

Los depósitos aluviales sintectónicos de la Pobra de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico

DONATELLA MELLERE⁽¹⁾ y MARIANO MARZO⁽²⁾

(1) Geologisk Institutt, Allegaten 41, 5007 Bergen - Noruega

(2) Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Fac. de Geología, Universidad de Barcelona. E-08071 Barcelona

RESUMEN

El análisis estratigráfico y estructural de los conglomerados finieocenos y oligocenos de La Pobra de Segur (Formación de Collegats) localizados en los Pirineos centrales, ha permitido correlacionar diferentes episodios de sedimentación y de estructuración tectónica. Los materiales que constituyen el relleno de la cuenca intramontañosa de La Pobra de Segur (facies de abanico aluvial y deltaico, con intercalaciones lacustres subordinadas) reposan discordantemente sobre un substrato Mesozoico previamente deformado y están organizados en una serie de cuñas clásticas que alcanzan un espesor acumulativo mínimo de 3500 m. El reconocimiento de superficies de discontinuidad, cartografiadas a lo largo de toda la cuenca, ha permitido la definición de 5 alogrupos (Pessonada, Ermita, Pallaresa, Senterada y Antist) que a su vez pueden subdividirse en aloformaciones o secuencias. Las relaciones estructurales entre el substrato y los depósitos aluviales han permitido establecer la cronología de la deformación compresiva tardía que afectó a este sector de la cadena sur-pirenaica y precisar el origen claramente tectónico de las discontinuidades que constituyen los límites de los alogrupos.

Palabras clave: Conglomerados sintectónicos. Cuenca intramontañosa. Unidades aloestratigráficas. Cabalgamientos fuera de secuencia. Retrocabalgamientos. Eoceno superior-Oligoceno. Pirineos.

ABSTRACT

Detailed structural and stratigraphic studies in the late Eocene and Oligocene alluvial fan, fan-delta and lacustrine deposits of La Pobra de Segur Conglomerates (Collegats Formation) in the south-central part of the Pyrenees have indicated a close link between tectonics and sedimentation. The conglomerates unconformably overlie a previously deformed Mesozoic substratum and are organized into a series of stacked wedge-shaped bodies reaching an accumulative thickness of about 3500 m. The presence of basinwide mappable unconformity surfaces allowed the definition of five main allogroups (Pessonada, Ermita, Pallaresa, Senterada and Antist) internally subdivided into alloformations or sequences. Structural relationships

between the conglomerates and its Mesozoic substratum allowed to establish the relative chronology of the late stages of the alpine deformation in the south Pyrenean Chain and the tectonic origin of the bounding surfaces of the allogroups.

Key words: Syntectonic conglomerates. Intramontane basin. Allostratigraphic units. Out-of-sequence thrusts. Backthrusts. Late Eocene-Oligocene. Pyrenees.

INTRODUCCION: ENCUADRE GEOLOGICO Y OBJETIVOS

Los Conglomerados de La Pobra de Segur (Rosell y Riba, 1966), conocidos también como Formación de Collegats (Mey *et al.*, 1968) fueron depositados durante el Eoceno superior-Oligoceno (Casanovas, 1974) en una cuenca intramontañosa (la de La Pobra de Segur) localizada sobre la lámina cabalgante de Boixols en la extremidad meridional del apilamiento antiformal de la Zona Axial surpirenaica central (Fig. 1). La estructura interna de la lámina cabalgante de Boixols (Figs. 2 y 3), activa ya desde el Cretácico superior como lo demuestran sus relaciones tectono-sedimentarias con la Arenisca de Aren (Nagtegaal *et al.*, 1983; Simó, 1985; Simó y Puigdefabregas, 1985; Mutti y Sgavetti, 1987), está caracterizada por un sinclinal asimétrico limitado por el cabalgamiento de Boixols, vergente hacia el Sur, y el retrocabalgamiento de Morrerres, vergente hacia el Norte. La estructura frontal constituye el anticlinal de St. Corneli, un pliegue concéntrico que delimita el margen Sur de la cuenca de La Pobra de Segur.

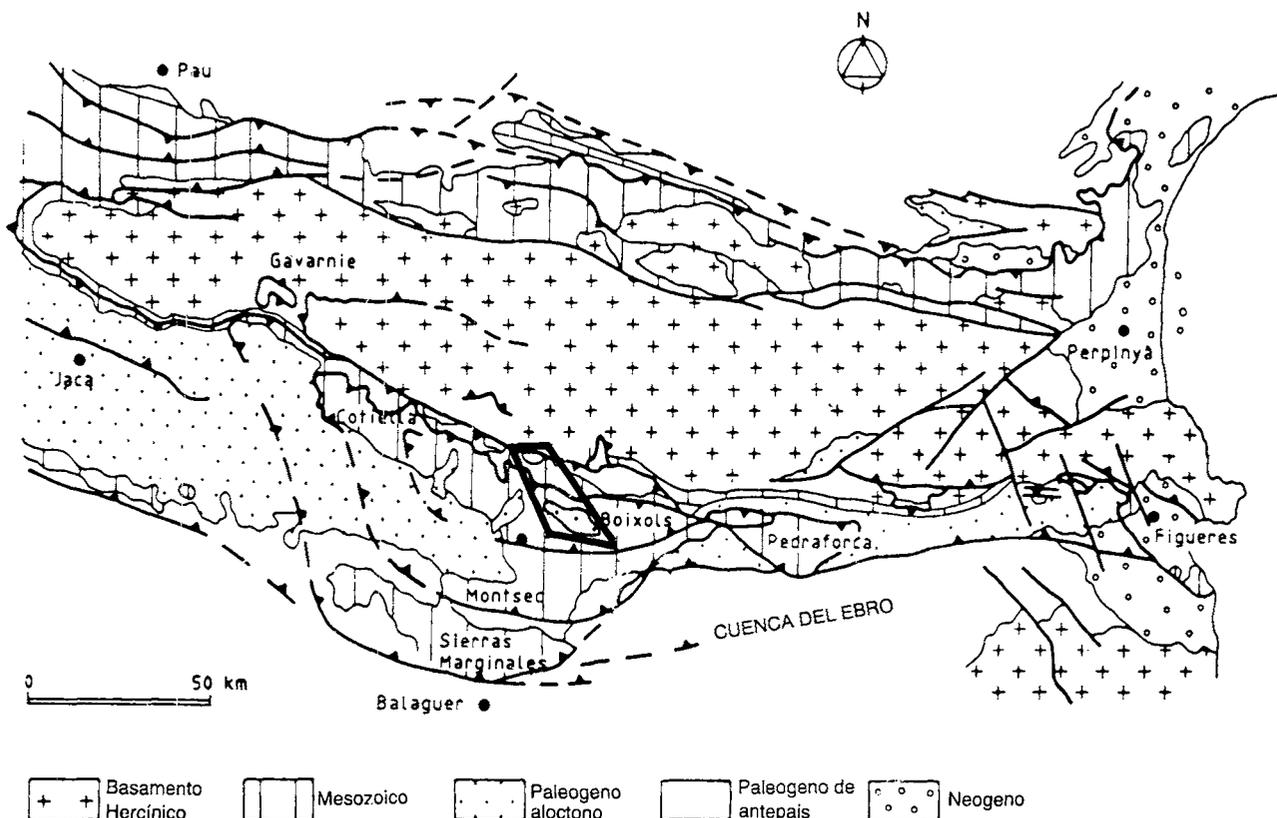


Figura 1.- Esquema estructural del Pirineo y localización del área de estudio.

Figure 1.- Structural map of the Pyrenees and location of the studied area.

Los Conglomerados de la Pobla de Segur recubren un área de 170 km² y alcanzan un espesor acumulativo de unos 3500 m. El conjunto representa un complejo de más de 20 abanicos aluviales que interfieren con una llanura aluvial y pequeñas zonas lacustres. La edad de los Conglomerados de La Pobla de Segur no está bien controlada. Los únicos datos bioestratigráficos se refieren a restos de micromamíferos encontrados en la primera intercalación lacustre de la sucesión y que definen una edad fini-eocénica (Casasnovas, 1974). Por debajo de este nivel guía lacustre yacen todavía unos 1000 m de conglomerados que fueron depositados probablemente durante el Bartonense superior, ya que reposan discordantemente sobre series marinas del Eoceno medio-Bartonense basal aflorantes al Oeste de la región estudiada. Hipotéticamente, los 2500 m de conglomerados que yacen sobre el nivel guía lacustre citado con anterioridad, comprenderían todo el Eoceno superior y el Oligoceno.

