

Estratigrafia del «Garumniense» de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida

JOSÉ L. CUEVAS

Servei Geològic de Catalunya. Paral·lel 71, 08004 Barcelona

RESUMEN

A partir del estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales del tránsito Mesozoico-Cenozoico de la Conca de Tremp (Fm. Tremp) se propone una nueva subdivisión litoestratigráfica, así como una interpretación paleogeográfica que relaciona los mecanismos que controlaron la sedimentación aluvial con la evolución estructural del área.

Palabras clave: Garumniense. Estratigrafía. Conca de Tremp. Prepirineo.

ABSTRACT

The stratigraphic and sedimentological study of the Tremp Formation (also called «Garumnian Facies») at the Tremp Basin has allowed a new lithostratigraphical subdivision of these materials. The Tremp Group has been defined as a new unit which comprises five formations and is equivalent to the Tremp Formation. The lower unit can be considered as lagoonal, while the others are essentially non marine, displaying fluvial, alluvial and lacustrine facies assemblages. The sedimentation of the Tremp Group was synchronous of the emplacement of the earlier Pyrenean thrust sheets, as it can be inferred from the geometrical relationships between these materials and the Pyrenean structures, clasts composition and stratigraphic architecture of the alluvial sediments.

Key words: Garumnian. Stratigraphy. Conca de Tremp. Prepyrenees.

INTRODUCCIÓN

Los materiales que corresponden al tránsito Mesozoico-Cenozoico en el Pirineo Central y Oriental constituyen una serie predominantemente roja, compuesta por lutitas, areniscas y conglomerados de origen esencialmente aluvial, a veces con intercalaciones lacustres de facies y potencias muy variables, que

presentan a menudo sedimentos con fauna salobre y asociaciones de facies de tipo *lagoon* en sus términos inferiores. Estos materiales han sido referidos en la literatura como «Garumniense», «facies Garumniense» o «Formación Tremp» (Mey *et al.*, 1968). En este trabajo nos centraremos en el estudio de estos materiales en la Conca de Tremp (Prepirineo de Lérida) y comprendidos entre:

a) los materiales infrayacentes marinos de edad Maastrichtiense de la formación Areniscas de Arén (Mey *et al.*, 1968), a la que pasan lateralmente en la parte inferior (Nagtegaal, 1972; Liebau, 1973; Ghibaudo *et al.*, 1974; Mutti *et al.*, 1975; Fondécave *et al.*, 1988).

b) los materiales suprayacentes marinos de edad Ilerdiense («Caliza de Alveolinas» y sus equivalentes laterales) a los que pasan verticalmente.

En el sector estudiado, el Garumniense tiene unos 700 m de espesor.

Desde el punto de vista estructural, los materiales estudiados se sitúan en la cuenca de Graus-Tremp, localizada en la parte central de la Cuenca de Antepaís Surpirenaica. La evolución sedimentaria de esta cuenca fue controlada por el emplazamiento de los cabalgamientos pirenaicos (Puigdefàbregas y Souquet, 1985; Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Estos cabalgamientos se desarrollaron siguiendo una secuencia *piggy-back* con vergencia Sur desde el Maastrichtiense hasta el Oligoceno (Cámara y Klimowitz, 1985). La cuenca de Graus Tremp se sitúa a techo de la lámina cabalgante del Montsec.

ROSELL (1965)	LIEBAU (1973)		EICHENSEER Y KRAUSS (1985)	ESTE TRABAJO	
Garum superior	C o n c a	Conca - Garumniense superior	Transitional marine - continental	Mb. La Guixera Fm. Claret	G r u p o
				Fm. Esplugafreda Fm. St. Salvador de Toló - ?	
Garum medio	G a r u m n i e n s e	Canalís	Perilagoonal brown marls	Fm. Tarn	T r e m p
Garum inferior				Mb. Tossal d'Oba Fm. Conques Mb. Basturs	
	Xullí	Lagoonal lignitic marls	Fm. Posa		
	Posa				
		Orcau	Formación Arén		

Figura 1.- Localización de la zona estudiada.

Figure 1.- Study area location

Los afloramientos garumnienses de la Conca de Tremp quedan limitados:

a) al Sur por las areniscas de la Formación Arén, aflorantes a lo largo del flanco Norte del anticlinal cabalgante del Montsec.

b) al Este por los conglomerados paleógenos discordantes de la Serra de Comiols y las areniscas de la Formación Arén del anticlinal de Isona.

c) al Norte por las areniscas de la Formación Arén aflorantes en el flanco Sur del Anticlinal de Sant Corneli.

d) Al Oeste por las margas y calizas del Ilerdiense y los conglomerados paleógenos discordantes de la Formación Collegats (Mey *et al.*, 1968).

Los elementos estructurales más importantes de la Conca de Tremp son:

a) el anticlinal y cabalgamiento de Sant Corneli-Boixols al Norte.

b) el anticlinal de Isona al Este.

c) el anticlinal y cabalgamiento del Montsec al Sur.

A gran escala, la Conca de Tremp se presenta como un sinclinal muy laxo de eje Este-Oeste, entre los anticlinales del Montsec y Sant Corneli.

SUBDIVISIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL GARUMNIENSE DE LA CONCA DE TREMP: ANTEDEDENTES.

Rosell (1965) divide el Garumniense de Tremp en tres unidades informales: Garumniense inferior, medio y superior. El Garumniense inferior, de unos 240 m de espesor, posee fauna netamente cretácica, pasando de ambientes salobres y lagunares en la base a continentales hacia el techo. El Garumniense medio está formado por una intercalación de calizas de pocos metros de espesor con restos de carófitas, las cuales afloran desde Sant Salvador de Toló hasta el río Conques. Rosell sitúa el límite Cretácico- Terciario en la base de estas calizas basándose en la desaparición de la fauna cretácica y en la consideración de que estos materiales indican un importante cambio en las condiciones ambientales, representando una discontinuidad estratigráfica. El Garumniense superior, de unos 270 m de espesor, es margoso, azoico, abarcando probablemente el Daniense, Montiense, Landeniense e Ilerdiense inferior.

Liebau (1973) define cinco unidades de valor local (Fig. 1), correspondiendo las cuatro superiores al «Conca Garumniense», cuya base se sitúa en el nivel de *Praeradiolites? pulchellus*, (parte superior del Maastrichtiense inferior) bien identificable en el Barranco de la Posa, y su techo en la transgresión marina con *Alveolina cucumiformis* (base del Ilerdiense). Las cuatro unidades del «Conca Garumniense» son, de base a techo:

-Unidad Posa: margas grises, calizas y lignitos situadas entre el nivel de *Praeradiolites? pulchellus* y el de *Hippurites castroi*. Su espesor es de 120 m en la sección tipo (Barranco de la Posa).

-Unidad Xullí: margas, margas carbonosas, lignitos, calizas y areniscas situadas entre el nivel de *Hippurites castroi* y el de *Limburgina* sp. Su potencia es de 120 m en la sección tipo (cerro de Xullí), y su edad es Maastrichtiense.

-Unidad Canalis: 250 m de margas rojas y abigarradas entre las capas de Xullí y las calizas del «Garumniense medio» de Rosell (1965). Probablemente su edad es Maastrichtiense.

-Unidad Conca Garumniense superior: 300 m de margas rojas y abigarradas con microfósiles no marinos situados entre la base de las calizas anteriormente citadas y el Ilerdiense marino. Probablemente pertenece al Paleoceno inferior y medio.

