

Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica

A. Barnolas e I. Gil-Peña

Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid
E-mails: a.barnolas@igme.es - i.gil@igme.es

RESUMEN

La Cuenca Surpirenaica es un buen ejemplo para estudiar las relaciones entre la cuenca de antepaís y el crecimiento orogénico. La buena exposición de la secuencia sedimentaria sinorogénica, por el nivel de erosión actual, la débil cobertura vegetal y las pequeñas dimensiones de la cuenca, permiten un estudio de la arquitectura sedimentaria basada en observaciones de campo. Los Pirineos son resultado de la convergencia entre la placa Ibérica y la placa Euroasiática. En base a los estudios sísmicos de reflexión y refracción del Programa ECORS, se conoce la estructura cortical. Se interpreta como la indentación tectónica de la corteza y manto superior europeo en la placa Ibérica, a nivel de la corteza inferior. La edad de la convergencia tectónica es bien conocida y ocurrió en un lapso de tiempo de unos 60 MA (Santonense superior a Mioceno inferior). Nuestro estudio se reduce a la historia eocena de la cuenca. En este tiempo, la inversión tectónica de la cuenca cretácica (Cuenca de Tremp), produjo la compartimentación de la Cuenca Surpirenaica en tres subcuencas subordinadas. Cada una de ellas evolucionó en un contexto estructural, y de relaciones entre subsidencia y aportes sedimentarios, diferente.

Durante el Ilerdiense y Cuisiense inferior, la Cuenca Surpirenaica no estaba dividida y se desarrolló una extensa plataforma carbonática en el margen distal. En el Cuisiense inferior, el inicio del emplazamiento del manto del Cotiella fue responsable de la división en subcuencas. La Cuenca Surpirenaica oriental y la Cuenca de Jaca permanecieron como cuencas no despegadas y su estructura sedimentaria responde al mismo modelo que en el Ilerdiense. La Cuenca de Tremp-Graus se comportó como cuenca despegada y su estructura sedimentaria, facies aluviales y deltaicas, responde a este contexto. En el Eoceno superior, el emplazamiento de la unidad vasco cantábrica significó el final de la conexión marina con el Atlántico y el paso a una cuenca endorreica (Cuenca del Ebro). Las formaciones salinas de Cardona y Pamplona reflejan este evento.

Más que un modelo simple de evolución, desde condiciones de subalimentación a condiciones de sobrealimentación, la cuenca surpirenaica presenta un modelo escalonado. Cada escalón representa un estadio en la generación de la cuenca y corresponde a una secuencia estratigráfica. Cada secuencia se inicia con una transgresión generalizada y la formación de surco sedimentario, reflejo de una fuerte subsidencia inicial, no compensada por aportes sedimentarios. Estos aumentan progresivamente a lo largo de la secuencia unido a la disminución de la tasa de subsidencia. En detalle la estructura sedimentaria de cada secuencia es coherente con el paso desde condiciones iniciales elásticas a un comportamiento final viscoelástico de la corteza. Cuando los aportes sedimentarios desde el orógeno son suficientes, como ocurre en la Cuenca Surpirenaica oriental, se observa el paso desde condiciones de subalimentación a sobrealimentación en cada secuencia. En este caso el conjunto de la estructura sedimentaria refleja con claridad su evolución escalonada. Cuando las condiciones se mantienen como cuenca subalimentada, como el caso de la Cuenca de Jaca, esta evolución se refleja por la estructura del margen carbonático distal.

Durante el Eoceno se han identificado cuatro secuencias estratigráficas ligadas a la generación de la cuenca de antepaís. Cada secuencia tiene una duración aproximada entre 4,5 y 5 Ma.

Palabras clave: Análisis de cuenca, Cuenca surpirenaica, Eoceno, Pirineos

Examples of multiepisodic infill in a fragmented foreland basin: The South-Pyrenean basin case study

ABSTRACT

The South-Pyrenean basin is a good example to study the relationship between orogenic growth and foreland basin evolution. The good exposure of the synorogenic sedimentary sequence, due to the present erosion level, its scarce vegetation cover, and the relative small dimensions of the basin, allows an outcrop based accurate study of the basin architecture. The Pyrenees are the result of the orogenic convergence between the European and Iberian plates. Based on ECORS seismic reflection profiles a tectonic wedge of European crust and upper mantle indented the Iberian plate at lower crustal levels. The age of convergence is well known and took place during a span

of 60 my (Upper Santonian to Lower Miocene). Our work has been focused in the Eocene history of the basin. In that time, the tectonic inversion of previous extensional cretaceous basins, induces the division of the South-Pyrenean foreland basin into subordinated sub-basins. Each sub-basin is developed in different structural setting and subsidence to sediment input rate constrains.

During the early Eocene the South-Pyrenean basin acted as a single foreland basin with an extensive shallow carbonate ramp in its foreland margin. In Late Ilerdian the beginning of the Cotiella nappe emplacement, forced the basin to break-out in three sub-basins: the Eastern South-Pyrenean foreland basin, the Tremp-Graus basin and the Jaca basin. The Eastern South Pyrenean and the Jaca basins remain as non detached marine foreland basins. The Tremp-Graus basin became a detached (piggy-back) basin over the Cotiella thrust sheet and was filled, up to Middle Lutetian times, by non-marine and shallow marine terrigenous sediments. In Upper Eocene times, the emplacement of the Vasco-Cantabrian unit broke down the marine connection between the South Pyrenean basin and the Atlantic Ocean, and the basin turned to non-marine (Ebro basin). A marine saline Formation, the Cardona and Pamplona salt beds, reflects this event.

Rather than the underfilled trilogy of deep marine foreland basins, with a single evolution from initial underfilled to final overfilled conditions, the South-Pyrenean foreland basin shows a stepped architecture. Every single step represents an stage of basin formation and infill and is made up by a major unconformity-bounded sedimentary sequence. Each sequence records an initial basin subsidence followed by a progressive rise of sediment yield linked to a subsidence rate fall. The internal sedimentary structure of each sequence reflects the turn of from elastic to viscoelastic crustal response of the foreland plate. When the sediment input is enough to turn the basin to overfilled, as in the Eastern South Pyrenean basin, the whole architecture of the basin shows the stepped geometry. When the basin through remains underfilled, the structure of foreland carbonate margin reflects the stepped geometry.

During the Eocene four main foreland basin stratigraphic sequences have been found. Each sequence spans in a time range of 4,5 to 5 Ma.

Key words: Basin analysis, Eocene, Pyrenees, South-Pyrenean Basin

Introducción

El registro sedimentario de las cuencas de antepaís refleja en gran medida, la interacción entre el comportamiento litosférico de la corteza que se deforma, por el aumento de carga litoestática asociado al apilamiento orogénico, y la evolución del orógeno. Si bien las características fundamentales de una cuenca de antepaís pueden establecerse con facilidad: asimetría, desplazamiento progresivo hacia el antepaís, evolución vertical somerizante y progradante de su relleno sedimentario; el detalle de las relaciones entre el engrosamiento orogénico y la sedimentación en la cuenca es más complejo.

La formación de una cuenca de antepaís por engrosamiento orogénico produce diferencias topográficas considerables entre el orógeno y la cuenca, que se traducen en erosión en el orógeno y sedimentación en la cuenca. Cuando el orógeno emerge, los procesos meteóricos superficiales incrementan enormemente el suministro de sedimentos terrígenos a la cuenca. Este proceso de erosión/sedimentación modifica la distribución de masas y debe tener su respuesta en la propia evolución de la cuenca.

Las cuencas de antepaís se dan en diferentes contextos geodinámicos (Dickinson, 1974; DeCelles and Giles, 1996). En este trabajo nos referiremos fundamentalmente a cuencas de antepaís generadas en orógenos producidos por colisión continental como

los Pirineos (fig. 1). La primera complejidad que presentan las cuencas de antepaís se debe a la heterogeneidad de la corteza sobre la que se desarrollan, por lo que no deben esperarse comportamientos litosféricos homogéneos (Jordan, 1995). La colisión orogénica sigue a un proceso extensivo, con adelgazamiento cortical, que produce notables variaciones en la distribución y espesor de los materiales previos a la etapa colisional. Esta heterogeneidad se manifiesta tanto en el antepaís como en el orógeno y las estructuras extensivas previas juegan, en ambos contextos, un importante papel en la compartimentación de la cuenca. En los Pirineos la orogenia alpina se superpone a un fragmento de la cordillera hercínica por lo que la reactivación de estructuras hercínicas constituye otro factor de heterogeneidad litosférica (e.g. Gil-Peña y Barnolas, este volumen). De ahí la dificultad de establecer modelos válidos, de las relaciones entre la evolución del orógeno y la sedimentación de la cuenca de antepaís, basados exclusivamente en el análisis de una transversal. El análisis secuencial de la arquitectura sedimentaria permite establecer modelos de validez tridimensional y discriminar los efectos de las variaciones eustáticas globales y de cambio climático.