Los Conglomerados de La Pobla de Segur han sido considerados durante mucho tiempo como el relleno

post-orogénico de una cuenca intramontañosa que no sufrió ningún tipo de actividad tectónica desde el Cretácico superior (de Sitter, 1961; Mey *et al.*, 1968). Rosell y Riba (1966) definen una serie de unidades litoestratigráficas en base a cambios en la composición litológica y en las paleocorrientes (Fig. 4), e indican que la disposición geométrica de los conglomerados es el resultado de un basculamiento del flanco Sur de la cuenca, sugiriendo así el carácter sintectónico de la serie. Robles (1984) y Robles y Ardevol (1984) presentan una cartografía de detalle a lo largo del Río Pallaresa, definiendo diversos grupos aluviales (Fig. 4) y concentrándose en el estudio de las facies de tránsito entre los abanicos aluviales y las intercalaciones lacustres. La ciclicidad de mayor rango reconocida en la serie es interpretada por dichos autores como debida a la actividad tectónica.

El estudio de detalle de las relaciones entre los conglomerados y los materiales del substrato Mesozoico ha permitido demostrar que la sedimentación de los Conglomerados de La Pobla de Segur estuvo estrechamente ligada a la estructuración tardía del

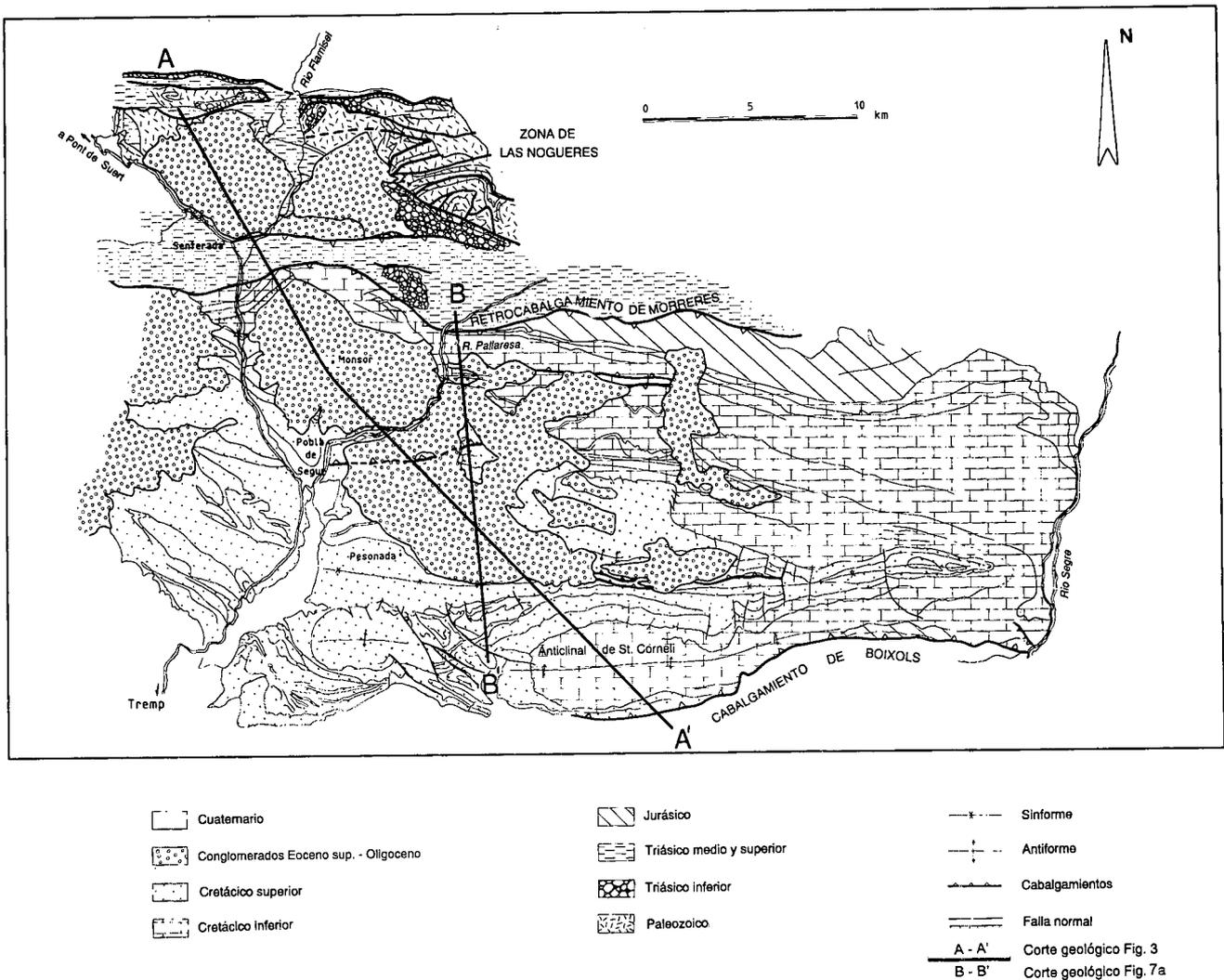


Figura 2.- Mapa geológico de la cuenca de La Poble de Segur, delimitada al Sur por el cabalgamiento de Boixols y al Norte por el retrocabalgamiento de Morreres, y la cuenca de Senterada, con indicación de los cortes geológicos de las figuras 3 y 7. El mapa se basa en parte en los datos de Rosell (1967), Mey et al. (1968), Simó (1985) y Garcia (1989).

Figure 2.- Geological map of the La Poble de Segur and Senterada basins. Partially based on Rosell (1967), Mey et al. (1968), Simó (1985) and Garcia (1989).

sector de la cadena Surpirenaica estudiado (Mellere, 1992). Dentro de este contexto, este trabajo se plantea como objetivos esenciales:

1) Presentar una nueva subdivisión estratigráfica del relleno sintectónico de la cuenca de La Poble de Segur, basada en el reconocimiento de superficies de discontinuidad cartografiadas a escala de toda la cuenca y que permiten identificar un conjunto de alogrupos.

2) Demostrar que la génesis de dichas superficies de discontinuidad está relacionada con el emplazamiento sinsedimentario de estructuras tectónicas.

3) Establecer una cronología relativa de la deformación y proponer un modelo de evolución tectonoestratigráfica para la cuenca de La Poble de Segur.

SUBDIVISION ESTRATIGRAFICA

Consideraciones previas y método de trabajo

La cartografía de una sucesión continental como la que constituye el relleno de la cuenca intramontañosa de La Poble de Segur, presenta problemas metodoló-

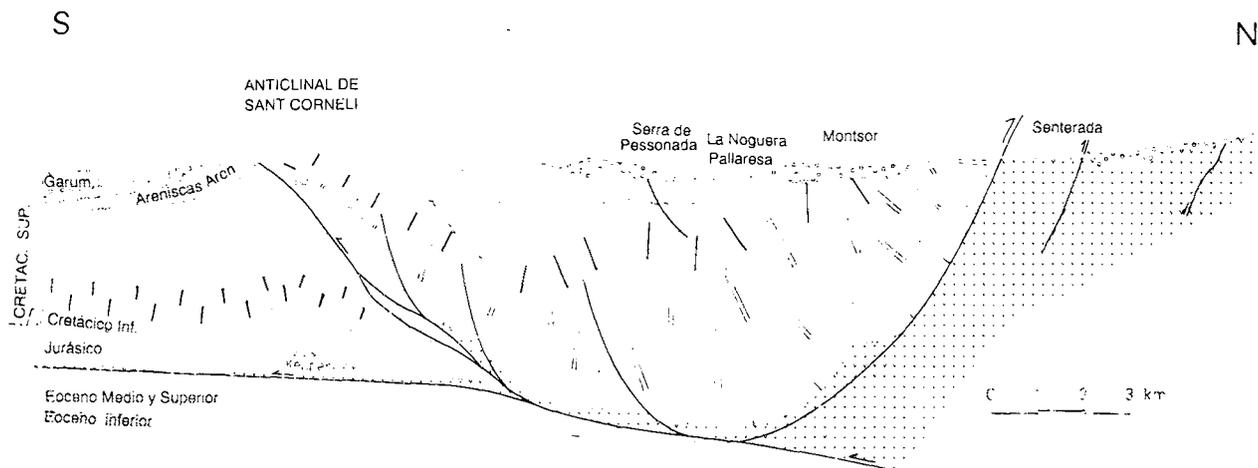


Figura 3.- Corte geológico de las cuencas de Senterada y de La Pobra de Segur (localización en la figura 2).