Cabe aclarar el hecho de que Liebau (1973), al citar las calizas de la base del Conca Garumniense superior, se refiere a las Calizas del Tossal d'Obà como las calizas citadas por Rosell (1965) como Garumniense medio. No obstante, Rosell se refiere explícitamente a las calizas que afloran cerca de Sant Salvador de Toló. Según Liebau, estas calizas equivalen a los conglomerados rojos de Talarn, al Oeste del Noguera Pallaresa.

Eichenseer y Krauss (1985), en una escueta nota, dividen el Garumniense de Tremp en cuatro unidades informales. De base a techo éstas son:

-margas lignitosas lagunares («lagoonal lignitic marls»)

-margas marrones perilagunales («perilagoonal brown marls»)

-capas rojas («red beds»)

-transicional marino continental («transitional marine- continental»)

Sitúan el límite Mesozoico-Cenozoico en la base de la tercera unidad, en una discontinuidad marcada por un paleosuelo calcimórfico, y que suponemos debe coincidir con las Calizas de Sant Salvador de Toló,

donde ya Rosell apuntó esta idea basándose en criterios análogos

SUBDIVISIÓN LITOESTRATIGRÁFICA.

Los materiales que componen la unidad que hasta ahora hemos venido designando como «Garumniense» o «Formación Tremp» han sido subdivididos en varias unidades litoestratigráficas, que han sido cartografiadas a escala 1:25.000. El esquema geológico de la figura 3 está basado en la citada cartografía. Las unidades diferenciadas son las siguientes:

1) *Formación Lutitas, Calizas y Lignitos de La Posa.*

2) *Formación Lutitas, Areniscas y Conglomerados de Conques.* Comprende dos miembros: las *Calizas del Tossal d'Obà* y las *Calizas de Basturs.*

3) *Formación Lutitas, Areniscas y Conglomerados de Talarn.*

4) *Formación Calizas de Suterranya y Sant Salvador de Toló.*

5) *Formación Lutitas, Areniscas y Conglomerados de Esplugafreda.*

6) *Formación Lutitas, Areniscas y Conglomerados de Claret.* Incluye un miembro evaporítico denominado *La Guixera.*

Los criterios esenciales de definición de estas seis formaciones son su constitución litológica y el color dominante de los materiales lutíticos que las integran. En la figura 1 se representa la relación entre estas unidades y las definidas previamente por los otros autores.

Las relaciones estratigráficas existentes entre las diversas formaciones se resumen en la figura 2.

Además de la subdivisión propuesta en este trabajo, las seis formaciones se agrupan en una unidad de rango superior denominada «Grupo de Tremp».

FORMACIÓN LUTITAS, CALIZAS Y LIGNITOS DE LA POSA.

Formada por lutitas grises, calizas, lignitos y areniscas con fauna salobre. Estos materiales descansan gradualmente sobre y se indentan lateralmente con la Formación Areniscas de Arén. Es equivalente a las unidades Orcau, Posa y Xullí definidas por Liebau (1973). Presenta fuertes variaciones de potencia y cambios laterales de facies que a continuación comentaremos.

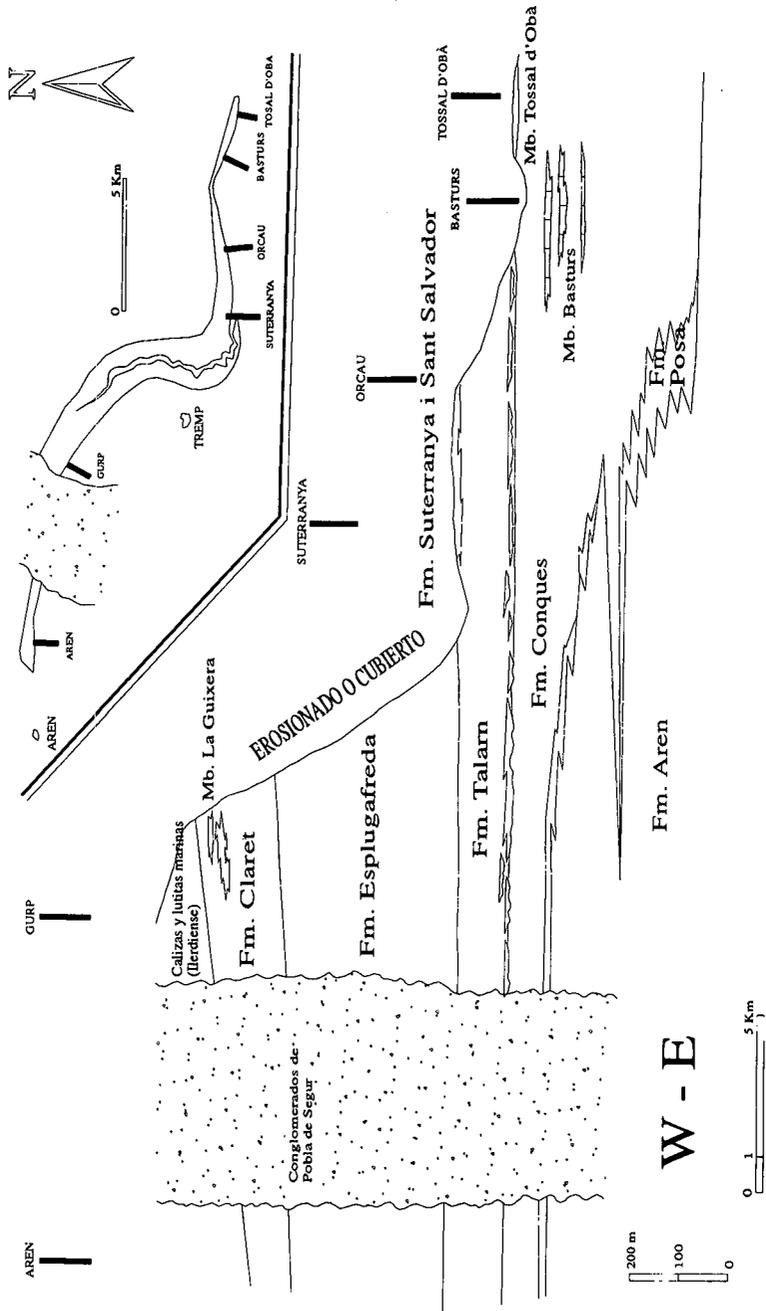


Figura 2.- Equivalencia de unidades litoestratigráficas.
 Figure 2.- Equivalence between lithostratigraphic units

Serie tipo

La columna tipo ha sido realizada en el barranco de Llordà, al E de Isona. Su base se sitúa pocos metros por debajo de unas explotaciones de lignitos a cielo abierto ubicadas en el margen izquierdo del citado barranco. El espesor total de esta serie es de unos 180 metros. Su techo corresponde al tránsito a las lutitas versicolores con intercalaciones de areniscas fluviales de la Formación Conques, cerca del cerro de Xullí. En los primeros 40 metros son frecuentes las intercalaciones de calizas con carófitas y lignitos, observándose un banco de areniscas cuarzosas de unos 12 m de espesor. En la base de la serie, a techo de la Formación Arén, se encuentra una capa con gran cantidad de rudistas y otros bivalvos. Por encima del banco de areniscas cuarzosas la serie está esencialmente formada por lutitas grises que intercalan niveles decimétricos de lignitos, progresivamente más escasos hacia techo, y bancos de lumaquelas de bivalvos y gasterópodos. El resto de la serie está formado casi exclusivamente por lutitas grises, con pequeños niveles de areniscas finas, limolitas y algunas intercalaciones, más frecuentes hacia techo, de lutitas versicolores.

Variaciones laterales y relación con las otras unidades.