En este trabajo se expone un análisis comparado de las secuencias estratigráficas (en el sentido de Jordan, 1995) del Eoceno de la Cuenca surpirenaica en sus diferentes subcuencas. Se persigue avanzar en

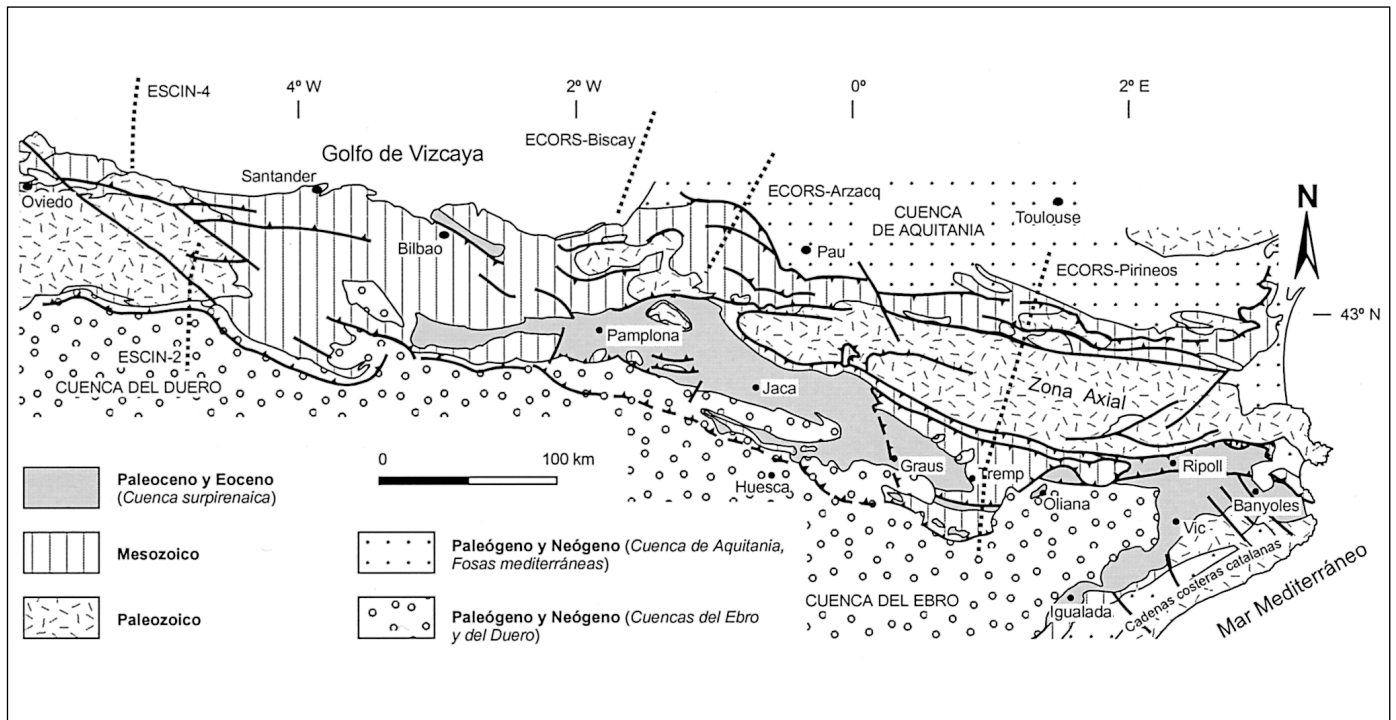


Fig. 1. Esquema geológico del Pirineo. Modificado de Teixell, 1998
 Fig. 1. Geological map of the Pyrenees. Modified from Teixell, 1998

el conocimiento de la génesis de las secuencias estratigráficas y su correspondencia con la evolución orogénica. Indirectamente podemos obtener información sobre el comportamiento litosférico de la subplaca ibérica, la influencia ejercida por las heterogeneidades corticales previas, y la cronología de la deformación orogénica.

El orógeno pirenaico

El orógeno pirenaico está ligado a la fragmentación y movimientos relativos entre la microplaca ibérica y la placa euroasiática, generados a partir de la apertura del Atlántico norte, la consiguiente apertura del golfo de Vizcaya, y el proceso posterior de colisión entre las placas africana y euroasiática (e.g. Roest and Srivastava, 1991; Olivet *et al.*, 1996). El rift atlántico se propagó hacia el norte desde el Cretácico inferior, -edad de la corteza oceánica en la llanura abisal del Tajo-, hasta el Albiense, a nivel del golfo de Vizcaya (Murillas *et al.*, 1990). Durante el Cretácico inferior, al inicio de la etapa de rift, se generaron pequeñas cuencas muy subsidentes con sedimentación somera (Peybernès and Souquet, 1984), similares a las existentes en otros puntos de la Península Ibérica

(Camerós, Maestrazgo, etc.). A partir del Aptiense se inició la apertura del golfo de Vizcaya, con movimiento transcurrente entre la microplaca ibérica y la placa euroasiática (Le Pichon *et al.*, 1971). A esta etapa se asocian los primeros eventos claramente pirenaicos con la formación de cuencas transtensivas durante el Albiense superior con sedimentación profunda (flysch negro) (Souquet *et al.*, 1985; García-Mondéjar, 1989), una fuerte anomalía térmica asociada al emplazamiento diapírico de material mantélico (Iherzolitas) y un importante adelgazamiento cortical. A partir del Cenomaniense superior las cuencas se hacen más extensas (transgresión Cenomaniense) y el régimen distensivo perdura hasta el Santoniense (discordancia intra-Santoniense) (Peybernès and Souquet, 1984; Simó, 1985). A partir del Santoniense superior el régimen tectónico empieza a ser claramente compresivo generándose los primeros surcos sedimentarios ligados a engrosamiento orogénico y al emplazamiento de la unidad estructural del Turbón-Sant Corneli (Simó, 1985).

La colisión orogénica duró desde el Santoniense superior hasta el Mioceno inferior y se desarrolló de forma episódica, tal y como se refleja en la arquitectura sedimentaria (e.g. Puigdefabregas y Souquet, 1986). Se trata de una colisión continental en una cor-

teza previamente adelgazada durante la etapa extensiva. La estructura interna de la cadena es bastante conocida desde los estudios de sismica de refracción (Daignières *et al.*, 1982) y reflexión (ECORS, ESCI) (Pinet *et al.*, 1987; Choukroune *et al.*, 1989; Daignières *et al.*, 1994; Pulgar *et al.*, 1996) y responde a una indentación tectónica, a nivel del límite entre la corteza inferior y superior, de la placa euroasiática en la placa ibérica, con subducción de la corteza inferior de la placa ibérica (Teixell, 1998) (fig. 2).

Como resultado de esta colisión continental se generó un orógeno de doble vergencia con una cuenca de antepaís en cada vertiente. Estas cuencas se conectaban entre sí por el oeste, donde el orógeno no llegó a emerger hasta el Eoceno medio-superior, y con el Océano Atlántico a través del golfo de Vizcaya (Plaziat, 1981).

La secuencia del Santoniense superior a Maastrichtiense (ciclo 7 de Puigdefabregas y Souquet, 1986) (Simó, 1989) culmina con una regresión generalizada en gran parte de la cuenca surpirenaica. El tránsito Cretácico-Terciario sólo se mantiene en facies marinas en el extremo más occidental de la cuenca, en la costa cantábrica (e.g. Plaziat, 1981). A partir del Paleoceno basal se inicia una transgresión escalonada, con facies de plataforma carbonática, que culmina en el llerdiense medio-superior. La bio-

zonación por foraminíferos bentónicos de estos materiales es muy precisa (e.g. Serra-Kiel *et al.*, 1998) y la estratigrafía secuencial de este margen carbonático ha sido ampliamente descrita: Robador, (1991), Robador *et al.*, (1991), Pujalte *et al.*, (1993, 2000) para el Paleoceno y Eichenseer (1988), Betzler (1989) para el llerdiense. La transgresión de la base del llerdiense ha sido establecida como límite entre dos grandes ciclos pirenaicos (Puigdefabregas y Souquet, 1986; Puigdefabregas *et al.*, 1991; Barnolas, 1992). Apunta en esta dirección el hecho que, a partir del llerdiense, empieza a reconocerse con claridad el inicio de un surco surpirenaico, con aportes siliciclásticos del orógeno, que emerge en el sector oriental (Puigdefabregas y Souquet, 1986). Atendiendo a la estructura del margen distal nos inclinamos a considerar al Paleoceno e llerdiense como un segundo gran ciclo en la evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica. En todo caso la transgresión del llerdiense inferior representa un límite secuencial claro y lo hemos tomado como base para nuestro análisis.

El límite superior considerado en el estudio lo constituyen las facies evaporíticas de cuenca (Fm salinas de Pamplona y Cardona) del Priaboniense medio que marcan el final de la sedimentación marina en la cuenca surpirenaica.