Figure 3.- Cross section of the Senterada and La Pobra de Segur basins (see figure 2 for location).

gicos a la hora de decidir qué tipo de unidades estratigráficas deben diferenciarse.

Por un lado, la frecuente y compleja interdigitación entre litofacies generadas en diferentes ambientes y sistemas deposicionales multiplica de tal manera el número de unidades litoestratigráficas diferenciables que su utilización resulta poco práctica. Por otro lado, la dificultad de establecer zonaciones bioestratigráficas precisas o de realizar dataciones absolutas impiden una subdivisión cronoestratigráfica fina.

La utilización de unidades observacionales limitadas a muro y a techo por sendas discontinuidades estratigráficas, constituye una alternativa que, al menos en teoría, presenta dos ventajas evidentes: 1) puede obviarse la complejidad interna del paquete sedimentario comprendido entre las dos discontinuidades, y 2) las isócronas no pueden traspasar los límites de las unidades así definidas (véase Reguant, 1989, y Riba, 1989). Sin embargo, en la práctica (véase discusión en Riba 1989), este tipo de unidades ha sido utilizado desde dos perspectivas radicalmente diferentes: una puramente descriptiva y otra con una marcada connotación genética. Entre las unidades del primer tipo tenemos: 1) las **unidades alostratigráficas** («*allostratigraphic units*»; NASC, 1983) que tienen que estar formadas por un cuerpo sedimentario cartografiable, y 2) las **unidades limitadas por disconformidades** («*unconformity-bounded units*» ó UBU; ISSC, 1987) que pueden estar constituidas por cualquier tipo de roca. Entre las unidades con connotación genética destacan: 1) las **secuencias deposicionales** («*depositional sequences*» de Mitchum *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Van

Wagoner *et al.*, 1990) controladas por variaciones relativas del nivel marino, y 2) las **unidades tectosedimentarias** (Garrido Megías, 1973; Megías, 1982; Gonzalez *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989) relacionadas con pulsaciones o fases tectónicas.

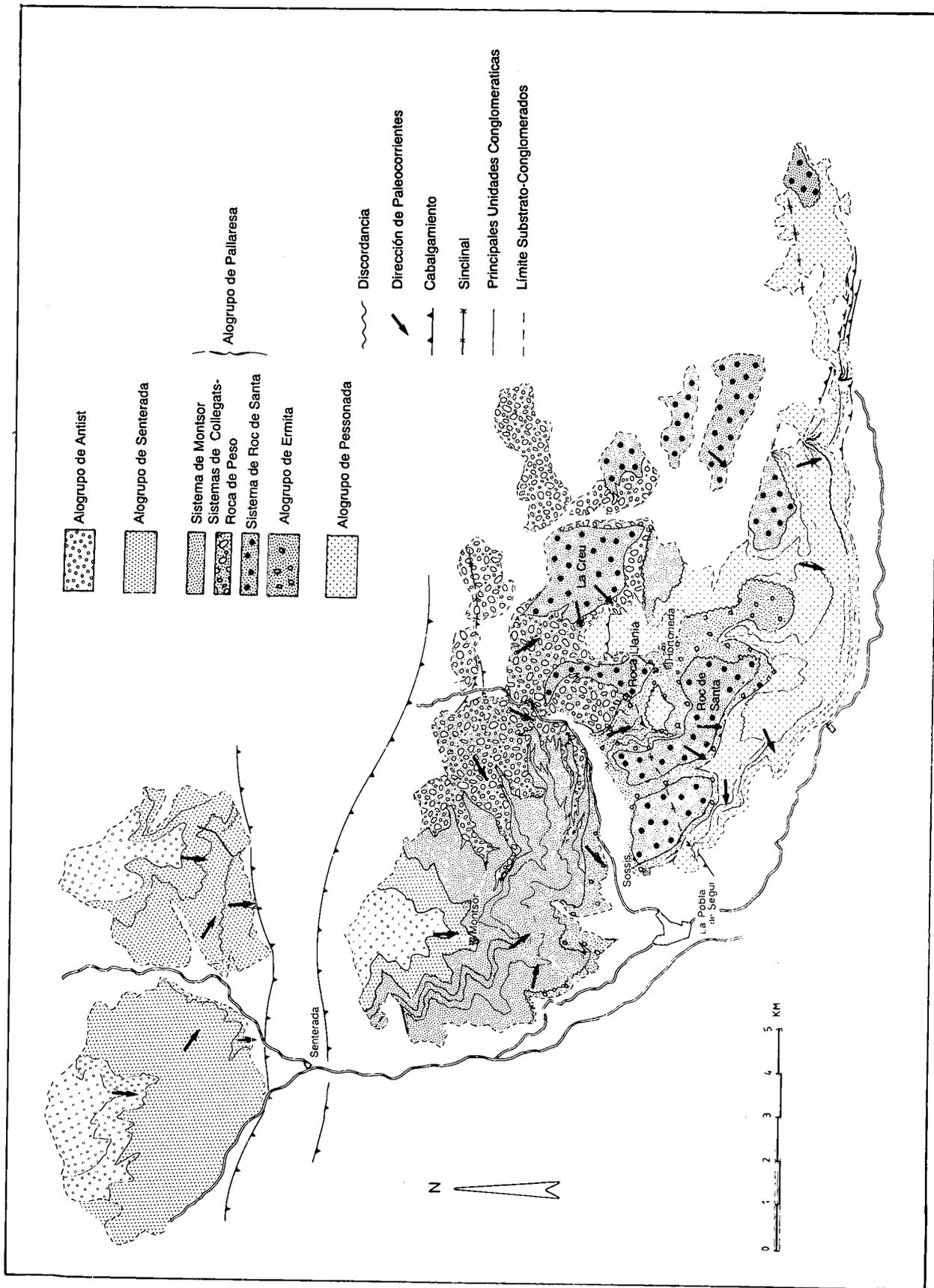
Dado el carácter continental de la cuenca de La Pobra de Segur no creemos conveniente utilizar el concepto de secuencia deposicional para su subdivisión estratigráfica. Como, por otro lado, la aplicabilidad del concepto de unidad tectosedimentaria resulta, cuanto menos, polémica (ver artículos, comentarios y réplicas de Pardo *et al.*, 1989, y de Santanach, 1989) en este trabajo nos hemos decantado por la diferenciación de unidades formales puramente descriptivas, optando entre éstas por las aloestratigráficas.

Dichas unidades han sido reconocidas trazando las superficies de discordancia observables en las zonas más proximales de los depósitos aluviales, hasta las superficies de paraconformidad lateralmente relacionadas y que se encuentran en las zonas aluviales y de transición palustre-lacustre más distales. Este seguimiento de las superficies de discontinuidad y la consiguiente diferenciación de las diversas unidades alostratigráficas, se realizó en base a una cartografía a partir de fotos aéreas a escala 1:33.000, que se reveló óptima considerando la magnitud de los

Figura 4.- Comparación entre las subdivisiones estratigráficas propuestas y las adoptadas en trabajos precedentes.

Figure 4.- Comparison between the stratigraphic subdivisions adopted in this and previous works.

Rosell y Riba (1966)	Robles (1984) Robles y Ardevol (1984)	Este trabajo	
		Alogrupo de Antist	
		Alogrupo de Senterada	
Miembro de Montsor	Grupo de Collegats	Sistema de Collegats	Alogrupo de Pallaresa
	Grupo de Roca de Peso	Sistema de Roca de Peso	
	Grupo de Montsor	Sistema de Montsor	
Miembro de Gramuntill			
Miembro de Roc de Santa	Grupo de Roc de Santa	Sistema Roc de Santa	
	Grupo de Hortonedada	Alogrupo de Ermita	
	Grupo de Ermita		
Miembro de Sossis	Grupo de Claverol	Alogrupo de Personada	
Miembro de Claverol	Grupo de Personada		



afloramientos. En áreas de particular interés (Pessonada, Claverol y Hortonedá) y en algunos sectores críticos, el estudio se efectuó a partir de fotos ampliadas a escala 1:10.000. Todos estos datos fueron trasladados posteriormente sobre un mapa topográfico y complementados con una cartografía de asociaciones de facies, y la medición de unos 45 perfiles estratigráficos, cuya correlación ha permitido reconstruir satisfactoriamente el entramado estratigráfico.