Los máximos espesores de la Formación Posa se alcanzan en el área del anticlinal de Isona, cerca de la localidad tipo. En esta área, los materiales de la Formación Posa se indentan con varias cuñas de areniscas cuarzosas atribuibles a la Formación Arén, en las que son frecuentes las estructuras de tipo *herring bone* y *tidal bundles*. Asimismo, es en esta zona donde las intercalaciones de lignitos tienen su máxima importancia.

A lo largo del flanco Norte del Anticlinal del Montsec, la Formación Posa presenta un espesor que varía desde unos 40 m en las áreas de Masos de Toló (próxima al límite SE de la Conca) y Moror-Alzina (en el límite centro-meridional de la Conca) hasta unos 7 m en el valle del Noguera Ribagorzana. En el flanco N del Anticlinal del Montsec son especialmente frecuentes las intercalaciones de calizas con carófitas dentro de la Formación Posa.

A lo largo del margen Norte de la Conca de Tremp, esta situación es muy diferente. En el margen NE de la Conca, aproximadamente entre el meridiano de Basturs y el Coll de Faidella, la Formación Posa está muy reducida, aflorando de dos modos diferentes:

- como un tramo de 12 m de espesor formado por de calizas con carófitas, lutitas grises y areniscas que se intercalan entre las areniscas cuarzosas de la Formación Arén al NE de Basturs.

- al N de Basturs, la Formación Posa queda reducida a algunas intercalaciones, decimétricas a métricas, de lutitas grises arenosas con fauna salobre (ostreidos y *Cyrena*) que se sitúan entre las capas basales de la Formación Conques. Estas últimas están constituidas en este sector por conglomerados altamente desorganizados, con fábrica «matrix-supported» y matriz arenosa, y que incluyen cantos de las Areniscas de Arén y de calizas con carófitas.

Más hacia el E en las inmediaciones de Abella de la Conca, la Formación Conques llega a estar en contacto directo, probablemente erosivo, sobre la Arenisca de Arén, faltando totalmente la Formación Posa.

Al W del meridiano de Basturs, la Formación Posa aflora por encima de la Arenisca de Arén, en contacto normal con ésta, como un nivel de lutitas grises y carbonosas, con alguna capa decimétrica de calizas con fauna salobre. Su espesor total varía desde unos 70 m en el área de Orcau donde, además presenta capas bioconstruidas de rudistas de 1,5-2 m de espesor, hasta unos 10 m al N de Suterranya. Localmente, al S y SE de la presa de Talarn, las lutitas de la Formación Conques reposan directamente sobre el techo de la Formación Arén, faltando la Formación Posa.

Interpretación

Los materiales de la Formación Posa corresponden a sedimentos de ambientes de baja energía, a menudo de carácter reductor, como lo prueba la presencia de lignitos y lutitas carbonosas. La presencia de fauna salobre (Liebau, 1973), y sus relaciones estratigráficas con la Arenisca de Arén, nos lleva a interpretarla como sedimentos de «lagoon» relacionados con el complejo de isla-barrera al que diversos autores asocian la Formación Arén (Ghibaud *et al.*, 1974; Mutti *et al.*, 1975; Nagtegaal, 1972).

FORMACIÓN LUTITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE CONQUES.

Está formada por lutitas versicolores, de tonos predominantemente claros, las cuales intercalan niveles lenticulares de arenisca y, en el margen NE de la Conca, conglomerados hacia la base. Incluye extensas intercalaciones calizas, denominadas: Miembro Calizas del Tossal d'Obà y Miembro Calizas de Basturs. Generalmente, la base es transicional con las lutitas grises de la Formación Posa. El techo viene marcado por un tránsito rápido a las lutitas rojas de la Formación Talarn, excepto en el área situada al N de Tremp, donde tal límite se materializa por un contacto erosivo con los niveles arenosos y conglomeráticos de la Formación Talarn. Corresponde en parte, al «Garumniense inferior» de Rosell (1965), a la unidad «Canalís» de

Liebau (1973) y a la unidad «Perilagoonal brown marls» de Eichenseer y Krauss (1985).

Serie tipo.

Ha sido realizada al N de Basturs, en el Barranco de Basturs, donde tiene una potencia total de unos 400 m. Al tramo basal de 15 m de espesor de conglomerados desorganizados intercalados con las lutitas grises de la Formación Posa, sigue un tramo de unos 150 m de espesor de lutitas violáceas, con frecuentes niveles de caliche nodular. Entre las que se intercalan cuerpos conglomeráticos multiepisódicos, de baja relación anchura/altura, con cantos de hasta 30 cm de diámetro, compuestos casi exclusivamente por calizas mesozoicas y cantos de areniscas de la Formación Arén. Estos cuerpos conglomeráticos se encuentran desconectados entre las lutitas de la Formación Conques, y presentan expansiones laterales, generalmente de arena muy gruesa, bien desarrolladas. Presentan paleocorrientes hacia el W y WSW. Siguen 70 m de lutitas versicolores de tonos claros con algún cuerpo tabular formado por areniscas finas a muy finas, intensamente bioturbadas, de 3-4 m de potencia como máximo, y con superficies de acreción lateral. A techo de este tramo, se sitúa el Miembro Calizas de Basturs, de 80 m de potencia y formado por lutitas versicolores y limolitas entre las que se intercalan capas calcáreas. Por encima del Miembro Basturs, siguen unos 60 m de lutitas versicolores de tonos claros que intercalan algún nivel lenticular constituido por areniscas finas con superficies de acreción lateral, de potencia métrica, hasta el tránsito rápido a las lutitas y areniscas de color rojo de la Formación Talarn.

Variaciones laterales y relación con las otras unidades.

El espesor de la Formación Conques es variable. Se ha estimado en unos 500 m en el área NE de la Conca, al E de la serie tipo en la zona de Can Borrell. Hacia el NW, en el margen derecho del Noguera Pallaresa, su espesor es de unos 150-200 m. En el valle del Noguera Ribagorzana, cerca de Mongay, su espesor no debe superar los 60 metros. A lo largo de los márgenes S, E y NW de la Conca, la base de la Formación Conques viene marcada por un tránsito gradual a las lutitas grises de la Formación Posa, faltando totalmente el nivel de conglomerados desorganizados y el tramo de lutitas violáceas con cuerpos conglomeráticos reconocidos en la serie tipo. A lo largo del área septentrional y central del anticlinal de Isona, bajo los escarpes del borde E del glacis de Isona, y en el valle del río Conques, los cuerpos de arenisca situados hacia la base de la Formación Conques presentan restos de fauna marina (ostreidos) retrabajados y oncolitos.

Al W y NW del área de Suterranya-Vilamitjana, las lutitas versicolores de la Formación Conques se interdigitan con una extensa cuña de areniscas cuarzosas de la Formación Arén.

Miembro Calizas de Basturs.

Son calizas micríticas, con gasterópodos y carófitas, en capas de hasta 5 m de potencia que se intercalan entre las lutitas versicolores y areniscas de la Formación Conques, a lo largo de un tramo de unos 80 m de espesor. Aflora al N y NE de Basturs, formando un laxo sinclinal asimétrico, con vergencia S, y en cuyo flanco meridional se sitúa la citada población.

La serie tipo se ha realizado sobre el mismo trazado que la de la Formación Conques; esto es, en el barranco de Basturs. La base del Miembro corresponde a la primera capa de calizas, de 2,5 metros de espesor de la columna tipo. En la serie tipo, el Miembro Basturs está compuesto por seis capas de calizas micríticas de 4 m de espesor máximo, fuertemente bioturbadas, y que se intercalan entre lutitas versicolores, limolitas y alguna capa decimétrica de areniscas muy finas y bioturbadas.

Miembro Calizas del Tossal d'Obà.