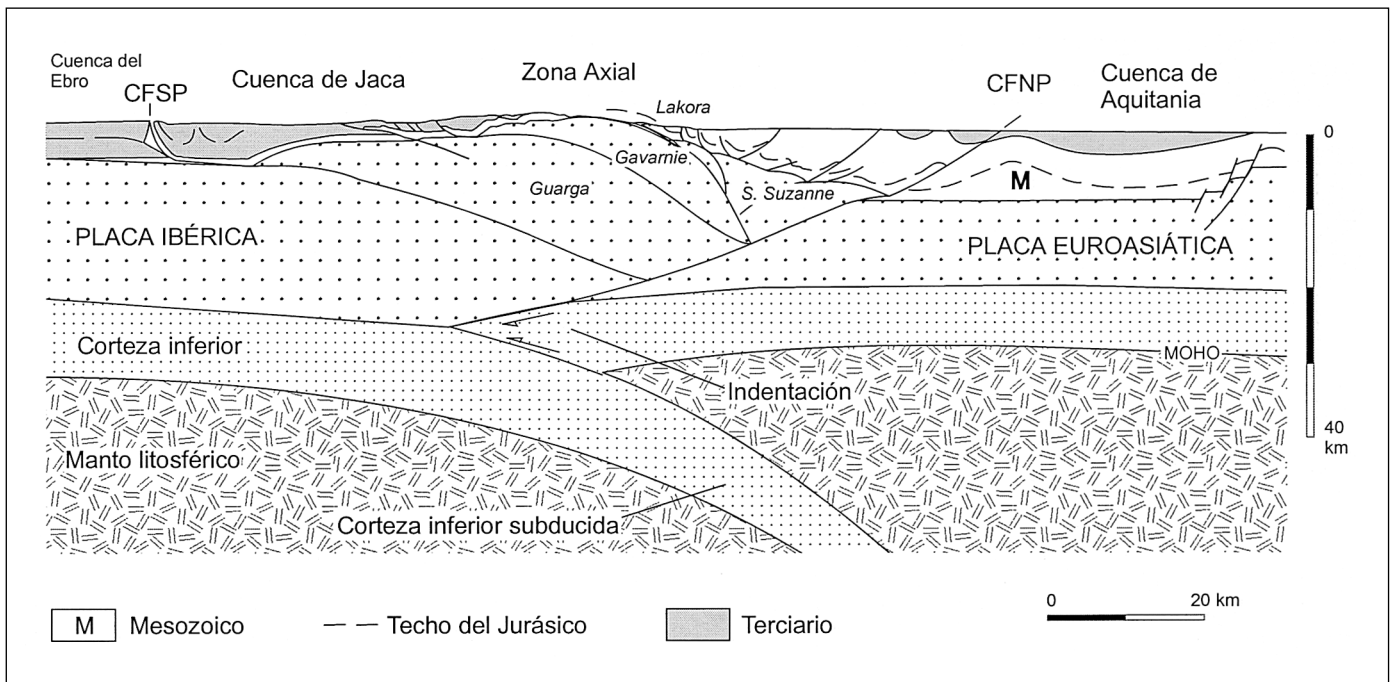


Fig. 2. Estructura crustal del orógeno pirenaico en la transversal de Arzacq-Ansó. Modificado de Teixell (1988, 2000)
 Fig. 2. Crustal structure of the Pyrenees in the Arzacq-Ansó transect. Modified from Teixell (1988, 2000)

La Cuenca Surpirenaica

La cuenca de antepaís surpirenaica aparece en cartografía como dos subcuencas aisladas entre sí (oriental y central) por la Unidad surpirenaica central y por el efecto del enterramiento por los materiales continentales más recientes de la Cuenca del Ebro (fig. 1). Los períodos de conexión y de aislamiento entre ambas subcuencas están bastante bien documentados por el contenido faunístico de sus estratos coetáneos (Vía, 1966; Reguant y Villatte, 1970; Serra-Kiel, 1984). La superposición estructural de la Unidad central surpirenaica sobre la prolongación occidental de la Cuenca Surpirenaica oriental se conoce bien desde los trabajos de Séguret (1972), por los datos aportados por la investigación de hidrocarburos (e.g. Cámara y Klimowitz, 1985), y por el perfil ECORS Pirineos (ECORS Pyrenees team, 1988; Choukroune *et al.*, 1989).

Hasta el llerdiense superior, la cuenca de antepaís surpirenaica se mantuvo como una única cuenca sedimentaria. Los rasgos paleogeográficos del margen distal muestran el importante papel ejercido por las estructuras extensivas previas en la distribución de facies. La fragmentación de la cuenca Surpirenaica tuvo lugar, por el emplazamiento de la Unidad central surpirenaica (Séguret, 1972), a partir del Cuisiense inferior. Esta está formada por materiales mesozoicos, y su geometría está en gran parte controlada por la inversión estructural de la cuenca extensiva cretácica, con despegue a nivel del Keuper. A partir del Cuisiense inferior, la sedimentación adquiere características diferenciales en cada subcuenca. La transgresión Bartonense representa una recuperación del carácter unitario de la cuenca, como parece atestiguarlo la simetría entre los sistemas deposicionales de la Cuenca Surpirenaica oriental y central (Barnolas, 1992). Al inicio del Eoceno superior, el emplazamiento de la Unidad vasco-cantábrica significó el aislamiento entre la Cuenca Surpirenaica y el Océano Atlántico, y el paso a una sedimentación con carácter endorreico (Cuenca del Ebro).

En este apartado se expone un análisis de la arquitectura sedimentaria de cada subcuenca a nivel de secuencias estratigráficas. Se utiliza el término de secuencias estratigráficas, en el sentido de Jordan (1995), para obviar la necesidad de jerarquizarlas con la terminología de secuencias deposicionales. También, por el hecho de basar el análisis en términos de relaciones tectónica (subsistencia) con sedimentación y no de variaciones eustáticas del nivel del mar. No se emplean las UTS de Garrido (1973) más relacionadas con el análisis entre sedimentación y estructuras tectónicas. Como veremos en nuestro

análisis las discordancias relacionadas con estructuras tectónicas (pliegues, cabalgamientos) no son indicativas de límite de secuencia estratigráfica. El inicio de cada secuencia se caracteriza por una transgresión generalizada, con la generación de un surco sedimentario y sedimentación de facies relativamente profundas desde los estadios iniciales. Cada secuencia finaliza con una evolución rápida a condiciones más someras a medida que aumentan también los aportes terrígenos. Al final de cada secuencia se dan las facies más someras.

La Cuenca Surpirenaica oriental

Desde los trabajos de Kromm (1968) y de Defalque (1968, en Riba, 1975), que establecieron los primeros esquemas de correlación estratigráfica de la Cuenca Surpirenaica oriental, el mejor conocimiento de la bioestratigrafía (Ferrer, 1971; Serra-Kiel, 1984; Betzler, 1989; Tosquella y Serra-Kiel, 1998) y magnetoestratigrafía (Burbank *et al.*, 1992) de sus unidades, son suficientes para el desarrollo de la estratigrafía secuencial. Se han realizado diversos ensayos de correlación estratigráfica incluyendo un análisis secuencial (Puigdefabregas y Souquet, 1986; Puigdefabregas *et al.*, 1986; Barnolas 1992, 1998; Vergés *et al.*, 1995, 1998 entre otros). En la fig. 3 se expone un cuadro cronoestratigráfico del Eoceno de la Cuenca Surpirenaica oriental basado en los datos existentes y que responde al modelo secuencial presentado por Barnolas (1992, 1998) y Vergés *et al.*, (1998). Una comparación con los análisis secuenciales previos, así como las secuencias deposicionales globales de Haq *et al.* (1987), puede encontrarse en Barnolas (1998).

En la Cuenca Surpirenaica oriental, la primera secuencia estratigráfica eocena se inicia con una transgresión marina sobre las facies rojas del Paleoceno (facies garumnienses o Fm Mediona). La base de la secuencia, horizonte 1 en la fig. 3, se sitúa en el inicio de la transgresión y formación del surco sedimentario al pie del orógeno. Coincide con el límite Paleoceno-Eoceno, en la base de la biozona de macroforaminíferos bentónicos SBZ 5 de Serra-Kiel *et al.* (1998) y, aproximadamente, en la base del chron 25n (Molina *et al.*, 1992; Serra-Kiel *et al.*, 1994; 1998). La distribución de facies (fig. 3) indica una plataforma carbonática al sur, que se dispone en onlap en esta dirección hasta el llerdiense medio-superior. La plataforma carbonática responde a una rampa carbonática homoclinal, con tres episodios de progradación, recubierta en onlap por facies siliciclásticas que forman una cuña de procedencia orogénica (Fm. Sagnari y Coronas). El sistema evoluciona hacia una colmata-

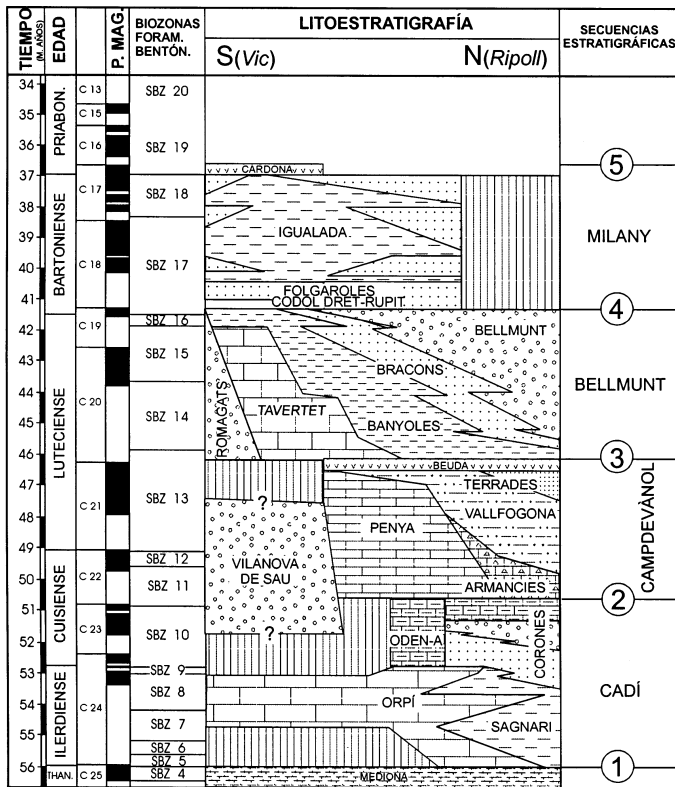


Fig. 3. Esquema cronoestratigráfico y secuencias estratigráficas de la Cuenca Surpirenaica oriental. Biozonas de macroforaminíferos bentónicos y correlación con Escala de tiempo de Berggren *et al.* (1995), según Serra-Kiel *et al.* (1998)

Fig. 3. Chronostratigraphic chart and stratigraphic sequences of the South-Eastern Pyrenean Basin. Shallow benthic zones and their correlation with Berggren *et al.* (1995) Time Scale, from Serra-Kiel *et al.* (1998)

ción de la cuenca y somerización, como lo atestiguan la progradación de facies terrígenas de carácter continental (Corones medio) y la instalación de facies carbonáticas lacustres y confinadas, con abundante materia orgánica, del Corones superior (Oden-A de Betzler, 1989). Esta secuencia estratigráfica la denominamos Cadí (Barnolas, 1992) y comprende a las secuencias Cadí y Corones de Puigdefabregas y Souquet (1986).

