repercusión que ello tiene en la elaboración de cortes compensados, nos hemos abstenido de dibujar el imaginario Eoceno en el lugar referido.

Para quienes pueden inquietarse, ante un marco hipotético poco aloctonista (en cuanto se refiere a la cobertera), por el engrosamiento crustal de la placa ibérica al S de la falla nordpirenaica (que parece geofísicamente probado), cabe recordar el papel que puede haber jugado en ello la orogenia herciniana y los episodios precoces de la orogenia alpina.

BIBLIOGRAFÍA

- Calvo, M., Besteiro, J., Sevillano, E. & Pocovi, A. 1988. *Minerales de Aragón*. Mira Editores, S. A., Zaragoza: 1-142.
- Cámara, P. & Klimowitz, J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios geol.*, **41**: 391-404.
- Charlet, J. M. 1982. Les grands traits géologiques du massif de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). *Pirineos*, **116**: 57-66.
- ECORS Pyrenees Team. 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, **331**: 508-511.
- Eichenseer, H. & Luterbacher, H. 1992. The Marine Paleogene of the Tremp Region (NE Spain): Depositional Sequences, Facies History, Biostatigraphy and Controlling Factors. *Facies*, **27**: 119-151.
- Fourcade, E. 1978. *Simplorbitolina chauvei* n. sp., Orbitolinidae nouveau de l'Albo-Aptien d'Espagne. *Ann. Scientifiques de l'Université de Besançon*, Geologie, fasc. **29**, 3^a s: 63-71.
- Majesté-Menjoulas, Cl. 1979. *Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: nappe de Gavarnie, chevauchement cinq-monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)*. Thèse d'Etat Doct. Sci. Nat., Université Paul Sabatier, Toulouse: 1-343, 4 cartes hors-texte.
- Martín-Closas, C., Serra-Kiel, J., Busquets, P. & Ramos-Guerrero, E. 1999. New correlation between charophyte and larger foraminifera biozones (Middle Eocene, Southeastern Pyrenees). *Geobios*, **32** (1): 5-18. Lyon.
- Mattauer, M. 1990. Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, 8, VI, **2**: 307-311.
- Muller, J. & Roger, Ph. 1977. L'évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Geologie Alpine*, **53**: 149-191. Grenoble.
- Peybernès B. 1976. *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse Doct. Sci. Nat., Toulouse: 1-459.
- Peybernès, B. 1979. L'Urgonien des Pyrénées; Essai de synthèse. *Geobios*, Mém. spécial **3**: 79-87. Lyon.
- Peybernès, B. & Conrad, M. A. 1982. Une association de Dasycladales (Algues vertes) du passage Albien-Cénomaniens dans les Pyrénées et les régions voisines (Chaînes cantabriques, Provence). *Geobios*, **15** (5): 775-781. Lyon.

- Roure, F. & Choukroune, P. 1992. Apports des données sismiques ECORS a la géologie pyrénéenne: structure crustale et evolution des Pyrénées in Proyecto Hispano-Francés ECORS-Pirineos Repsol Exploración. ITGE. Madrid: 63-79.
- Schroeder, R. 1973. El corte de Aulet (Prov. de Huesca). Evolución de las orbitolinas en el límite del Cretáceo inferior-superior. *XIII Coloq. Europeo Micropaleont.*, España: 129-137.
- Schroeder, R. & Neumann, M. (Coord.). 1985. Les Grans foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. *Geobios*, Mém. special 7: 1-161, 68 planches. Lyon.
- Séguret, M. 1972. *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publ. Ustela. Thèse Doct. Sci., Montpellier, série Géol. struct., 2: 1-162, 12 lams., 3 mapes.
- Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarès, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M. & Tosquella, J. 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (zona central surpirenaica). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4): 273-297.
- Souquet, P. 1967. *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre*. Publ. Lab. Géol. Univ. Toulouse: 1-529, 24 lams., 1 mapa.
- Souquet, P. 1973. Données nouvelles sur les mouvements anté-cénomaniens dans les Pyrénées centrales et orientales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, série D, 276: 1953-1956.
- Souquet, P., Peybernès, B. & Combes, P.J. 1990. Corrélations séquentielles et modèles de séquences de dépôt dans l'Albien-Cénomaniens basal des Pyrénées franco-espagnoles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, série II, 311: 1235-1241.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 1992. L'accident frontal du Montsec (Pyrénées catalano-aragonaises, Espagne): sa signification et ses multiples jeux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, série II, 315: 579-586.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 1999. Análisis estratigráfico del Paleógeno del sinclinal de Tragó de Noguera: su importancia en la geología regional (Pirineo catalano-aragonés, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 8: 85-111.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 2000. Noves dades sobre les relacions paleogeogràfiques del massís del Port del Comte amb les Serres marginals sud-pirinenques (Pirineu català, Espanya). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 9: 155-165.
- Zwart, H.J. 1979. The geology of the central Pyrenees. *Leidse geol. Mededelingen*, 50(1): 1-74, 19 lams. amb mapes i talls geològics.