Compuesto por una intercalación de calizas micríticas y margas, de unos 7 m de espesor, situada en el cerro del Tossal d'Obà. Estratigráficamente se sitúa unos 50 m por encima del Miembro Basturs.

Interpretación.

La presencia de cuerpos de areniscas inequívocamente fluviales que, hacia la base de la formación, incorporan fragmentos de ostreidos retrabajados, junto con el paso transicional hacia la Formación Posa, nos lleva a interpretar la Formación Conques como depósitos distales de un sistema fluvial relacionado lateralmente con el complejo de lagoon- isla barrera representado por las formaciones Posa y Arén. En el sector NE de la Conca, la actividad tectónica sinsedimentaria condicionaría la existencia de pequeños abanicos aluviales, cuyos depósitos corresponderían a las lutitas violáceas y a los conglomerados desorganizados reconocidos en la serie tipo. Estos sistemas aluviales limitarían el desarrollo de ambientes de «lagoon» en el margen NE de la Conca. Asimismo, localmente los depósitos de «lagoon», así como el techo de la Formación Arén podrían estar erosionados por los depósitos aluviales. La sedimentación de los miembros carbonatados tendría lugar en áreas lacustres-palustres localizadas en áreas deprimidas de la llanura aluvial, donde la actividad de los sistemas fluviales quedara atenuada.

FORMACIÓN LUTITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE TALARN.

Formada por lutitas rojas y versicolores, areniscas y conglomerados. El espesor es de unos 140 m en la serie tipo (barranco de la Mata, al SE de Gurp). Corresponde, al menos parcialmente, a las unidades «Red beds» de Eichenseer y Krauss (1985), «Canalis» de Liebau (1973) y «Garumniense inferior» de Rosell (1965). Las intercalaciones de detríticos gruesos son más importantes y continuas hacia la parte inferior de la unidad, formando una serie de niveles fotogeológicos bien trazables desde Gurp hasta el valle del río Conques. El límite inferior de esta Formación varía según el área considerada:

- al W del Noguera Pallaresa viene dado por un contacto brusco de areniscas y conglomerados sobre las lutitas de la Formación Conques.

- al E del Noguera Pallaresa, el contacto produce mediante un tránsito rápido de las lutitas de tonos claros de la Formación Conques a las lutitas y areniscas rojas equivalentes a los conglomerados y areniscas de la Formación Talarn situados al W del citado río.

Análogamente ocurre con el límite superior:

- al W del Noguera Pallaresa, el techo de la Formación Talarn viene dado por un paso brusco a las lutitas de color rojo intenso de la Formación Esplugafreda. En esta zona, el contacto coincide con un nivel de 1 metro de potencia, con rizocreciones de yeso, compacto, de color violeta, seguible a lo largo del Barranco de Serós.

- al E del Noguera Pallaresa, a techo de la Formación Talarn se sitúan mediante un contacto normal las capas discontinuas de las Calizas de la Formación Suterranya y Sant Salvador.

En los niveles de conglomerados, los cantos están formados en su mayoría por calizas mesozoicas, siendo frecuentes los de areniscas permotriásicas y de areniscas de la Formación Arén. También se hallan presentes, de una forma minoritaria, cantos de rocas paleozoicas. Ocasionalmente se encuentran huesos de dinosaurios entre limolitas y areniscas finas.

Serie tipo.

La serie tipo se ha realizado en el Barranco de La Mata, al SE de Gurp. En este sector, la Formación Talarn tiene unos 140 m de espesor, y se presenta como una megasecuencia granodecreciente, con cuerpos arenoso-conglomeráticos intercalados entre lutitas y limolitas hacia la base, que pasan a cuerpos arenosos hacia techo, al mismo tiempo que se observa un progresivo incremento de las lutitas. La base de la

serie tipo corresponde a las lutitas de la Formación Conques, y el techo al paleosuelo de yeso anteriormente citado.

Variaciones laterales y relación con las otras unidades.

Aparte de las variaciones en los límites de la Formación, los cambios más significativos se dan respecto a la geometría y granulometría de las intercalaciones de areniscas y conglomerados situadas hacia la base, y que constituyen buenos niveles fotogeológicos.

La mayor proporción de conglomerados se da en los márgenes derechos del barranco de Serós y del Noguera Pallaresa, entre las poblaciones de Tremp y Talarn y al NW de Talarn. En esta zona los cuerpos arenoso-conglomeráticos son extensos y potentes. Las paleocorrientes indican sentido de aporte hacia el W y SW en los afloramientos situados entre Tremp y Talarn, y hacia S y SW en los afloramientos situados al N y NW de Talarn, donde los clastos de los conglomerados presentan su mayor tamaño, no siendo raros los clastos de tamaño bloque.

Al E del Noguera Pallaresa, la proporción de conglomerados es menor. Los cuerpos arenosos y arenoso-conglomeráticos tienden a presentar geometrías tabulares y lenticulares a gran escala, con una alta relación anchura/altura. Estos cuerpos se presentan desconectados entre sí, incluidos entre las lutitas y limolitas de la Formación Talarn.

Hacia el S de la Conca, y en un área cercana al flanco N del Anticlinal del Montsec, la proporción de detríticos gruesos disminuye, así como la magnitud de los cuerpos arenoso-conglomeráticos. Al S del río Conques, prácticamente no hay litosomas arenoso-conglomeráticos resaltables.

Interpretación.

La Formación Talarn está formada por depósitos aluviales. Los cuerpos arenosos y arenoso-conglomeráticos constituirían depósitos de canal, correspondiendo las lutitas encajantes a depósitos de llanura de inundación.

FORMACIÓN CALIZAS DE SUTERRANYA Y DE SANT SALVADOR DE TOLÓ.

Bajo esta denominación se agrupan las intercalaciones calcáreas discontinuas que se sitúan por encima de la Formación Talarn al E del Noguera Pallaresa. Forman niveles fotogeológicos discontinuos trazables desde Vilamitjana hasta el S de Orcau. Desde este último punto siguen como niveles discontinuos hacia

el S, hasta el valle del río Conques. A lo largo del margen izquierdo del río Conques, se pueden seguir hasta las inmediaciones de Sant Salvador de Toló. Corresponden al límite entre las unidades «Red beds» y «Perilagoonal brown marls» de Eichenseer y Krauss (1985), a la base del «Conca-Garumniense superior» de Liebau (1973) y al «Garumniense medio» de Rosell (1965).

Serie tipo

La serie tipo se ha realizado en el margen izquierdo del río Conques, al S del Puig Pedrós, siguiendo aproximadamente el barranco del Marqués. La base de la serie corresponde a la primera capa de caliza, situada por encima de las lutitas y areniscas de la Formación Talarn, y el techo al tránsito a las lutitas de color rojo intenso de la Formación Esplugafreda. Se trata de calizas micríticas, en bancos de hasta unos 4 m de potencia, generalmente fuertemente bioturbados a techo, y que alternan con lutitas versicolores a lo largo de un tramo de unos 70 m de potencia. En esta serie aparece por primera vez *Microcodium*

Interpretación.

Se trata de calizas lacustres/palustres depositadas durante periodos de baja actividad de los sistemas aluviales, o en zonas protegidas de dicha actividad. La localización geográfica de esta unidad, al E del Noguera Pallaresa, probablemente indica una menor actividad de los sistemas aluviales en este sector con respecto a la zona situada al W del citado río, donde estas calizas no se hallan presentes.

FORMACIÓN LUTITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE ESPLUGAFREDA.