Unidades aloestratigráficas diferenciadas

La sucesión continental que constituye el relleno de la cuenca de La Pobla de Segur, ha sido subdividida en cinco **alogramos** principales, con espesor variable entre 200 y 1000 m y que se definen en base a superficies de discontinuidad que se pueden trazar de 5 a 20 km a lo largo de la cuenca (Figs. 4 y 5). La espectacular continuidad vertical y lateral de los afloramientos ha permitido establecer su cronología relativa. Así, desde el más antiguo al más reciente, estos alogrupos reciben el nombre de: Pessonada, Ermita, Pallaresa, Senterada y Antist. Cada alogrupo está constituido por dos o más abanicos aluviales o deltaicos, a veces con marcadas diferencias en cuanto a su composición petrológica y paleocorrientes. Sin embargo, todos los abanicos delimitados por las mismas superficies de discontinuidad a techo y muro pertenecen al mismo alogrupo, aunque sus áreas fuente sean diferentes.

Únicamente en el Alogrupo de Pallaresa (Figs. 4 y 5) se han distinguido, utilizando una terminología informal, 4 sistemas, o grupos de abanicos aluviales de área fuente y paleocorrientes comparables, que se interdigitan entre ellos: Montsor y Roc de Santa, constituídos por abanicos aluviales con un área fuente paleozoica; Collegats y Roca de Peso formados por abanicos de cantos carbonatados provenientes de un área fuente mesozoica situada junto al margen de la cuenca.

En cada uno de los alogrupos, la progradación y retrogradación sucesiva de los abanicos aluviales y deltaicos se traduce en una serie de cuerpos sedimentarios, de 30 a 200 m de espesor, limitados por superficies erosivas de disconformidad en su base y que han sido denominados **secuencias** (o **aloformaciones**).

Cada secuencia, de 30 a 200 m de espesor, comprende una componente de progradación muy bien desarrollada y una componente de retrogradación limitada en su base por una superficie sobre la cual se expanden las facies de llanura aluvial y/o lacustres. En cada una de estas secuencias, es decir en cada una de las lenguas de progradación-retrogradación de los abanicos, se reconocen pulsaciones de menor escala y mayor frecuencia denominadas **secuencias fundamentales** por Mellere (1992).

A continuación nos centraremos en la descripción e interpretación de los diversos alogrupos diferenciados.

DESCRIPCION DE LOS ALOGRUPOS

El Alogrupo de Pessonada

El Alogrupo de Pessonada equivalente en parte al Grupo del mismo nombre definido por Robles y Ardevol, 1984; ver Fig. 4) tiene sus afloramientos tipo en la Sierra de Pessonada, al Norte del anticlinal de Sant Corneli (Figs. 2,3,5 y 7a). Alcanza un espesor aproximado de 1000 m y reposa discordantemente sobre un substrato Mesozoico previamente deformado. Su límite superior en la región al N de Hortonedá queda definido por una superficie de discordancia sobre la que se disponen en *onlap* las unidades del Alogrupo de Ermita. En la Sierra de Pessonada y en el sector de Claverol-Roc de St. Martí, este límite superior es paraconforme. El Alogrupo de Pessonada está constituido por cuatro secuencias o aloformaciones, de 100 a 400 m de espesor, separadas por discordancias progresivas que hacia el Noroeste evolucionan a paraconformidades (Figs. 5 y 7a). Cada secuencia se inicia bruscamente, mediante un episodio de progradación hacia el S-SW de uno o dos abanicos aluviales de unos 3 a 5 Km de anchura por unos 4 a 6 Km de longitud. Este episodio progradante está esencialmente representado por un paquete de conglomerados monogénicos, principalmente formados por clastos mesozoicos (calizas, dolomías y, en menor proporción, areniscas) derivados de un área fuente muy local. Estos conglomerados, con una fábrica clastosoportada, representan depósitos originados por violentas avenidas de flujos hiperconcentrados y por corrientes tractivas. Localmente, estos depósitos, asimilables a facies de orla proximal-media de abanico aluvial, se asocian a depósitos de *mud flow* y, en las cercanías de los relieves mesozoicos, a brechas de ladera. La unidad progradante basal de cada secuencia deja paso verticalmente a una serie de materiales más finos originados durante un episodio de retrogradación. Estos depósitos están representados por facies de orla

Figura 5 - Mapa general de los cinco alogrupos reconocidos en las dos cuencas de La Pobla y de Senterada y representación de las principales paleocorrientes.

Figure 5.- Geologic map of the five allogroups differentiated in La Pobla de Segur and Senterada basins, with indication of the main paleocurrents.

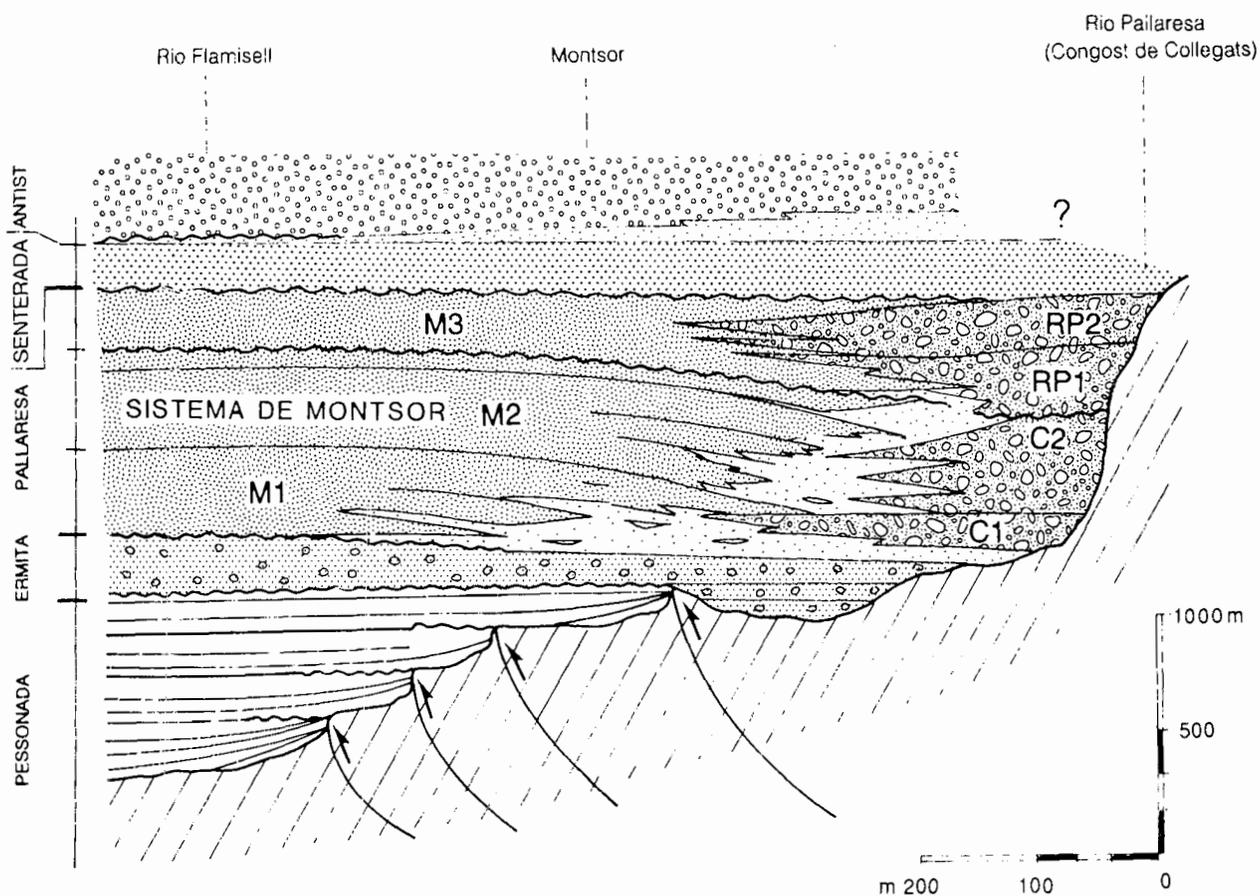


Figura 6. - Relaciones estratigráficas en un corte Este-Oeste, entre las principales unidades conglomeráticas. M1, M2 y M3: secuencias del Sistema de Montsor; C1 y C2: secuencias del Sistema de Collegats; RP1 y RP2: secuencias del Sistema de Roca de Peso.