La segunda secuencia estratigráfica (Campdevàdol, en fig. 3) se inicia por una rápida transgresión asociada a la formación de un surco sedimentario profundo. En el margen distal (sur) se instala una plataforma carbonática, inicialmente mucho más estrecha (Fm Penya), cuyo margen colapsa y evoluciona a facies de talud carbonático (Armàncies). En el surco se depositaron turbiditas siliciclásticas (Fm Vallfogona) alimentadas por sistemas deltaicos de procedencia nor-oriental (Fm Terrades *pro parte*).

Estas turbiditas se disponen en onlap sobre el margen carbonático y culminan con una progradación de facies más someras. Las turbiditas evolucionan hacia techo a condiciones restringidas con frecuentes niveles de yesos y sales sódicas (Fm Beuda). La edad de la transgresión de la base de la secuencia coincidiría aproximadamente con la base del Cuisiense medio (zona SBZ 11 de macroforaminíferos bentónicos). Esta secuencia estratigráfica la denominamos secuencia Campdevàdol (Barnolas, 1992) e incluye a las secuencias Armàncies y Campdevàdol de Puigdefabregas y Souquet (1986) y a las secuencias Armàncies, Campdevàdol y Beuda de Puigdefabregas *et al.* (1986).

La tercera secuencia estratigráfica se inicia con la formación de un surco sedimentario algo profundo en facies confinadas (Fm Banyoles) y la instalación de una nueva plataforma carbonática en el margen distal (Fm Tavertet). La progradación siliciclástica desde el norte genera una importante cuña deltaica, que llega a colmar casi completamente el área de cuenca observable en los afloramientos actuales. Las facies de frente deltaico de esta progradación (Fm Bracons) muestran abundantes slumps en la base (sinclinatorio de Ripoll) mientras que hacia la parte superior de la cuña (anticlinal de Bellmunt) corresponden a facies someras muy bioturbadas. La Fm Bellmunt corresponde a facies rojas de llanura deltaica y aluvial. La edad de la transgresión y generación de surco sedimentario de inicio de secuencia se situaría en el Luteciense inferior, cerca del tránsito al Luteciense medio. Corresponde a la secuencia Bellmunt de Puigdefabregas y Souquet (1986).

La última secuencia estratigráfica con facies marinas del Eoceno se inicia con una transgresión generalizada, la transgresión "biarritziense" de los autores clásicos, que modifica sustancialmente la geometría de la cuenca sedimentaria. Esta se desplaza hacia el sur, según el margen catalánide, y tanto en el margen pirenaico como en el catalánide se desarrollan sistemas deltaicos (deltas y abanicos deltaicos) con una simetría notable en la arquitectura sedimentaria de ambos márgenes. En el margen catalánide los deltas se disponen en la intersección entre el margen y las fallas en dirección NW-SE (Anadón *et al.*, 1985) que indicarían su actividad tectónica. Los deltas tienen una geometría retrogradante hasta el Bartonienso medio y progradante en el Bartonienso superior y Priabonienso inferior. La regresión final de secuencia culmina con la sedimentación de sales sódicas y potásicas en el vaso de la cuenca. Sobre ellas se depositan, en discontinuidad sedimentaria, facies aluviales y evaporitas (playa-lake) del Priabonienso superior-Oligoceno inferior que constituyen la base

de la sedimentación endorreica de la Cuenca del Ebro. La transgresión biarrizense, base de la secuencia y horizonte 4 en fig. 3, se situaría aproximadamente, en el límite entre las biozonas SBZ 16 y SBZ 17 de macroforaminíferos bentónicos de Serra-Kiel *et al.* (1998). Corresponde a la secuencia Milany de Puigdefabregas y Souquet (1986).

La Cuenca Surpirenaica central

La Cuenca Surpirenaica central, especialmente en su parte oriental, ha sido objeto de numerosos estudios y es bien conocida en sus características fundamentales desde hace mucho tiempo (Ten Haaf *et al.*, 1971; Mutti *et al.*, 1972). Se extiende, desde Tremp hasta el oeste de Pamplona, según un surco paralelo a la cadena (fig. 4). La parte oriental, conocida como Cuenca de Tremp-Graus, contiene exclusivamente facies de plataforma mientras que la parte occidental, conocida como Cuenca de Jaca, contiene facies turbidíticas y plataformas carbonáticas en su margen distal. La transición entre ambas cuencas se sitúa en una zona de talud siliciclástico que coincide aproximadamente con el límite occidental de la unidad surpire-

naica central (Séguret, 1972). Las diferencias estratigráficas entre ambas subcuencas se deben a que durante gran parte de la sedimentación la subcuenca de Tremp-Graus era transportada (cuenca piggy-back) sobre la Unidad surpirenaica central (Séguret, 1972; Atkinson, 1986).

La Cuenca de Tremp-Graus

La estratigrafía de la Cuenca de Tremp-Graus se conoce con mucho detalle y es sin duda la parte mejor conocida de la Cuenca Surpirenaica. Desde los trabajos clásicos de Van Eden (1970), Garrido (1973) y Nijman y Nio (1975) hasta la reciente síntesis de Nijman (1998) hay multitud de estudios con importantes aportaciones. En el presente trabajo analizamos secuencialmente su relleno sedimentario con el fin de compararlo con los segmentos no despegados de la cuenca surpirenaica y analizarlo desde una perspectiva geodinámica. Los trabajos bioestratigráficos clásicos, relacionados con los estratotipos y paraestratotipos del llerdiense y Cuisiense, así como los más recientes de Molina *et al.* (1992), Serra-Kiel *et al.* (1994) y la magnetoestratigrafía de Bentham y

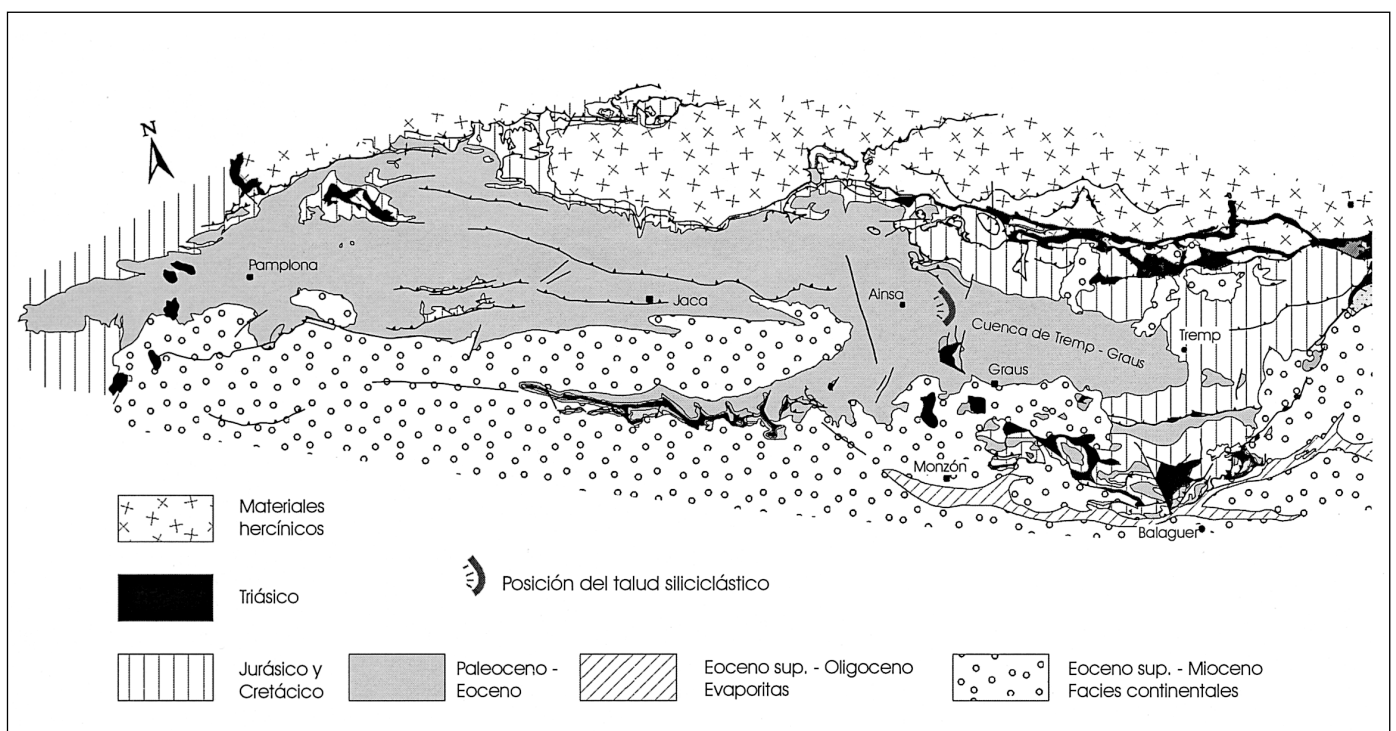


Fig. 4. Esquema geológico de la Cuenca Surpirenaica central. Modificado de Barnolas *et al.* (1991) y Teixell (1992)
 Fig. 4. Geological map of the South-central Pyrenean Basin. Modified from Barnolas *et al.* (1991) and Teixell (1992)

Burbank (1996), configuran una buena base cronoestratigráfica para establecer este análisis. Gran parte de la historia sedimentaria de la cuenca de Tremp-Graus se caracteriza por la progradación hacia el oeste, según la dirección del surco de la cuenca, de un sistema aluvial y deltaico (Van Eden, 1970). Este sistema es alimentado lateralmente desde el orógeno por abanicos aluviales y deltaicos (Suerri, Roda, Campanúe) cuya posición migra de este a oeste con el tiempo. Por este motivo estos sistemas, de pequeñas dimensiones y situación muy localizada dentro de la cuenca, se han proyectado según su posición cronoestratigráfica, en la fig. 5. Todo este conjunto cambia lateralmente al sistema turbidítico de la Cuenca de Jaca a través de un talud siliciclástico (Mutti *et al.*, 1985; 1988; Barnolas *et al.*, 1991). La cronoestratigrafía de la Cuenca de Tremp-Graus se sintetiza en la fig. 5.