Esta unidad está formada por lutitas de color rojo intenso, areniscas y conglomerados que se sitúan por encima de las Formaciones Talarn y Calizas de Suteranya y Sant Salvador. El techo de esta unidad queda mal definido, y viene marcado por el tránsito gradual a las lutitas versicolores de la Formación Claret. Hacia la base de la formación tiene lugar el máximo desarrollo de *Microcodium* Equivale parcialmente a la unidad «Red beds» de Eichenseer y Krauss (1985), «Conca-Garumniense superior» de Liebau (1973) y «Garumniense superior» de Rosell (1965).

Serie tipo.

La serie más completa se ha podido realizar en el Barranco de Esplugafreda, en el valle del Noguera Ribagorzana al E de Areny de Noguera. En este sector, la base de la serie está representada por un tránsito

brusco a las lutitas versicolores de la Formación Talarn. La serie es predominantemente lutítica, y presenta intercalaciones de cuerpos lenticulares conglomeráticos y arenoso-conglomeráticos, de hasta unos 5 m de espesor como máximo, y con una muy baja relación anchura/altura (en algunos casos próxima a 1). Estos cuerpos se presentan desconectados entre sí, intercalados entre lutitas y limolitas rojas, y poseen un marcado carácter multiepisódico, con numerosas cicatrices erosivas internas. Presentan expansiones laterales bien desarrolladas, en forma de capas tabulares decimétricas de areniscas gruesas a finas, con laminación paralela y de *ripples*. Las paleocorrientes indican un sentido de aporte hacia el S y SW. Los cantos son de calizas mesozoicas en su mayor parte. Entre las lutitas y limolitas que engloban estos cuerpos son relativamente frecuentes los caliches, bien sea en forma de horizontes poco definidos de nódulos centimétricos de carbonato pulverulento, o bien, menos frecuentemente, en forma de costras carbonatadas, laminadas o masivas, de hasta 30-40 cm de espesor. También son frecuentes los horizontes de nódulos de yeso alabastrino, de pocos mm a algún cm de diámetro, y los horizontes de nódulos de yeso en moldes de raíz.

Hacia la parte alta de la serie, los cuerpos conglomeráticos y arenoso-conglomeráticos tienden con mayor frecuencia a adquirir geometrías más tabulares, aumentando la relación anchura/espesor. En el Barranco de Esplugafreda, el límite superior de esta Formación viene marcado por el techo del cuerpo conglomerático más alto, el cual presenta morfología tabular y puede seguirse a lo largo de unos 3 Km en todo el margen S del Barranco de Esplugafreda. Por encima de este cuerpo, las lutitas adquieren tonos predominantemente versicolores, correspondiendo a la Formación Claret.

Variaciones laterales y relación con las otras unidades.

Hacia el S y SE del área tipo, la Formación Esplugafreda tiende a presentar progresivamente menor cantidad de intercalaciones de detríticos gruesos, al tiempo que disminuye la granulometría de éstos. En el área de Gulp, en el extremo NW de la Conca de Tremp, las paleocorrientes presentan una mayor tendencia hacia el SW, y en el área de Masos de Toló se han reconocido paleocorrientes hacia el W y WSW.

Asimismo, la potencia de esta Formación disminuye hacia el S. En las áreas de Gulp y Esplugafreda, en el límite N de la zona estudiada, la potencia de las series es de unos 300-350 m, pasando a unos 140 m en el área de Masos de Toló, en el margen S de la Conca, y a unos 70 m en la zona de Mongai, en el extremo SW de la zona de estudio.

Interpretación.

La Formación Esplugafreda está constituida por los depósitos de sistemas aluviales efímeros, como lo prueba el carácter marcadamente episódico de los cuerpos de detríticos gruesos. Estos sistemas aluviales transportaban una proporción muy alta de materiales finos en suspensión. Las geometrías de los cuerpos conglomeráticos y arenoso-conglomeráticos en el área tipo van cambiando en la vertical. Así se pasa de cuerpos fuertemente incididos predominantes en los tramos basales de la unidad, a cuerpos tabulares extensos y poco incididos hacia la parte alta. Esto sugiere una disminución progresiva a lo largo del tiempo del gradiente de la llanura aluvial. La disminución granulométrica hacia el S estaría relacionada con la evolución proximal-distal de los sistemas aluviales.

FORMACIÓN LUTITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE CLARET.

Es la unidad estratigráficamente más alta del Grupo de Tremp en el área estudiada y está formada por lutitas versicolores, areniscas y conglomerados. Muy localmente puede presentar alguna intercalación calcárea, como en el área del Serrat Aspre. Las capas evaporíticas que presenta han sido diferenciadas como un Miembro. Son frecuentes los horizontes irregulares de nódulos de yeso alabastrino y de yeso nodular alabastrino que rellenan moldes de raíces. También es relativamente frecuente, especialmente hacia la parte baja de la serie, el *Microcodium*. Corresponde a la unidad «Transitional marine-continental» de Eichenseer y Krauss (1985), y parcialmente a las unidades «Conca-Garumniense superior» de Liebau (1973) y «Garumniense superior» de Rosell (1965).

El límite inferior viene dado por un tránsito gradual a las lutitas de color rojo intenso de la Formación Esplugafreda. El límite superior corresponde al tránsito a los materiales con fauna marina del Ilerdiense. Estos materiales corresponden a margas grises en el centro de la Conca, que hacia el S, en la Serra de Campanetas pasan lateralmente a calizas, que se disponen en *onlap* sobre la Formación Claret.

Serie tipo.

La serie tipo ha sido realizada en su mayor parte a lo largo de la carretera c.c. 1311, entre los Km 23,700 y 21,500. En esta serie la Formación Claret posee unos 350 metros de potencia. Está formada predominantemente por lutitas ocreas y rojizas, con horizontes poco definidos de nódulos milimétricos a centimétricos de yeso alabastrino. Entre las lutitas se intercalan capas de areniscas y conglomerados de espesor decimétrico a métrico (la capa de conglomerados sobre la que se

asienta el pueblo de Claret alcanza unos 15 m de espesor). Unos 80 m por encima de este nivel se sitúan las capas de yeso nodular alabastrino del Miembro La Guixera, de espesor métrico, a lo largo de un tramo de unos 15 m de espesor. Siguen unos 10 m de lutitas ocreas y rojizas hasta las margas grises con fauna marina del Ilerdiense.

Miembro La Guixera.

Se trata de niveles de yeso nodular alabastrino en su mayor parte, en capas de pocos metros de potencia como máximo, y de una continuidad lateral del orden de los cientos de metros. Alternan con lutitas y, minoritariamente, areniscas y conglomerados a lo largo de un tramo de unos 200 m de espesor.

Variaciones laterales y relación con las otras unidades.

El espesor de esta Formación es variable: 60 m en el área de Esplugafreda al N del área de estudio; 350 m en la serie tipo, en el centro de la Conca de Tremp; 190 m en el área de Moror-Alzina, en el margen S de la Conca, y 80 m en el área de Mongai, en el extremo SW de la zona de estudio.

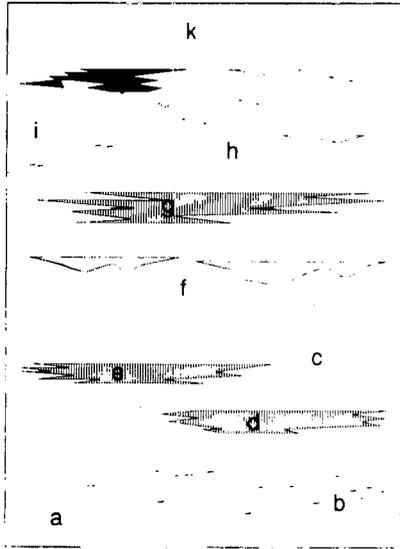
Las paleocorrientes indican dirección de aporte hacia S y SW en la serie tipo, y hacia el W más hacia el S, en las zonas meridionales, en las estribaciones de la Serra de Campanetas al N de Llimiana.