Figure 6.- Stratigraphic relationships among the different allostratigraphic units along a E-W section. M1, M2 and M3: sequences of the Montsor System; C1 and C2: sequences of the Collegats System; RP1 and RP2: sequences of the Roca de Peso System.

distal de abanico aluvial (areniscas y limolitas que intercalan cuerpos conglomeráticos lenticulares y paleosuelos) y por facies de llanura aluvial-margen lacustre (areniscas y lutitas versicolores muy bioturbadas).

Los depósitos conglomeráticos de las cuatro secuencias no muestran una gran variabilidad en cuanto al tamaño de los clastos, aunque las más modernas parecen mostrar una débil tendencia retrogradacional respecto a las más antiguas, tal y como se desprende de la disminución del espesor del término progradacional y el mayor desarrollo de los depósitos del término retrogradante.

El Alogrupo de Ermita

El Alogrupo de Ermita, equivalente en parte al Grupo del mismo nombre de Robles 1984, y Robles y Ardevol 1984; (ver Fig. 4) representa un sistema de abanicos deltaicos que emergen del margen E-NE de

la cuenca y progradan, hacia el W-SW, en una zona lacustre (Fig. 5). Hacia el Sur el Alogrupo de Ermita descansa sobre el Alogrupo de Pessonada (ver apartado anterior), mientras que hacia el Norte, a lo largo de los valles de los rios Pallaresa y Flamisell, descansa directamente sobre el paleorrelieve mesozoico. El límite superior está representado por una superficie de erosión sobre la cual reposan las unidades del Alogrupo de Pallaresa. El Alogrupo de Ermita aflora especialmente a lo largo del Rio Pallaresa, donde alcanza un espesor de 200-250 m. El Alogrupo está organizado en tres secuencias (de 50 a 100 m de espesor) delimitadas por superficies de discordancia de menor rango que las que definen la base y el techo del alogrupo y que se pueden reconocer solamente junto al margen oriental de la cuenca, donde se desarrollan las facies aluviales más proximales. Hacia cuenca W-SW, las discordancias pasan lateralmente a superficies de paraconformidad. Cada secuencia comprende: 1) un término basal progradante, consti-

tuído por conglomerados monomícticos, de clastos esencialmente carbonatados y de color típicamente blanco, depositados por corrientes fluviales entrelazadas localizadas en la orla media-distal de un abanico aluvial; 2) un término retrogradante, que descansa de forma brusca sobre el anterior y está representado por materiales limolítico-arenosos, con algunas intercalaciones conglomeráticas, asimilables a facies de orla distal de abanico aluvial-margen lacustre; 3) depósitos lacustres, el grueso de los cuales está formado por un conjunto (de hasta 10-15 m de espesor) de margas y carbonatos fosilíferos que intercalan niveles de lignito. La base de los intervalos lacustres está marcada por un horizonte de carbonatos palustres, muy afectado por procesos edáficos, mientras que hacia el techo se reconoce una ligera tendencia progradacional, marcada por un incremento de las facies arenosas y conglomeráticas de orla aluvial distal.

En conjunto, las tres secuencias superpuestas muestran una tendencia retrogradacional con una progresiva disminución del espesor de las unidades conglomeráticas y un aumento paralelo de los intervalos lacustres y de orla distal de abanico aluvial. Los niveles lacustres del Alogrupo de Ermita son importantes en el análisis de la cuenca de La Pobla de Segur porque constituyen los únicos niveles datados (Eoceno superior) de toda la sucesión (Casanovas, 1974).

El Alogrupo de Pallaresa

Este Alogrupo alcanza un espesor aproximado de 1000 m. Los espectaculares afloramientos del Río Pallaresa han permitido estudiarlo en tres dimensiones. Al Norte y al Este de la región estudiada (Fig. 5) el Alogrupo de Pallaresa solapa el margen mesozoico de la cuenca. A lo largo del río Flamisell, reposa mediante una discordancia sobre el Alogrupo de Ermita, mientras que, hacia cuenca, a lo largo del Río Pallaresa, la discordancia evoluciona a una paraconformidad. En la parte Sur de la cuenca (Sierra de Pessonada) el alogrupo reposa en discordancia angular sobre las unidades de Ermita y de Pessonada con un ángulo entre los 10 y 15 grados. El límite superior del Alogrupo de Pallaresa está marcado por una superficie de discordancia sobre la cual reposan las facies del Alogrupo de Senterada. A lo largo de los ríos Pallaresa y Flamisell el Alogrupo de Pallaresa está constituido por tres sistemas convergentes de abanicos, entre los que se localizan depósitos lacustres: el Sistema de Montsor, con paleocorrientes dirigidas hacia el E-SE, y los Sistemas de Collegats y de Roca de Peso, con paleocorrientes dirigidas hacia el W-SW (Rosell y Riba, 1966; Robles, 1984). En la figura 6 se muestran las relaciones estratigráfi-

cas entre los tres sistemas convergentes a lo largo del Río Pallaresa.

El Sistema de Montsor

Representa el mayor complejo de abanicos aluviales de toda la cuenca, cubriendo una superficie de más de 50 km cuadrados (Fig. 5). Aflora espectacularmente, formando paredes de tonalidades rojizas, a lo largo de los ríos Flamisell y Pallaresa. Está dominado por conglomerados polimícticos clastosoportados, provenientes del W y NW, con una composición de los clastos que refleja un área fuente paleozoica y permotriásica localizada en la Zona Axial de la Cadena Pirenaica (Rosell y Riba, 1966; Robles, 1984).

El Sistema de Montsor puede ser subdividido en tres secuencias o abanicos aluviales principales, cada uno de ellos de 200-300 m de espesor, con una tendencia general progradante-retrogradante y delimitados por expansiones lacustres. Estas secuencias han sido denominadas como M1, M2 y M3 respectivamente (Fig. 6). En cada secuencia se reconocen diversas secuencias fundamentales o lóbulos de progradación, de 30 a 50 m de espesor en la parte más proximal, a pocos metros de potencia en la zona más distal. Los conglomerados aparecen bien estratificados en capas tabulares, de 40-100 cm de espesor. Las estructuras (estratificación horizontal y cruzada de tipo planar o *trough*) y la buena organización interna de los conglomerados, reflejan una sedimentación en barras longitudinales y, en menor medida, en barras transversales, en un abanico aluvial dominado por procesos fluviales de tipo entrelazado (Robles, 1984). Los escasos depósitos asimilables a flujos hiperconcentrados están limitados a la parte más proximal. Los datos de composición y paleocorrientes indican que los abanicos aluviales del Sistema de Montsor representan grandes abanicos de 20 a 30 km de longitud.

Los Sistemas de Collegats y de Roca de Peso

Hacia el Este el Sistema polimíctico de Montsor interdigita con los sistemas monomícticos de Collegats y de Roca de Peso (Figs. 5 y 6). Estos últimos afloran en el margen oriental de la cuenca donde alcanzan un espesor acumulativo 800 m. Al Este y al Noreste solapan el paleorrelieve mesozoico. Los sistemas de Collegats y de Roca de Peso representan un complejo de abanicos aluviales y deltaicos desarrollados al mismo tiempo que el Sistema de Montsor (Rosell y Riba, 1966; Robles, 1984) y que están delimitados por las mismas superficies de discordancias a base y techo (Fig. 6). Están dominados por conglomerados de color blanco y en menor medida por areniscas,

limolitas y depósitos lacustres (Robles, 1984). La composición de los cantos, formados principalmente por calizas cretácicas y dolomías jurásicas (Rosell y Riba, 1966) refleja un área fuente localizada entre las sucesiones mesozoicas del margen oriental de la cuenca. El contraste en composición entre los Sistemas de abanicos de Collegats y de Roca de Peso, con el de Montsor constituye el hecho más espectacular del Alogrupo de Pallaresa. En la vertical, los Sistemas de Collegats y de Roca de Peso están formados por cuatro unidades principales (C1, C2, RP1 y RP2; Fig. 6). La progradación y retrogradación de cada uno de estos abanicos aluviales y deltaicos es contemporánea con los pulsos de progradación y retrogradación de las secuencias individualizadas en el Sistema de Montsor. Los abanicos de los Sistemas de Collegats y de Roca de Peso muestran una geometría en tres dimensiones fácilmente reconocible a los dos lados del Valle del río Pallaresa. Los abanicos tienen unos 2 km de ancho y de largo. El espesor de sus depósitos decrece rápidamente desde más de 200 m en la porción más proximal hasta 0 m en la más distal.