Se han reconocido tres grandes secuencias en los sedimentos de la cuenca de Tremp-Graus, tal y como se expone en la fig. 5. La primera secuencia se inicia con la transgresión de la base del Ilerdiense sobre las facies aluviales y palustres del Paleoceno. Sólo en la parte mas nor-occidental (corte de Campo) este contacto se sitúa sobre facies de plataforma carbonática del Thanetiense a través de un nivel de brechas ferruginosas (Serra-Kiel *et al.*, 1994). Se trata de facies de plataforma carbonática (rampa homoclinal), con tres horizontes principales de progradación, sobre las que se disponen facies siliciclásticas en onlap de procedencia septentrional (fig. 5). Estas facies siliciclásticas, cuyas primeras progradaciones se sitúan en el Ilerdiense inferior (capas de Lucina de Luterbacher, 1973), tienen su máxima extensión en el Ilerdiense superior y Cuisiense inferior, con la progradación de un sistema de abanico aluvial desde el norte (sistema de Suerri o Roda de Fonnesu, 1984 y Puigdefabregas *et al.*, 1985). La denominamos secuencia estratigráfica de Ager y corresponde a las secuencias Ager y Figols de Puigdefabregas y Souquet (1986).

La segunda secuencia representa un cambio importante en el modelo sedimentario de la cuenca con la generalización de la sedimentación siliciclástica. Ésta se caracteriza por un sistema aluvial agrandante en el eje de la cuenca, discurriendo hacia el oeste según su dirección, que se encuentra alimentado y se interdigita con abanicos aluviales procedentes del margen orogénico (Van Eden, 1970; Nijman y Nio, 1975). Este sistema sólo se ve interrumpido por los depósitos carbonáticos (barras bioclásticas de macroforaminíferos) asociadas a los eventos transgresivos. La discordancia de la base del sistema aluvial de Montllobat representaría la ruptura entre ambos modelos sedimentarios. Interpretamos la discordancia

de Montllobat, y el cambio de modelo sedimentario, como consecuencia del inicio del desplazamiento hacia el sur de la subcuenca de Tremp-Graus sobre la lámina cabalgante de la Unidad surpirenaica central. La edad de esta discordancia es Cuisiense inferior (SBZ 10), cerca del límite con el Cuisiense medio (SBZ 11) de acuerdo con las dataciones de Serra-Kiel *et al.* (1994). A pesar de ello, el límite entre ambas secuencias lo situamos algo más arriba, en la base transgresiva del sistema deposicional de Castigaleu sobre el sistema aluvial de Montllobat y el abanico aluvial de San Esteban. Coincidiría aproximadamente con la base del Cuisiense medio (SBZ 11).

En esta secuencia se reconocen tres eventos transgresivos seguidos por episodios regresivos mayores. La primera transgresión, base de la secuencia estratigráfica, corresponde al onlap de la Fm Castigaleu sobre las facies de abanico aluvial de la Fm San Esteban. Culmina con una truncación erosiva del

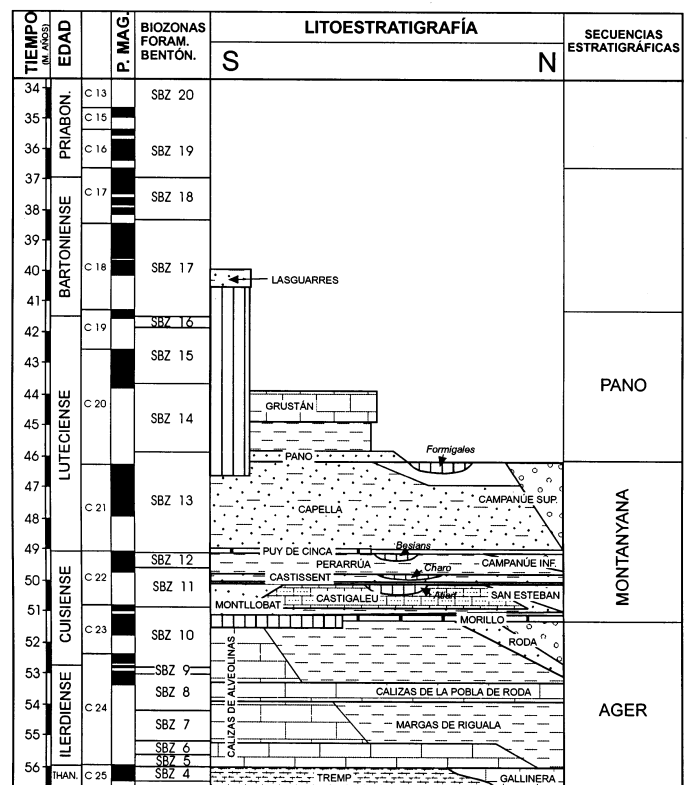


Fig. 5. Esquema cronoestratigráfico y secuencias estratigráficas de la Cuenca de Tremp-Graus. Biozonas de macroforaminíferos bentónicos y correlación con la Escala de Tiempo de Berggren *et al.* (1995), según Serra-Kiel *et al.* (1998)

Fig. 5. Chronostratigraphic chart and stratigraphic sequences of the Tremp-Graus Basin. Shallow benthic zones and their correlations with Berggren *et al.* (1995) Time Scale, from Serra-Kiel *et al.* (1998)

talud (discordancia de Atiart) sobre la que se disponen en onlap facies turbidíticas de talud (Mutti *et al.*, 1985, 1988; Barnolas *et al.*, 1991) (fig. 6). La regresión subsiguiente viene marcada por la incisión del sistema fluvial de Castissent (Nijman y Puigdefabregas, 1978; Marzo *et al.*, 1988) y la progradación en el talud

siliciclástico. La siguiente transgresión corresponde a la sedimentación de margas de plataforma con abundantes macroforaminíferos (base de la Fm Perarrúa) sobre la Fm Castissent que está acompañada de una nueva truncación erosiva en el talud (cañón de Charo de Mutti *et al.*, 1985). La regresión posterior se corres-