Las capas de yeso del Miembro La Guixera se sitúan al N de la columna tipo. Fuera de esta zona, las evaporitas se presentan como horizontes de nódulos de yeso alabastrino o como niveles de rizocreaciones de yeso nodular alabastrino, generalmente con una continuidad lateral de unos pocos cientos de metros.

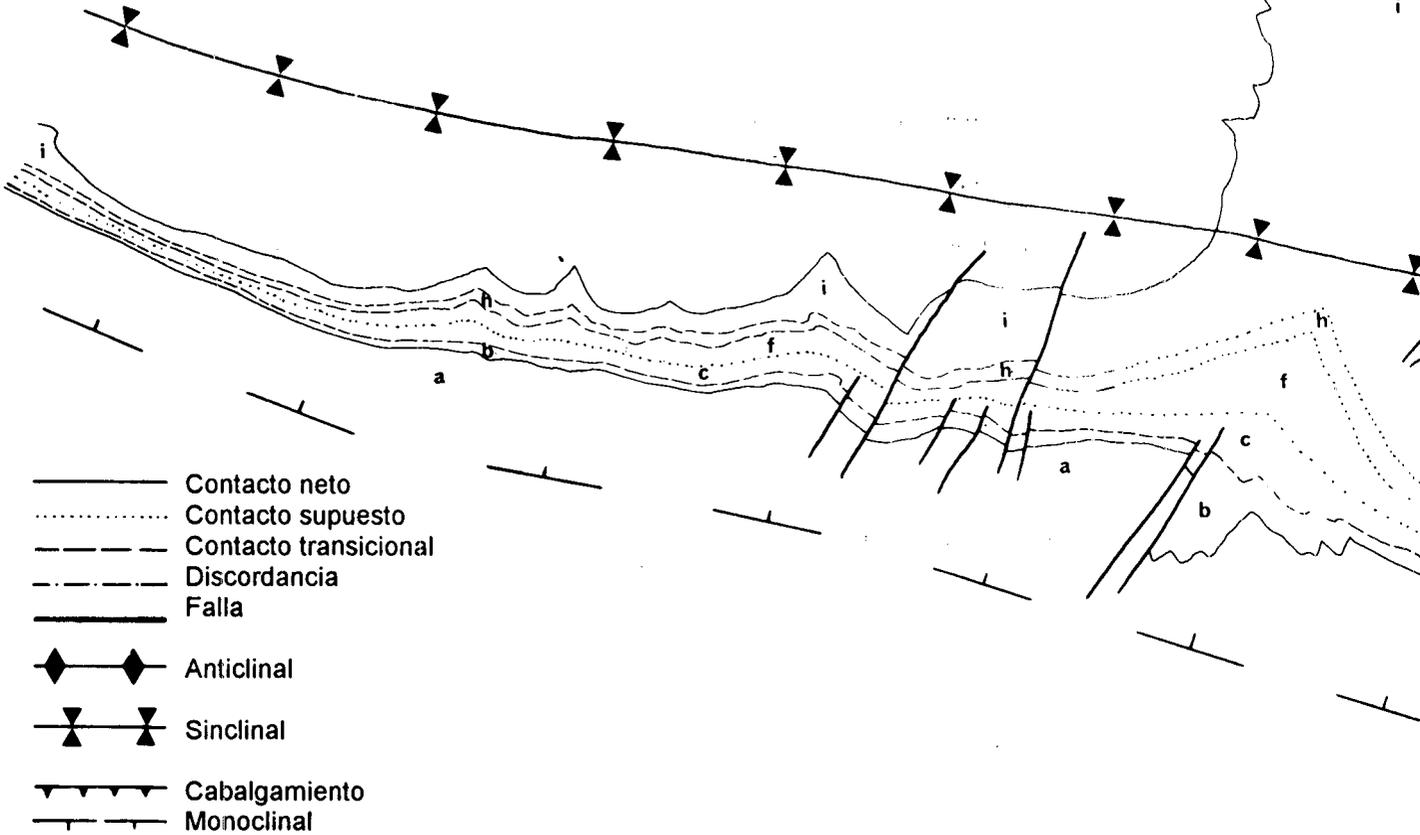
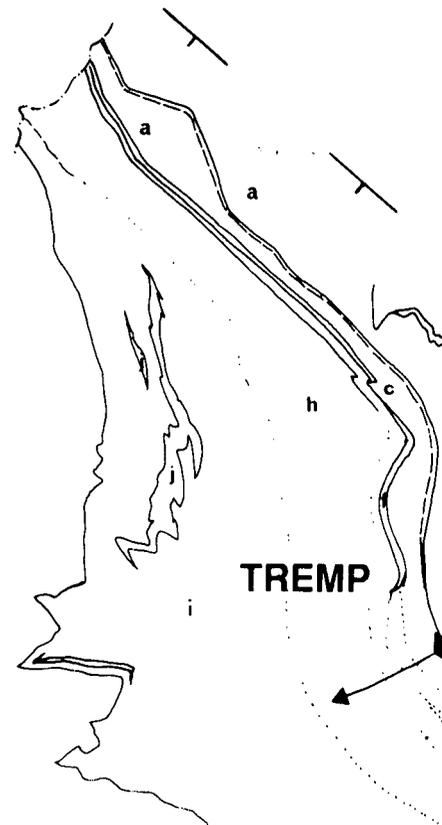
Las variaciones de potencia observadas se deben, en parte, al carácter transicional y, probablemente, diacrónico del límite inferior de esta Formación. La disminución general de potencia en el margen S de la Conca podría estar relacionada con la discontinuidad que separa esta formación de la Caliza de Alveolinas en el flanco N del Anticlinal del Montsec. Esta discontinuidad queda evidenciada por la disposición en *onlap* de las capas de la Caliza de Alveolinas sobre la Formación Claret. En este caso, tal discontinuidad tendría un carácter erosivo. Otro efecto que puede influir sería la condensación de la serie hacia el Anticlinal del Montsec.

Interpretación.

Los materiales de la Formación Claret comprenden los depósitos distales de sistemas aluviales que trans-



- k Paleógeno indiferenciado
- j Miembro La Guixera
- i Formación Claret
- h Formación Esplugafreda
- g Calizas de Suterranya y Sant Salvador
- f Formación Talarn
- e Miembro Calizas de Basturs
- d Miembro Calizas del Tossal d'Obà
- c Formación Conques
- b Formación Posa
- a Formación Areny



- Contacto neto
- Contacto supuesto
- - - Contacto transicional
- - - - - Discordancia
- — — — — Falla
- ◆ — ◆ Anticlinal
- ▼ — ▼ Sinclinal
- ▼ — ▼ Cabalgamiento
- — — — — Monoclinal