Un estudio de detalle ha demostrado que los límites de las secuencias en el Alogrupo de Pallaresa pueden ser trazados desde un sistema al otro. Las dos primeras secuencias reconocidas en los Sistemas de Montsor y de Collegats (M1 y C1 respectivamente; Fig. 6) están definidas, en sus porciones más proximales, por las mismas superficies de disconformidad y, una vez en el centro de la cuenca (a lo largo del río Pallaresa), por superficies equivalentes de paraconformidad. Hacia el Norte las secuencias simplemente solapan el relieve mesozoico. Las secuencias más altas del Alogrupo de Pallaresa (M2-C2 y M3-RP1 y RP2) muestran una configuración distinta. Los límites, definidos por discordancias, pueden ser trazados físicamente a lo largo de la base de las unidades conglomeráticas convergentes. Sin embargo, las relaciones con el substrato mesozoico, al Norte, están caracterizadas por una discordancia progresiva, relacionada con el emplazamiento de retrocabalgamientos, y no por un simple *onlap*.

A diferencia de lo que sucedía en el Alogrupo de Ermita, las secuencias del río Pallaresa muestran una tendencia progradacional generalizada. Al principio, la progradación se desarrolla sobre una llanura aluvial muy restringida y entre charcas lacustres; en una segunda etapa (durante la deposición de las secuencias M3-RP1 y RP2) los niveles lacustres desaparecen, dominando completamente las facies proximales de abanicos aluviales.

Los abanicos polimícticos en la Sierra de Pessonada: El Sistema de Roc de Santa

Los abanicos polimícticos que pertenecen al Alogrupo de Pallaresa están también presentes al Sur del río Pallaresa, en las Sierras de Pessonada y del Boumort (Fig. 5) donde afloran facies proximales de núcleo aluvial. Estos núcleos de abanico aluvial han sido denominados Miembro de Roc de Santa por Rosell y Riba (1966) y Grupo de Roc de Santa por Robles y Ardevol (1984). En este trabajo han sido agrupados bajo el nombre de Sistema de Roc de Santa. Los núcleos principales son: Roc de Santa, Roca Llanía (cerca de Hortonedá) y La Creu (Fig. 5). Estos núcleos siempre han tenido problemas de correlación estratigráfica con las secuencias del Sistema de Montsor, especialmente por la analogía de composición y de facies. Sin embargo, al contrario que en el Sistema de Montsor, las paleocorrientes del Sistema de Roc de Santa están dirigidas hacia el Oeste-Suroeste.

El núcleo de La Creu es el más oriental. Está delimitado en la base por una superficie de discordancia angular sobre las facies de abanico proximal del Alogrupo de Ermita. Al Norte, los conglomerados de La Creu interdigitan con los abanicos superiores del Sistema de Collegats y con la secuencia RP1 del Sistema de Roca de Peso, y por lo tanto ocupan la misma posición estratigráfica que parte de las secuencias M2 y M3 de Montsor (Fig. 6). Este núcleo está constituido por conglomerados de abanico proximal. La composición de los clastos está dominada por rocas paleozoicas, y en particular por calizas del Devónico inferior. Las paleocorrientes dominantes son hacia el W.

El núcleo de Roca Llanía reposa en discordancia sobre la unidad más alta del Alogrupo de Ermita. Hacia el Sur, su parte basal interdigita con la secuencia C1 del Sistema de Collegats, y por lo tanto ocupa la misma posición estratigráfica la secuencia M1 del Sistema de Montsor. Su parte superior interdigita con la secuencia RP1 del Sistema de Roca de Peso ocupando, por tanto, la misma posición estratigráfica que la base de la secuencia M3 del Sistema de Montsor. Las facies y paleocorrientes son análogas a las reconocidas en el núcleo de La Creu. La composición de los cantos está dominada por las calizas del Devónico.

El núcleo de Roc de Santa es el más occidental. Aflora en Roc de Santa y en la parte superior de Roca Llanía. Su base es brusca y erosiva. Hacia el Sur, este núcleo reposa discordantemente sobre facies distales de los abanicos que integran el Sistema de Collegats y, hacia el Norte, sobre la unidad más alta del Alogrupo de Ermita. El núcleo de Roc de Santa está constituido por conglomerados de abanico proximal. La

composición de los cantos está dominada por rocas paleozoicas y triásicas. Por su posición estratigráfica y la similitud de composición y de facies, se supone que el núcleo de Roc de Santa, así como la parte superior del núcleo de Roca Llania, representan un remanente de un lóbulo lateral de la secuencia M2 del Sistema de Montsor, progradante hacia el Sur y en «onlap» sobre las unidades de Ermita.

Los Alogrupos de Senterada y de Antist

Los Alogrupos de Senterada y de Antist afloran en las partes más altas de la sucesión conglomerática de La Pobla (Fig. 5). Estan muy bien desarrollados en la cuenca de Senterada, separada de la cuenca de La Pobla de Segur por el sistema de retrocabalgamientos (Figs. 2,3 y 5) de Morrerres (Mellere, 1992, en prensa). En la Pobla de Segur los dos alogrupos alcanzan un espesor muy reducido (200 m para el Alogrupo de Senterada y 300 m, aproximadamente, para el Alogrupo de Antist), aflorando en Montsor y en la Sierra de Peracalç.

El *Alogrupo de Senterada* reposa en discordancia angular sobre el Alogrupo de Pallaresa. El límite superior con el Alogrupo de Antist, es también discordante. Está constituido por depositos fluviales y aluviales caracterizados por conglomerados polimícticos y por lutitas y areniscas de color rojo vinoso que confieren a la serie un aspecto típico. La fábrica de los conglomerados varía desde soporte de cantos a soporte de matriz. La composición de los cantos, con rocas del Triásico, Carbonífero y Silúrico, indica un área fuente localizada en la Zona Axial, en particular en las unidades estructurales de Les Nogueres. La matriz está caracterizada por limolitas y arcillas de color rojo vinoso muy intenso procedente del Triásico superior (Keuper). Las paleocorrientes estan dirigidas hacia el Sur-Suroeste.

El *Alogrupo de Antist* constituye la unidad estratigráfica más moderna de la serie de La Pobla de Segur. Se dispone casi horizontal sobre el Alogrupo de Senterada. Su límite superior está representado por la superficie topográfica. Está caracterizado por conglomerados de abanicos aluviales muy proximales con soporte clástico o de matriz. La matriz está constituida por areniscas de grano grueso a muy grueso. La composición de los cantos está dominada por las areniscas del Carbonífero y por las calizas del Devónico, con un menor porcentaje de los litotipos Triásicos.

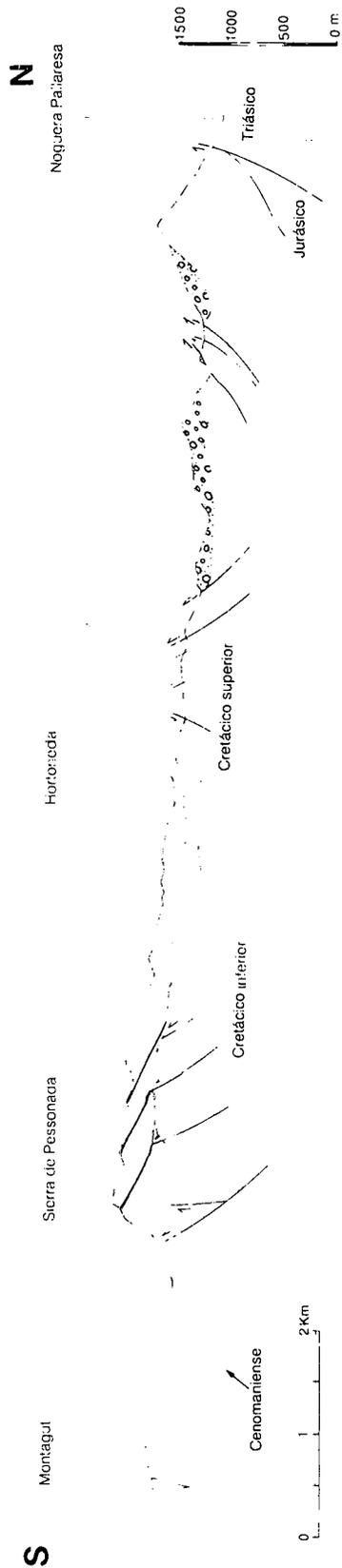
RELACIONES TECTONICA-SEDIMENTACION

El estudio de las relaciones tectonoestratigráficas se ha realizado a partir de una cartografía de detalle del límite entre la serie conglomerática y el substrato mesozoico y la realización de cortes seriados N-S.