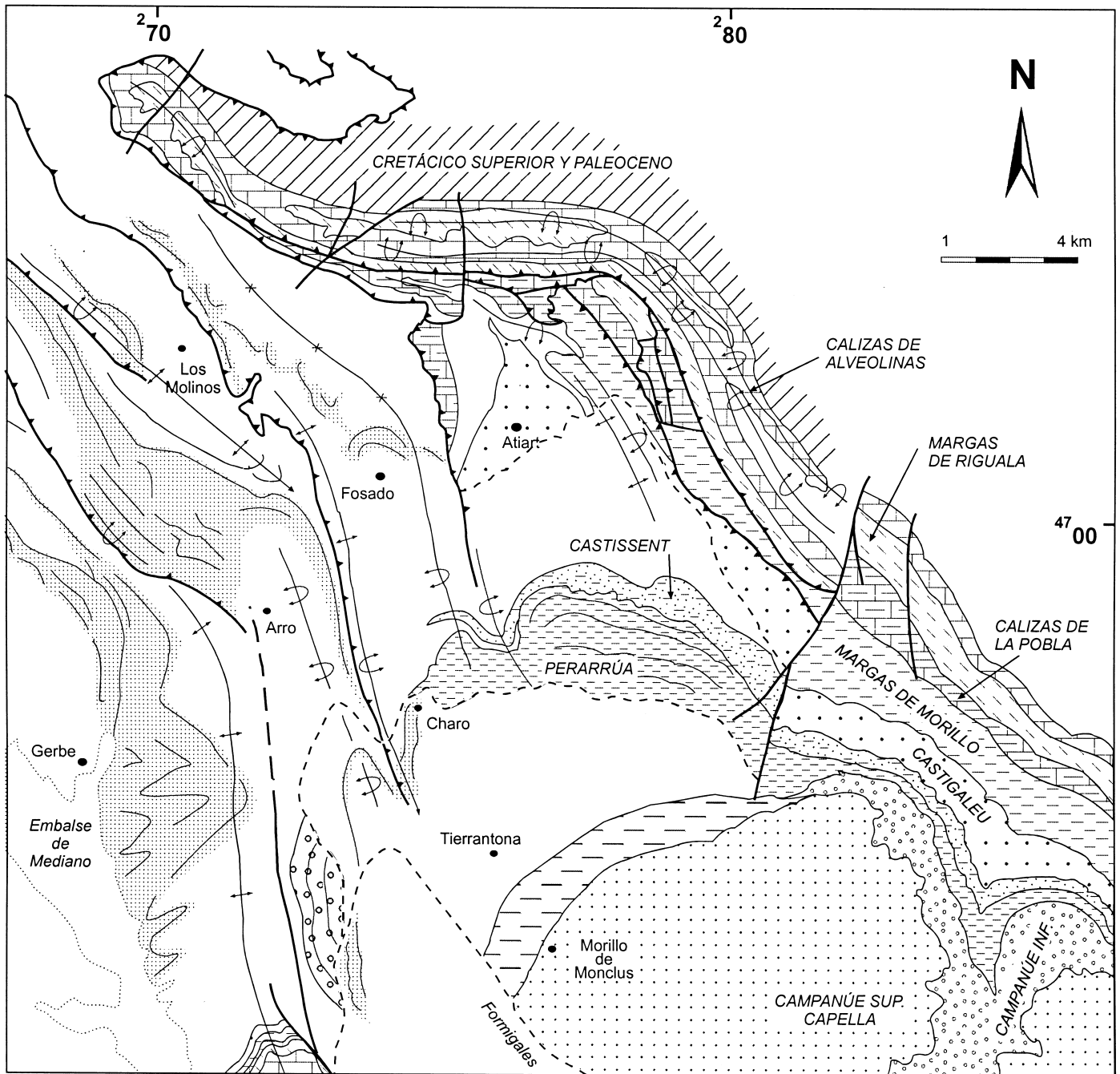


Fig. 6. Esquema cartográfico del talud siliciclástico situado entre la Cuenca de Tremp-Graus y la Cuenca de Jaca. Modificado de Barnolas *et al.* (1991)

Fig. 6. Geological map of the siliciclastic slope transition between the Tremp-Graus and the Jaca Basin. Modified from Barnolas *et al.* (1991)

ponde, en el valle del Ésera, con la progradación desde el norte de los primeras cuñas conglomeráticas del abanico de Campanúe (Secuencias 1 y 2 de Crumeyrolle, 1987). La última de las transgresiones incluida en esta secuencia estratigráfica corresponde a la que marca el tránsito entre el Campanúe inferior y superior (secuencias 3 y 4 de Crumeyrolle, 1987) y a la que está asociada el cañón de Besians (Rumpff y De Boer, 1985). Esta última transgresión es seguida con una regresión generalizada y la agradación de un sistema aluvial de procedencia oriental (Fm Capella) (Cuevas-Gozalo, 1989). A esta secuencia estratigráfica la hemos denominado Montanyana e incluye a las secuencias San Esteban, Castissent y Campanúe de Puigdefabregas y Souquet (1986).

La transgresión situada a techo del Luteciense inferior (Fm Pano) marcaría la base de la secuencia estratigráfica siguiente. Esta transgresión viene acompañada de la última truncación erosiva importante reconocida, la de Formigales (Mutti *et al.*, 1985), sobre la que se depositaron en onlap facies turbidíticas. Sobre ella se disponen margas azules de plataforma que afloran exclusivamente sobre Pano y que culminan con la instalación de una plataforma carbonática arrecifal (calizas de Grustán). Se trata de una secuencia incompleta como consecuencia de la truncación erosiva posterior y que hemos llamado como secuencia de Pano. La base de esta secuencia corresponde al tránsito entre el Luteciense inferior y medio (Schaub, 1981).

Discordante sobre las Calizas de Grustán, o sobre las facies de la Fm Capella al sur de Lasguarres, hay facies aluviales rojas (Fm Escanilla) con lignitos y faunas de mamíferos del Bartonense (e.g. Cuevas-Gozalo, 1990) que se hallan recubiertas a su vez, en discordancia, por los conglomerados oligocenos de Graus. Por edad corresponden a la secuencia estratigráfica siguiente.

La Cuenca de Jaca

La Cuenca de Jaca presenta un relleno asimétrico, con un surco con sedimentación turbidítica que se dispone en onlap sobre el margen distal (Labaume *et al.*, 1985). El margen distal está formado por plataformas carbonáticas escalonadas retrogradantes (Puigdefabregas y Souquet, 1986; Barnolas *et al.*, 1992; Barnolas y Teixell, 1994; Payros *et al.*, 1999). Generalmente, entre las facies carbonáticas de plataforma y las turbiditas hay margocalizas nodulosas (margas de Burgui de Cámara y Klimowitz, 1985), que corresponden a facies carbonáticas de rampa distal asociadas al hundimiento de las plataformas carbo-

náticas. El modelo de facies responde por lo tanto a la trilogía de facies de las cuencas de antepaís con sedimentación marina profunda que expone Sinclair (1997). Al mismo tiempo evoluciona desde facies turbidíticas a las facies deltaicas de Belsue-Atarés y a la sedimentación continental del grupo Campodarbe, con lo que presenta aparentemente un ciclo único de evolución desde condiciones de subalimentación a condiciones de sobrealimentación.

Se han distinguido cuatro secuencias estratigráficas que se exponen en la fig. 7. El análisis se ha basado fundamentalmente en el estudio del margen distal carbonático. Las tres primeras secuencias coinciden con las tres plataformas carbonáticas mayores que se reconocen en el margen distal: Ager, Boltaña y Guara y las hemos denominado con este nombre. Cada una de estas secuencias representa modificaciones importantes en la configuración del margen distal de tal manera que, al oeste de la Unidad central surpirenaica (Sierras exteriores), las plataformas carbonáti-

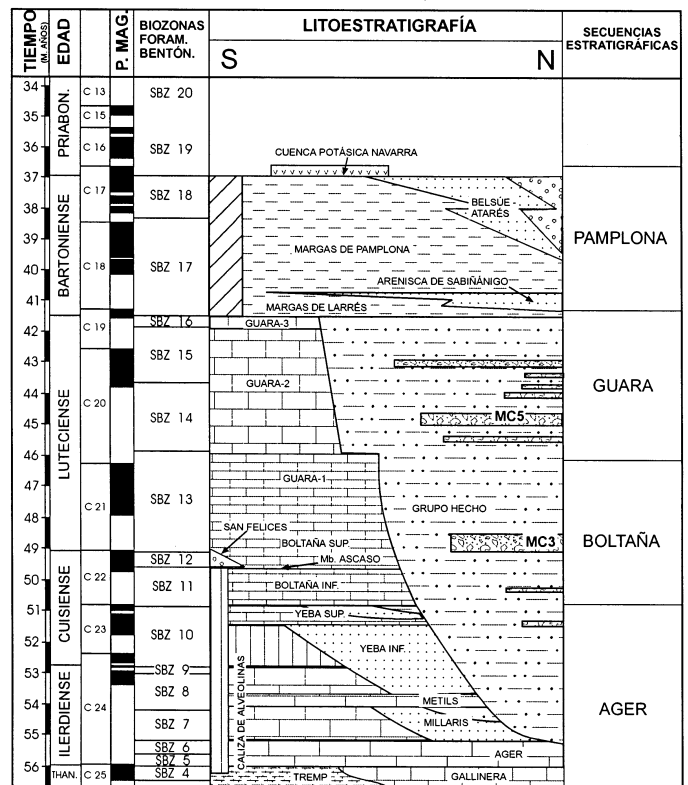


Fig. 7. Esquema cronoestratigráfico y secuencias estratigráficas de la Cuenca de Jaca. Biozonas de macroforaminíferos bentónicos y correlación con la Escala de Tiempo de Berggren *et al.* (1995), según Serra-Kiel *et al.* (1998)

Fig. 7. Chronostratigraphic chart and stratigraphic sequences of the Jaca Basin. Shallow benthic zones and their correlation with Berggren *et al.* (1995) Time Scale, from Serra-Kiel *et al.* (1998)

cas se disponen sucesivamente en onlap sobre el antepaís en ésta dirección.

La primera secuencia, o secuencia Ager, se inicia con la transgresión de la base del Ilerdiense. En los afloramientos septentrionales (Sierras interiores aragonesas) las calizas de alveolinas del Ilerdiense inferior se sitúan directamente sobre las calizas de la Fm Gallinera (Thanetiense), a través de una discontinuidad estratigráfica marcada por una superficie erosiva y un cambio abrupto de facies (Robador, 1991). En muchos puntos, como en la foz de Arbayún, incluye la dolomitización del techo de los materiales de la secuencia anterior. En el valle de Ordesa, las facies de rampa distal y cuenca de la Fm Millaris se superponen a la Fm Gallinera y, en otros puntos de las Sierras Interiores y Navarra, lo hacen las turbiditas del Grupo Hecho pudiendo estar ausente el Ilerdiense por erosión. Se reconocen tres eventos principales de expansión de las facies carbonáticas (en la base de la transgresión, la Fm Metils, y el horizonte carbonático de la base de Yeba inferior) que separan a tres episodios con facies siliciclásticas (Millaris, Yeba inferior y Yeba superior). A techo de la Fm Millaris y de Yeba inferior se reconocen turbiditas siliciclásticas.