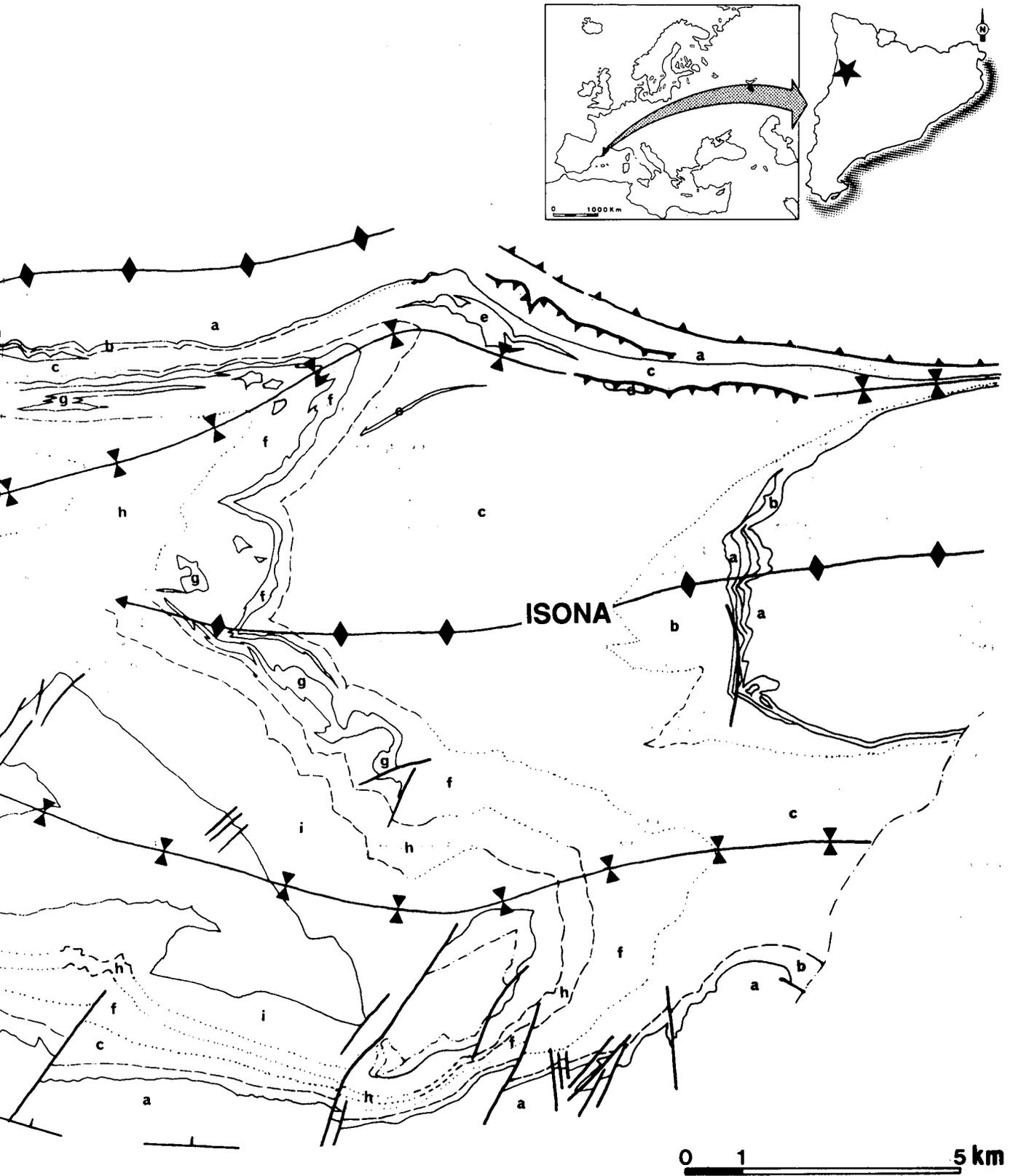


Figura 3.- Esquema geológico y estructural de la Conca de Tremp.
 Figure 3.- Geologic and structural scheme of Conca de Tremp.

portaban una gran cantidad de material en suspensión. Según García Veigas (1988), las capas del Miembro La Guixera corresponderían a los depósitos de lagunas evaporíticas desarrolladas en momentos de retrogradación de los sistemas aluviales.

HIPÓTESIS SOBRE LA ORGANIZACIÓN SECUENCIAL DEL GRUPO DE TREMP.

El panel de correlación (Fig. 2) muestra un ascenso progresivo hacia el W del techo de la Formación Arén y de la Formación Posa, en continuidad con la Formación Conques. Este hecho estaría de acuerdo con la progradación general de la Formación Arén hacia el W, ya señalada con anterioridad por varios autores (Ghibaud *et al.*, 1973; Mutti *et al.*, 1971, Fondécave *et al.*, 1988, etc.). Este dispositivo quedaría bruscamente interrumpido por la base de la Formación Talarn, ya que la irrupción de los detriticos gruesos de la Formación Talarn con cantos de la Arenisca de Arén, así como la aparición de un sistema de paleocorrientes N-S indicaría un brusco cambio paleogeográfico. Todo ello nos lleva a interpretar la base de la Formación Talarn como una discontinuidad que marca el fin de un primer ciclo integrado por las Formaciones inferiores del Grupo de Tremp.

Un segundo ciclo podría venir definido por la megasecuencia grandecreciente de la Formación Talarn. Al E del Noguera Pallaresa el techo de esta megasecuencia viene representado por un tránsito gradual de las lutitas, areniscas y conglomerados de la Formación Talarn a las Calizas de Suterranya y Sant Salvador, y por un nivel de paleosuelos de yeso al W del citado río.

Finalmente, las Formaciones Esplugafreda y Claret marcarían un tercer ciclo, sin una tendencia megasecuencial clara, cuyo techo correspondería a la transgresión marina ilerdiese.

DOMINIOS ESTRATIGRÁFICOS

En la figura 2 se muestra la correlación de las unidades a lo largo del margen N de la cuenca. Esta correlación se ha hecho en base a los criterios litológicos que a continuación se exponen. En cualquier caso, queremos señalar que la ausencia de buenos niveles guía, así como la desconexión entre afloramientos, a menudo separados por extensos y potentes depósitos cuaternarios, hacen que dicha correlación pueda considerarse como una hipótesis de partida para futuros trabajos.

Los niveles de correlación utilizados han sido:

-*niveles geológicos*: las calizas de Suterranya y Sant Salvador, y las areniscas y conglomerados de Talarn.

-*los límites entre unidades*, cuando éstos son bien determinables. Se han utilizado la base y techo de la formación Talarn, y el techo de la Arenisca de Arén (en este último caso cuando la correlación se ha hecho entre perfiles próximos y a falta de otro nivel más fiable).

Como ya se indicó en el apartado de subdivisión litoestratigráfica, las diferentes formaciones del Grupo de Tremp muestran, a grandes rasgos:

- una disminución general de la potencia de las series en sentido N-S.

- una disminución general de la proporción de detriticos gruesos de N a S, y una marcada variación E-W en la distribución de litofacies.

Este conjunto de variaciones permite reconocer varios dominios estratigráficos.

Dominio Nororiental

Corresponde aproximadamente al área situada entre el meridiano de Basturs y la zona del anticlinal de Isona. En este dominio es donde afloran más extensamente las unidades inferiores del Grupo de Tremp (Formaciones Conques y Posa) y donde éstas presentan sus máximos espesores. Dentro de este dominio cabe distinguir dos subdominios:

-el flanco S del anticlinal de Sant Corneli. En esta zona afloran los materiales más gruesos de la formación Conques, que reposan en contacto directo sobre la Formación Arén, y se registran los máximos espesores de la Formación Conques.

-el área del anticlinal de Isona, donde la Formación Posa presenta sus máximos espesores, siendo frecuentes los niveles de lignitos y extensas intercalaciones de areniscas cuarzosas.

Dominio Centro-Septentrional

Comprende el área situada al N del río Conques, entre el meridiano de Basturs al E y el Noguera Pallaresa al W. Las características diferenciadoras son la presencia de las Calizas de Suterranya y Sant Salvador y la presencia de areniscas en la Formación Talarn, las cuales presentan diferencias de facies y granulometría con respecto a sus equivalentes al W del Noguera Pallaresa.