Estos cortes han sido elaborados a través de ventanas erosionales que permiten dilucidar la estructura del substrato mesozoico por debajo de la cobertera conglomerática. Uno de tales cortes, realizado a través de la ventana de Hortonedá (Fig. 2) se muestra en la figura 7a. Dicho corte, trazado desde el Congost de Collegats a la Sierra de Pessonada, ilustra como las estructuras tectónicas estan caracterizadas por un sistema de cabalgamientos imbricados que se emplazaron contemporáneamente a la sedimentación de las diversas secuencias que integran el Alogrupo de Pessonada. Este hecho queda demostrado por las discordancias progresivas desarrolladas en cada secuencia en el contacto con las diferentes estructuras. Las relaciones geométricas entre cabalgamientos y depósitos sintectónicos han permitido reconstruir la cinemática y la cronología de las estructuras (Mellere, 1992, en prensa). Cada secuencia del Alogrupo de Pessonada fosiliza un cabalgamiento localizado en el bloque inferior de otro cabalgamiento que a su vez corta, al menos en parte, dicha secuencia. Por tanto, el conjunto muestra una geometría de cabalgamiento fuera de secuencia (Butler, 1987) con un progresivo desplazamiento de la deformación hacia el Norte. Relaciones estructurales similares han sido reconocidas a lo largo del Rio Segre, por Martinez et al. (1988) y Vergés y Muñoz (1990), en la serie del Eoceno superior de las Serres Marginals.

Los cabalgamientos de la Sierra de Pessonada representan estructuras de pequeña escala, del orden de pocas decenas de metros. En general, hacia el Oeste, estas estructuras son ciegas y quedan expresadas en superficie por pliegues de tipo «*kink*». Solo el cabalgamiento más moderno, reconocible en la ventana de Hortonedá (Figs. 7a y 7b), muestra un desplazamiento excepcional (de más de 200 m) en la serie mesozoica. Es probable que esta estructura esté relacionada con la reactivación de una falla extensional de edad cretácica inferior. Este cabalgamiento subdivide la cuenca de La Pobla de Segur en dos sub-cuencas: la primera con el depocentro localizado en el bloque inferior y rellenada por el Alogrupo de Pessonada; la segunda localizada en el bloque superior y rellenada por los Alogrupos de Ermita y de Pallaresa.

La actividad sintectónica en la Sierra de Pessonada queda asimismo evidenciada por la disposición geométrica «sigmoideal» de las secuencias clásticas del Alogrupo de Pessonada. Los conglomerados estan basculados, mostrando un aparente «*downlap*» hacia el Norte, lo que posiblemente indica que durante la sedimentación del Alogrupo de Pessonada, la cuenca sufrió un basculamiento hacia el Norte provocado, o bien por la reactivación fuera de secuencia del cabalgamiento de Boixols, o bien por el emplazamiento de unidades más profundas que determinaron una rampa en el cabalgamiento basal por debajo de la estructura de Sant Corneli (Figs. 2 y 3).



a)



b)

La estructuras tectónicas en el margen Norte de la cuenca estan representadas por un sistema de retrocabalgamientos que testifica la actividad del apilamiento antiformal de la Zona Axial de la cadena (Muñoz, 1991). Análogamente a las estructuras reconocidas en la Sierra de Pessonada, el emplazamiento de tales retrocabalgamientos fué contemporáneo a la sedimentación conglomerática, tal como se puede deducir por las discordancias progresivas que las unidades del Alogrupo de Pallaresa muestran en contacto con el substrato. Estas relaciones estructurales son perfectamente visibles en el Congost de Collegats (Fig. 7a) donde las secuencias RP1 y RP2 del Sistema de Roca de Peso estan plegadas en discordancia progresiva hacia el Norte. Lo mismo sucede, a lo largo del rio Flamisell, con las secuencias M2 y M3 del Sistema de Montsor. Las unidades del Alogrupo de Senterada muestran las mismas relaciones geométricas.

EVOLUCION TECTONOESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA DE LA POBLA DE SEGUR Y SU RELACION CON LOS ALOGRUPOS

Las relaciones tectonoestratigráficas parecen sugerir que la actividad tectónica actuó en varias etapas durante el relleno de la cuenca, de forma que el paso

Figura 7.- a) Corte geológico desde el Rio Noguera Pallaresa (Congost de Collegats) hasta la Sierra de Pessonada, pasando por la ventana de Hortonedá. En este corte estan representadas las secuencias de los Alogrupos de Pessonada y de Pallaresa (Sistemas de Collegats y de Roca de Peso). Obsérvese en particular la disposición geométrica de las secuencias de Pessonada, el aparente «downlap» sobre el substrato mesozoico plegado y la deformación de cada unidad en relación con los cabalgamientos. Las relaciones tectónica-sedimentación han permitido establecer la propagación fuera de secuencia de las estructuras. La estructura más importante de este tipo es un cabalgamiento que desplaza la serie mesozoica en unos 200 m, dividiendo la cuenca de La Pobla en dos sub-cuencas, rellenadas por los Alogrupos de Pessonada y de Ermita respectivamente.

b) Detalle de la ventana de Hortonedá con las estructuras extensionales que afectan las plataformas del Cretácico superior y, en el fondo del barranco, el cabalgamiento principal anteriormente citado. Obsérvese el «onlap» de los conglomerados de Roca Llanía sobre la superficie de discordancia basal.

Figure 7.- a) Cross section from the Noguera Pallaresa River (Congost de Collegats) to the Sierra de Pessonada through the Hortonedá window. The sequences of the Allogroups of Pessonada and Pallaresa (Collegats and Roca de Peso Systems) are represented. Notice the geometric arrangement of the Pessonada sequences, the apparent downlap against the underlying folded mesozoic rocks and the deformation of each unit in relation to the out-of-sequence, south-verging thrusts. The main thrust displace the mesozoic rocks in about 200 m, dividing the La Pobla de Segur basin in two sub-basins, filled with the Pessonada and Ermita Allogroups respectively.

b) Close-up of the Hortonedá window showing the extensional structures which affect the Upper Cretaceous carbonates and, down the ravine, the above mentioned thrust and the onlap of Roca Llanía Conglomerates against the basal unconformity.

de una etapa a otra coincide con los límites entre los distintos alogrupos diferenciados.

El *Alogrupo de Pessonada* se depositó durante el emplazamiento de los cabalgamientos fuera de secuencia reconocidos en la Sierra de Pessonada durante el tránsito entre el Bartonense superior y el Priabonense. La estructura más reciente de este sistema imbricado de cabalgamientos, subdivide la cuenca en dos sectores rellenados por el Alogrupo de Pessonada y por el Alogrupo de Ermita respectivamente. El límite entre los dos alogrupos corresponde, por lo tanto, a un límite estructural.

El *Alogrupo de Ermita* se depositó cuando todavía el flanco meridional de la cuenca estaba basculando tal y como parece desprenderse de la migración de los depocentros deposicionales hacia el Norte y de las relaciones de «onlap» relativo sobre las unidades de Pessonada. A diferencia de lo que sucede con el Alogrupo de Pessonada, no se han reconocido estructuras tectónicas contemporáneas a la sedimentación. Probablemente el hecho más significativo acaecido durante la sedimentación del Alogrupo de Ermita es el desarrollo de una cuenca lacustre cuya génesis se supone relacionada con una etapa de fuerte subsidencia ligada a la sobrecarga inducida por el apilamiento antiformal al Sur de la Zona Axial.

La acumulación del Alogrupo de Pallaresa representa una brusca reorganización paleogeográfica registrada por la irrupción de los abanicos polimícticos de los Sistemas de Montsor y de Roc de Santa. Dicha reorganización puede asociarse a una nueva etapa de deformación que se refleja en el desarrollo de discordancias progresivas en las unidades más altas de los Sistemas de Montsor (M2, M3) y de Roca de Peso (RP1, RP2). La progradación de la unidad M1 de Montsor, que aparentemente no está deformada, puede estar relacionada con una actividad tectónica desarrollada fuera de la cuenca estudiada.