La segunda secuencia estratigráfica corresponde al desarrollo de la plataforma carbonática de Boltaña. La base de la secuencia coincide con el inicio de la transgresión cuya edad es Cuisiense medio, base de la biozona SBZ 11 de macroforaminíferos bentónicos de Serra-Kiel *et al.*, (1998). En la plataforma carbonática se reconocen tres tramos o unidades bien caracterizadas. La unidad inferior, Boltaña inferior de Barnolas *et al.* (1991), corresponde a una plataforma mixta en los afloramientos más orientales (Mediano y Boltaña). Está formada por secuencias somerizantes con tramos basales siliciclásticos (margas, limolitas y areniscas) con nummulítidos. Los tramos de techo corresponden a las facies más someras y son calizas arenosas de alveolinas. En los afloramientos más occidentales (foz de Biniés, Barnolas *et al.*, 1992; Teixell, 1992) esta unidad es fundamentalmente carbonática. Sobre ella, en el anticlinal de Boltaña, se reconoce un horizonte formado por dos niveles de calizas con assilinas (Mb. Ascaso de Van Lunsen, 1970) que corresponde a un evento transgresivo. Sobre este tramo, se encuentra la tercera de las unidades que caracterizan a las calizas de Boltaña. En el anticlinal de Boltaña (Boltaña superior de Barnolas *et al.*, 1991) está formada por secuencias somerizantes que contienen facies más profundas sucesivamente en cada secuencia. Correspondería por lo tanto, a una unidad retrogradante. El techo de esta unidad contiene facies carbonáticas de rampa distal, con abundantes truncaciones erosivas, calizas micríticas con glau-

conita y margas carbonáticas que indican el hundimiento de la plataforma carbonática (drowning unconformity) sobre las que se disponen en onlap las facies turbidíticas del Grupo Hecho. Hacia el norte se desarrolla una importante truncación erosiva (Van Lunsen, 1970) contemporánea al hundimiento de la plataforma (Barnolas y Teixell, 1994). En el anticlinal de Boltaña la base de este tramo es Cuisiense medio-superior (techo de la SBZ 11) y las margas carbonáticas de techo contienen el tránsito entre el Cuisiense superior y el Luteciense inferior (Canudo, 1990). Hacia el sur esta unidad es transgresiva sobre facies aluviales rojas por lo que incorpora progresivamente abundante material siliciclástico que, hacia el oeste se reducen a granos de cuarzo. Corresponde a la Guara 1 de Samsó *et al.* (1994) y su edad sería Luteciense inferior (SBZ 13).

La tercera secuencia estratigráfica corresponde a la instalación y desarrollo de la plataforma carbonática de Guara (Guara 2 y 3 en el sentido de Samsó *et al.*, 1994). La base de la secuencia coincide con la base del Luteciense medio (SBZ 14). Tal y como describen Samsó *et al.* (1994), la Guara media está formada por dos secuencias transgresivas regresivas de facies carbonáticas de plataforma cuyo talud aflora en el flanco oriental del anticlinal del Balces, al sur de Arcusa (Barnolas *et al.*, 1991; 1992). La Guara 3 corresponde a facies lumaquéllicas de Nummulites del grupo perforatus que son equivalentes laterales de los niveles transgresivos, con barras lumaquéllicas del mismo tipo de macroforaminíferos, existentes en el sistema deltaico del Sobrarbe. Entre el anticlinal del Balces y los llanos de Cupierlo, al norte del Cabezo de Guara, esta unidad es transgresiva sobre una rasa erosiva desarrollada sobre las facies de plataforma carbonática anteriores, incluida la Guara 2, plegadas previamente por el anticlinal del Balces (fig. 8). El significado y la interpretación de esta discordancia se expone en el apartado de discusión.

Las facies turbidíticas del grupo Hecho pertenecen en su totalidad a estas tres secuencias estratigráficas (Ager, Boltaña y Guara). La base del grupo Hecho, corresponde al Ilerdiense medio-superior en Navarra (Labaume *et al.*, 1985) y la megacapa 1 de Labaume está formada mayoritariamente por facies de talud y rampa distal de esta edad (Teixell, 1992). Las turbiditas situadas por debajo de la megacapa 2 pertenecen al Cuisiense medio-superior (NP 13 de nannoplancton calcáreo; Labaume *et al.*, 1985). Por encima de la megacapa 2, hasta cerca de la megacapa 4, las turbiditas contienen nannoplancton calcáreo de la biozona NP 14 (Labaume *et al.*, 1985) que indicaría un Luteciense inferior. En Navarra la megacapa 3 está formada casi exclusivamente por enormes fragmen-

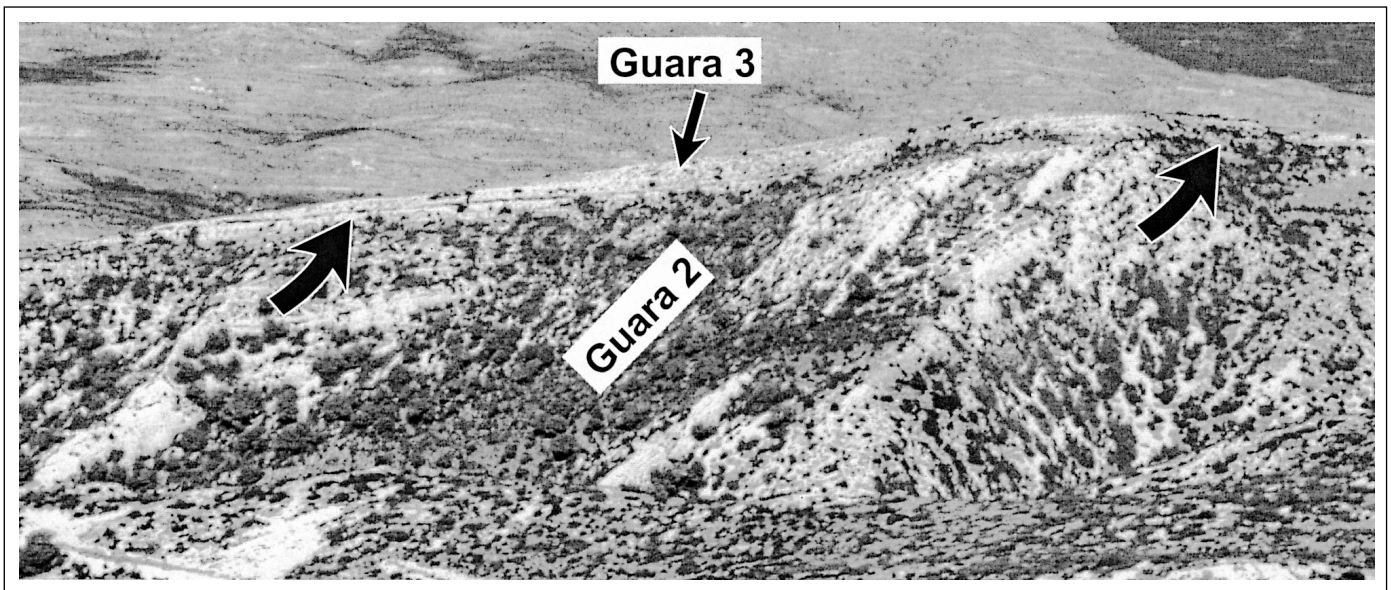


Fig. 8. Discordancia de las calizas del Luteciense superior sobre las calizas del Luteciense inferior y medio en el flanco occidental del anticlinal del Balces

Fig. 8. Unconformity between the Upper Lutetian limestones and the Early and Middle Lutetian limestones in the western limb of the Rio Balces anticline

tos de la plataforma carbonática cuisiense; en Aragón (Villanúa) donde se observa el contacto erosivo entre las facies del margen carbonático y la megacapa 3, contiene bloques cuisienses, ilderdienses y del Paleoceno superior. En Aragón la base del Grupo Hecho pertenece a la secuencia de Boltaña. Desde la base de la megacapa 4 hasta el techo de la megacapa 8 las turbiditas pertenecen a la NP 15 (Labaume *et al.*, 1985) que corresponde al Luteciense inferior y medio. Las megacapas 4 y 5 contienen abundantes clastos resedimentados de la Guara 1 (secuencia Boltaña) y podrían indicar la base de la secuencia Guara. Las megacapas 6 y 7 tienen un desarrollo local y están en relación con la Guara 2. La megacapa 8, que es equivalente a la megacapa 9 (Teixell, 1992), pertenece también a esta secuencia estratigráfica.

La cuarta secuencia estratigráfica se inicia con la transgresión de la base del Bartonense. Significa un importante desplazamiento hacia el sur de la sedimentación y el paso a facies más someras en toda la cuenca. Las turbiditas se limitan a niveles esporádicos en las margas basales del centro de la cuenca (margas de Larrés) y la progradación de sistemas siliciclásticos desde el orógeno se inicia en el Bartonense inferior (areniscas de Sabiñánigo). En el Bartonense superior a Priabonense inferior se reconocen dos progradaciones deltaicas sucesivas en el Belsúe-Atarés (Barnolas *et al.*, 1992). La secuencia

culmina con la sedimentación de las facies evaporíticas de cuenca de la Fm. Salina de Pamplona y sus facies laterales equivalentes. Las facies deltaicas pasan lateralmente hacia el oeste a margas (margas de Arguis y de Pamplona). Esta secuencia se corresponde con la secuencia Campodarbe de Puigdefabregas y Souquet (1986). La hemos denominado Pamplona para evitar confusiones dado que la mayor parte de los sedimentos del Grupo Campodarbe son oligocenos.

Análisis secuencial comparado

Comparando la estructura sedimentaria eocena de las tres subcuencas (fig. 3, 5 y 7) observamos notables diferencias entre las mismas. Estas diferencias responden a la posición de cada subcuenca en el orógeno y a su diferente comportamiento estructural. Constituyen en si mismas un magnífico ejemplo de la influencia geodinámica en el registro sedimentario.