Dominio Noroccidental

Se sitúa entre el Noguera Pallaresa y los límites occidentales del Grupo de Tremp, al N de Tremp, e incluyendo el área fuera de la Conca de Tremp entre los conglomerados de Collegats y el Noguera Ribagor-

zana. En este dominio se hallan presentes las intercalaciones de detríticos de mayor granulometría, faltando las Calizas de Suterranya y Sant Salvador. Asimismo, en este sector se localiza el Miembro evaporítico de la Formación Claret.

Dominio Meridional

Abarca todo el margen S de la Conca, y se localiza en su mayor parte en el flanco N del anticlinal del Montsec. En este dominio las series son predominantemente lutíticas, con una fuerte reducción en la proporción de areniscas y conglomerados, y con una reducción de potencia respecto a la de los otros dominios. Esta reducción es especialmente marcada hacia el W de este dominio, a costa especialmente de las Formaciones superiores del Grupo de Tremp.

SINTESIS PALEOGEOGRAFICA DEL GRUPO DE TREMP Y RELACION TECTONICA-SEDIMENTACION.

En una primera aproximación, podemos suponer que la compartimentación en dominios que hemos descrito para el Grupo de Tremp obedece a un control tectónico de la sedimentación.

Así, la disposición de los dominios Nororiental, Centro-Septentrional y Noroccidental estaría controlada por el cabalgamiento de Sant Corneli y sus estructuras asociadas. A título de hipótesis, suponemos que el depocentro de la Formación Posa, localizado actualmente en el anticlinal de Isona, estaría relacionado con una flexión del sustrato ligada al movimiento del cabalgamiento de Sant Corneli. Las áreas fuente de, al menos, los niveles detríticos inferiores de la Formación Conques debieron situarse hacia el ENE y E, en afloramientos de calizas del Cretácico Superior (son abundantes los fragmentos de rudistas del Santoniense en los canales conglomeráticos). La actividad de estos sistemas aluviales debió estar condicionada por el emplazamiento del cabalgamiento de Sant Corneli, responsable asimismo de la localización en esta zona del depocentro de la Formación Conques (Fig. 3).

Respecto a los dominios centro-septentrional y noroccidental, su distribución podría estar condicionada por la terminación periclinal del Anticlinal de Sant Corneli, separando dos subcuencas. Al S de la citada estructura, la proporción de terrígenos gruesos es menor, y se sitúan las Calizas de Suterranya y Sant Salvador, de modo que con posterioridad a la sedimentación de la Formación Talarn, esta zona debió ser una subcuenca de dominio lacustre.

En el W y N de la Conca de Tremp hay una mayor proporción de detríticos gruesos, frecuentemente con-

glomerados, individualizándose una subcuenca donde se dió una mayor influencia de los sistemas aluviales en las unidades superiores. El área fuente de estos sistemas aluviales debió situarse al N y NE de la Conca de Tremp. Durante, al menos, la sedimentación de la Formación Talarn debió producirse la erosión de materiales de edad permotriásica, y paleozoica, dado que entre los cantos de la citada Formación se encuentran materiales de dichas edades.

El Anticlinal del Montsec debió actuar como una zona de umbral, limitando por el S la cuenca estudiada. La posición de este umbral condicionaría la condensación de series hacia el S y SW, actuando como una barrera para los sistemas aluviales, los cuales toman paleocorrientes hacia W y SW conforme nos acercamos al margen S, al tiempo que pierden importancia en tal dirección.

Por otra parte, el análisis de las paleocorrientes sugiere un cambio más o menos progresivo en la polaridad de la cuenca. A título de hipótesis, proponemos el siguiente modelo de evolución:

-1º) En un primer estadio, durante la sedimentación de las Formaciones inferiores (Arén, Posa y Conques) los sentidos de aporte son predominantemente hacia el W. Las estructuras compresivas del margen NE de la Conca (Cabalgamiento de Sant Corneli y estructuras asociadas) controlan directamente la paleogeografía de tales unidades.

-2º) En una segunda fase tiene lugar un cambio en la paleogeografía de la Conca de Tremp. La irrupción de los detríticos gruesos de la formación Talarn, con abundancia de cantos de la formación Arén, representa una ruptura con respecto al dispositivo paleogeográfico de las unidades inferiores. Comienza a hacerse patente un sistema de paleocorrientes dirigidas netamente hacia el S, manteniéndose la tendencia hacia el W.

-3º) En la fase final, las paleocorrientes de las unidades superiores (Formaciones Esplugafreda y Claret) en el área N de la Conca indican la posición de un margen activo hacia el N, con un progresivo dominio del sistema de paleocorrientes de procedencia N. El margen S debió actuar como un umbral relacionado con el cabalgamiento del Montsec. La actuación de este umbral debió ser responsable de la deflexión hacia el W observada en las paleocorrientes.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Cai Puigdefàbregas en representación del Servei Geològic de Catalunya las facilidades concedidas para la realización de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA.

- CAMARA, P., KLIMOWITZ, J., 1985: Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Est. Geol.* 41, p. 391-404. Madrid.
- EICHENSEER, F. L. y KRAUSS, S., 1985: The Tremp formation (Maastrichtian/Paleogene) and the lower Ager Group of the N flank of the Tremp-Graus Basin. *6th. European Regional Meeting of Sedimentology*. IAS. IEL. Abstracts pp 149-151. Lérida.
- FONDECAVE, M-J., SOUQUET y P., GOURINARD, Y., 1988: Synchronisme des séquences sédimentaires du comblement finicrétacé avec les cycles eustatiques dans les Pyrénées centro-méridionales (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*. t. 307, série II, : 298-293.
- GARCIA VEIGAS, J., 1988: *La formación evaporítica de la facies garumniense de la Conca de Tremp (Lleida)*. Tesis de Licenciatura UAB. inédito. Bellaterra-Barcelona.
- GHIBAUDO, G., MORELLI, E., MUTTI, E. et al., 1973: Osservazioni sedimentologiche preliminari sulle Arenarie di Arén (Cretacico Sup.) tra Isona e il rio Noguera Ribagorzana. *Bull. Soc. Geol. It.*, 92. : 529-540.
- GHIBAUDO, G., MUTTI, E. y ROSELL, J., 1974: Le spiage fossili delle arenarie di Arén (Cret. Sup.) nella valle Noguera Ribagorzana. *Mem. Soc. Geol. It.* v.XIII, : 497-537. Pisa.
- LIEBAU, A., 1973: El Maastrichtiense lagunar (Garumniense) de Isona. *XIII Col. Europ. de Micropal.* : 113-140. Madrid,
- MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C., ROBERTI, J. et al., 1968: Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrenees. *Leidse Geol. Mededel.*, 41, : 221-228.
- MUTTI, E., ROSELL, J., GHIBAUDO, G. et al., 1975: The Paleogene of the Ager Basin. The Upper Cretaceous Aren Sandstone on its type-area. *XI Congr. Int. Sedimentol.* I.A.S. Guidebook. Exc. 19, part A, 13 p.
- NAGTEGAAL, P.J.C., 1972: Depositional history and clay minerals of the upper cretaceous basin in the south central Pyrenees. *Leidse. Geol. Medede.* 47, af. 2, : 251-275.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P., 1985: Cyclicality, basin evolution and tectonic control in the Mesozoic and Cenozoic of the Pyrenees. *Terra cognita*. 5 (2-3).
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J.A., MARZO, M., 1986: Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *I.A. S. Spec. Publ.*, 8: 229-246.
- ROSELL SANUY, J., 1965: Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Prov. de Lérida). *Pirineos*. 75-78 : 9-214.