El límite entre el Alogrupo de Pallaresa y el de Senterada se relaciona con la estructuración de la cuenca de Senterada (Mellere, en prensa) mediante el sistema de retrocabalgamientos asociados al apilamiento de las unidades de Les Nogueres. El límite entre los Alogrupos de Senterada y de Antist marca asimismo un cambio en la evolución tectónica. Los conglomerados del Alogrupo de Antist recubren discordantemente las unidades tectónicas emplazadas anteriormente y probablemente reflejan el cese de la actividad tectónica en la cuenca, representando por tanto los únicos depósitos post-tectónicos en la región estudiada.

CONCLUSIONES

Los Conglomerados de La Pobla de Segur representan el relleno sintectónico de una cuenca intramontañosa originada durante el Cretácico superior y reactivada durante un estadio de compresión tardía en el Eoceno superior-Oligoceno.

La presencia de discontinuidades cartografiadas a escala de toda la cuenca han permitido la definición de cinco alogrupos (Pessonada, Ermita, Pallaresa, Senterada y Antist).

El análisis de las relaciones tectónica-sedimentación, ha demostrado como los límites de alogrupo corresponden a cambios paleogeográficos, relacionados con la compartimentación y evolución tectónica de la cuenca. Durante una primera etapa, la actividad tectónica está localizada en el flanco Sur de la cuenca, como lo demuestran: los cabalgamientos fuera de secuencia, emplazados contemporáneamente a la deposición de las secuencias del Alogrupo de Pessonada, y el basculamiento hacia el Norte de toda la serie por la reactivación tardi-eocénica del cabalgamiento de Boixols. Durante una segunda etapa, la actividad tectónica migra hacia el flanco Norte, generándose un sistema de retrocabalgamientos, relacionados con el apilamiento de las unidades estructurales de Les Nogueres, que se emplazan contemporáneamente a la sedimentación de los conglomerados de los Alogrupos de Pallaresa y de Senterada. La sedimentación del Alogrupo de Antist, que reposa en discordancia sobre las estructuras del margen septentrional de la cuenca, demuestra el cese de la actividad tectónica.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo forma parte de un proyecto de tesis doctoral elaborada por D. Mellere en los años 1989-92 bajo la dirección Francesco Massari (Universidad de Padova), Mariano Marzo (Universidad de Barcelona) y Cai Puigdefábregas (Servei Geològic de Catalunya). Agradecemos a Joan Ros y a Ferran Colombo su inestimable ayuda. El trabajo ha sido financiado por el proyecto DGICYT PB91-0805.

BIBLIOGRAFIA

- BUTLER, R.W.H., 1987: Thrust sequences. *Journ. Geol. Soc.*, London, 144, 619-634.
- CASANOVAS, M.L., 1974: *Estratigrafía y Paleontología del yacimiento ludiense de Roc de Santa (Area del Noguera Pallaresa)*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona.
- GARCIA J., 1989: El Cretácico inferior entre los Rios Segre y Ribagorzana. *Servei Geològic de Catalunya*, Informe interno.
- GARRIDO-MEGIAS, A., 1973: *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y el Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provs. de Huesca y de Lérida)*. Tesis Doctoral, 395 pp. Universidad de Granada.
- GONZALEZ, A., PARDO, G. y VILLENA, J., 1988: El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congreso Geológico de España. S.G.E., Granada, Simposios*:175-184.
- ISSC (International Subcommission on Stratigraphic Classification), 1987: Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 232-237
- MARTINEZ, A., VERGES, J. y MUÑOZ, J.A., 1988: Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y su relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hisp.*, 23, 119-128.
- MEGIAS, A.G., 1982: Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congr. Latinoamer. Geol. Argentina*, 1:305-402.
- MELLERE, D., 1992: *I conglomerati di Pobla de Segur: Stratigrafia fisica e relazioni tettonica-sedimentazione*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università di Padova, 203 pp.
- MELLERE, D., en prensa: Thrust-generated, back-fill stacking of alluvial fan sequences, South Central Pyrenees, Spain (La Pobla de Segur Conglomerates). In L. Frostick y R. Steel, eds., *Tectonic Control and Signatures in Sedimentary Successions. I.A.S. Spec. Publ.*
- MEY, P.H.W., NAAGTEGAAL, P.J.C., ROBERTI, K.J. y HARTEVELT, J.A., 1968: Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Medel.*, 41, 221-228.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. y THOMSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton, ed., *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. A.A.P.G. Memoir* 26: 53-62.
- MUÑOZ, J. A., 1991: Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. In: K. McClay, ed., *Thrust Tectonics*. Unwin Hyman Publ.
- MUTTI, E. y SGAVETTI, M., 1987: Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Aren strata in the Orcau-Aren region, south-central Pyrenees, Spain: distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences. *Ann. Univ. Ferrara. Sez. Sc. della Terra*, 1: 1- 22
- MUTTI, E., SEGURET, M. y SGAVETTI, M., 1988: Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees. *A.A.P.G. Mediterranean Basins Conference, Field Trip* 7: 153 pp.
- NAGTEGAAL, P.J.C., VAN VLIET, A. y BOUWER, J., 1983: Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren Sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sedim. Geology*, 34: 185-218.
- NASC, 1983: North American Stratigraphic Code. *A.A.P.G. Bull.*, 65, 5: 841-875.
- PARDO, G., VILLENA, J. y GONZALEZ, A., 1989: Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario, rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. En: J.A. Vera, ed., *División de Unidades Estratigráficas en el Análisis de Cuenca. Rev. Soc. Geol. España.*, 2 (3-4):199-221.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. y VAIL, P.R., 1988: Eustatic control on clastic deposition I - Conceptual framework. In: C.K. Wilgus et al., eds., *Sea level change - An integrated approach. SEPM Special Publication*, 42: 109-123.

- REGUANT, S., 1989: Nomenclaturas estratigráficas nacionales e internacionales: descripción y evaluación. *En*, J.A. Vera, ed., *División de Unidades Estratigráficas en el Análisis de Cuenca. Rev. Soc. Geol. España.*, 2 (3-4):177-188.
- RIBA, O., 1989: Unidades tectosedimentarias y secuencias deposicionales. *En*, J.A. Vera, ed., *División de Unidades Estratigráficas en el Análisis de Cuenca. Rev. Soc. Geol. España.*, 2 (3-4):189-198.
- ROBLES, S., 1984: El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de La Pobla de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell (Prepirineo de Lerida). *Ilerda*, 45: 119-143. Lérida.
- ROBLES, S. y ARDEVOL, L., 1984: Evolución paleogeográfica y sedimentológica de la cuenca lacustre de Sossís (Eoceno Superior, Prepirineo de Lerida): ejemplo de la influencia de la actividad de abanicos aluviales en el desarrollo de una cuenca lacustre asociada. *Publ. Depart. Estratigrafia U.A.B.*: 233-267, Barcelona.
- ROSELL, J., 1967: Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Prov. de Lerida). *Pirineos*, 21, 9-214.
- ROSELL, J. y RIBA, O., (1966) Nota sobre la disposición sedimentaria de los Conglomerados de La Pobla de Segur (Prov. de Lérida). *Instituto Estudios Pirenaicos*, 1-16 Zaragoza.
- SANTANACH, P., 1989: Reflexiones sobre los mecanismos de incidencia de la tectónica en la división estratigráfica de relleno de cuenca. *En*, J.A. Vera, ed., *División de Unidades Estratigráficas en el Análisis de Cuenca. Rev. Soc. Geol. España.*, 2 (3-4):223-234.
- SIMO, A., 1985: *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec (Pirineo Central)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 325 pp.
- SIMO, A. y PUIGDEFABREGAS, C., 1985: Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp área, Southern Pyrenees. *Exc. Guide-book 6th IAS European Regional Meeting*. Lérida, Spain: 63-108
- SITTER, U. de, 1961: La phase tectogenique des Pyrenees. *Bull. Carte Geol. Fr.*, t. 35, Paris.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. y HATELID, W.G., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. *In*: C. E. Payton ed., *Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration. A.A.P.G. Memoir* 26:49-212.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., y RAHMANIAN, V.D., 1990: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods in Exploration Series*, 7: 55 pp.
- VERGES, J. y MUÑOZ, J.A., 1990: Thrust sequences in the Southern Central Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, VI(2): 265-271.