La secuencia inferior (Cadí-Ager), cuya base se sitúa al inicio del Ilerdiense, presenta características similares en cada subcuenca (fig. 3, 5 y 7). Se interpreta que la cuenca permanecía como una única cuenca de antepaís no despegada durante esta secuencia. En los tres segmentos se observan idénticos episodios; una extensión inicial máxima de las

facies carbonáticas de plataforma; una segunda expansión importante de las plataformas al inicio del llerdiense medio, un retroceso hacia el antepaís de las plataformas carbonáticas durante el llerdiense superior y la somerización de la cuenca, con una pequeña transgresión generalizada en el Cuisiense inferior. Los aportes siliciclásticos desde el orógeno se producen desde el llerdiense inferior y son muy importantes en el llerdiense superior y Cuisiense inferior. Durante este tiempo el orógeno pirenaico estaba emergido en su parte oriental (al Este del actual curso del río Ésera). Al final del Cuisiense inferior la regresión es generalizada y las facies marinas se restringen a la parte mas occidental de la Cuenca de Tremp-Graus y a la Cuenca de Jaca. La transgresión inicial se desplaza de Oeste a Este y de Norte a Sur; la regresión final se desplaza de Este a Oeste y de Norte a Sur. Constituye un ciclo claro de inversión, en el tiempo, de la relación entre tasa de subsidencia y tasa de sedimentación, siendo menor la inicial que la final.

En el sector sur-oriental de la Cuenca de Tremp-Graus, y en los afloramientos de esta cuenca del sinclinal de Ager, el sistema fluvial de Montllobat (base del Grupo Montanyana de Mutti *et al.*, 1972), del Cuisiense inferior, es discordante con los depósitos llerdienses marinos. Esta discordancia se interpreta como consecuencia del inicio del emplazamiento de la unidad central surpirenaica (manto del Cotiella de Séguret, 1972).

La segunda secuencia deposicional (Campdevàdol, Montanyana, Boltaña) tiene su límite inferior en la base de la transgresión del Cuisiense medio (tránsito entre el Cuisiense inferior y medio). Esta secuencia muestra una estructura sedimentaria diferenciada entre las tres subcuencas (fig. 3, 5 y 7). La mayor diferencia la encontramos en la cuenca de Tremp-Graus donde la sedimentación es esencialmente terrígena, con un sistema aluvial y deltaico agradable según la dirección del surco, alimentado por abanicos aluviales y deltaicos de procedencia orogénica (Van Eden, 1970; Nijman y Nio, 1975). La Cuenca surpirenaica oriental y la Cuenca de Jaca mantienen un esquema sedimentario típico de una cuenca no despegada, con una plataforma carbonática en el margen distal y sedimentación turbidítica en el surco, al pie del orógeno. Hay dos aspectos importantes en la sedimentación de ambas subcuencas; 1) las plataformas carbonáticas se instalan inicialmente en una posición muy septentrional, cerca del orógeno, con un control mucho más neto de la dirección orogénica que en los estadios anteriores (Paleoceno e llerdiense a Cuisiense inferior); 2) se desarrolla por primera vez un surco turbidítico neto con extensión en toda la cuenca surpirenaica (salvo la subcuenca

transportada de Tremp-Graus). Las paleocorrientes del sistema turbidítico son al Oeste en ambas subcuencas y la prolongación hacia el Oeste del surco surpirenaico oriental es controvertida (e.g. Nijman, 1989). Por su contenido faunístico ambas subcuencas son similares y de polaridad atlántica (Vía, 1966).

En la Cuenca Surpirenaica oriental esta secuencia culmina de forma singular. La cuenca adquiere caracteres restringidos con sedimentación de evaporitas de cuenca (Beuda) y progradación de sistemas deltaicos desde el orógeno. Este hecho se interpreta como consecuencia de la ruptura de la conexión atlántica de la cuenca por el emplazamiento de la Unidad central surpirenaica (Barnolas, 1992).

La tercera secuencia estratigráfica (Bellmunt, Pano, Guara) se inicia en la transgresión del Luteciense medio. En esta secuencia es cuando las diferencias entre la estructura estratigráfica de cada subcuenca son mas marcadas. En la subcuenca despegada (Tremp-Graus) el registro sedimentario de esta secuencia se restringe a su sector mas occidental. Este hecho se interpreta como resultado indirecto del bloqueo de la progresión de la Unidad central surpirenaica. A consecuencia de ello, la deformación se propaga por medio de un sistema de cabalgamientos de bloque inferior, que generan el sistema de láminas oblicuas, al que se asocian los pliegues de propagación de falla N-S, de las Sierras Exteriores. Gran parte de la cuenca de Tremp-Graus pasó a engrosar el orógeno emergido, y la sedimentación se adaptó progresivamente a los surcos sinclinales del abanico imbricado de las Sierras Exteriores.

En esta secuencia, la Cuenca Surpirenaica oriental y la Cuenca de Jaca mantienen el patrón de facies de una cuenca no despegada. Sin embargo, mientras que la Cuenca de Jaca permanece como cuenca subalimentada durante toda la secuencia (fig. 7), la Cuenca Surpirenaica oriental evoluciona rápidamente a cuenca sobrealimentada con la progradación de un sistema aluvial y deltaico desde el orógeno (fig. 3). Al final de la secuencia la Cuenca Surpirenaica oriental se encontraba casi completamente colmatada.

En la Cuenca Surpirenaica oriental la sedimentación del surco muestra características de medios confinados, pobres en fauna (Fm Banyoles) y esta se restringe a las facies litorales. La fauna estudiada muestra características mediterráneas (Vía, 1966) demostrando la falta de conexión con la Cuenca surpirenaica central, que mantuvo su polaridad atlántica, para esta secuencia.

La cuarta secuencia (Milany, Pamplona) muestra cambios significativos en el modelo sedimentario. No es descartable la existencia de facies de plataforma carbonática en el margen distal, enterrado bajo la

Cuenca del Ebro, tanto al sur de la Cuenca Surpirenaica oriental como de la Cuenca de Jaca. Es muy probable que las facies carbonáticas de techo de las calizas de Guara, en el sector más occidental de las Sierras Exteriores, pertenezcan a esta secuencia. Hay cuatro hechos muy significativos en la estructura sedimentaria de esta secuencia; en primer lugar, el final de la sedimentación turbidítica, en cuanto a volumen significativo de facies, y el paso a una sedimentación deltaica generalizada. En segundo lugar, el desplazamiento importante al sur de la cuenca; en la Cuenca Surpirenaica oriental, con la implicación tectónica del margen catalánide en su configuración; en la Cuenca Surpirenaica central, con la emersión total de la subcuenca de Tremp-Graus, discordancia de la base de la Fm Escanilla primero (base del Bartoniense) y erosión y encajamiento fluvial en las calizas del anticlinal de Boltaña después (Bartoniense superior). En tercer lugar, la notable simetría en los patrones de facies; idénticos sistemas sedimentarios e idéntica geometría para la misma edad (básicamente sistemas deltaicos con frecuentes facies carbonáticas arrecifales asociadas). Por último, tanto en la Cuenca Surpirenaica oriental como en la Cuenca de Jaca, la secuencia termina con depósitos evaporíticos de cuenca (sales), de la misma edad y con un modelo similar de facies asociadas. Todos estos hechos sugieren que, en esta secuencia estratigráfica, la Cuenca Surpirenaica había recuperado su unidad, ya muy evidente en la historia sedimentaria posterior (Cuenca del Ebro).

Discusión

En el Eoceno de la Cuenca de antepaís surpirenaica se pueden diferenciar cuatro secuencias estratigráficas cuya génesis está íntimamente ligada a los procesos orogénicos que generaron la cuenca. Se deduce que el engrosamiento orogénico tuvo un carácter episódico, con cuatro secuencias de engrosamiento que dieron lugar a los cuatro episodios de subsidencia flexural y formación de cuenca de antepaís. Estos episodios de engrosamiento cortical se iniciaron en el Ilerdiense basal, en el tránsito entre el Cuisiense inferior y medio, en la base del Luteciense medio y en el tránsito Luteciense superior a Bartoniense, respectivamente.

Las cuatro secuencias estratigráficas tienen una duración aproximada de 4,5 a 5 Ma cada una. Llama la atención el carácter coetáneo de los límites secuenciales en las diferentes subcuencas. Indica el papel fundamental de la subducción e indentación tectónica en el engrosamiento orogénico (fig. 9) y el papel

subsidiario de la acomodación de las estructuras superficiales. En análisis previos de las relaciones tectónica-sedimentación, a partir del estudio de la relación entre estructuras y sedimentos contemporáneos, se observa una migración de la deformación desde el Pirineo oriental al occidental. Este hecho responde únicamente a la acomodación de las estructuras al espacio disponible, ya que la colisión se produce entre dos placas con límites no paralelos (convergencia oblicua) y abiertos al golfo de Vizcaya, lo que explica también el mayor acortamiento aparente en el Pirineo oriental. La migración de los sistemas sedimentarios en esta misma dirección; por ejemplo abanicos aluviales de la Cuenca de Tremp-Graus (Roda, Campanúe) o de la Cuenca de Jaca (Santa Orosia, Peña Oroel, San Juan de la Peña) obedece a la misma causa; lo que migra es la emersión del orógeno, por la convergencia oblicua.

Estas observaciones quitan validez a la cronología de la deformación orogénica basada exclusivamente en la datación de geometrías sintectónicas. Estas responden a una estructura puntual, que forma parte de una secuencia de deformación. El estudio secuencial de la estructura sedimentaria de la cuenca, permite conocer las pautas de evolución del proceso orogénico y discernir el carácter de las estructuras puntuales. Un ejemplo lo tenemos en la secuencia de estructuras que se generan, oblicuamente a la Unidad central surpirenaica, en las Sierras Exteriores (Puigdefabregas, 1975; Anastasio, 1992; Millán *et al.*, 1994; Teixell y Barnolas, 1995). En la fig. 10, se ha representado un esquema de las relaciones tectónica-sedimentación observables en los anticlinales N-S de las Sierras exteriores. Una primera observación muestra que la

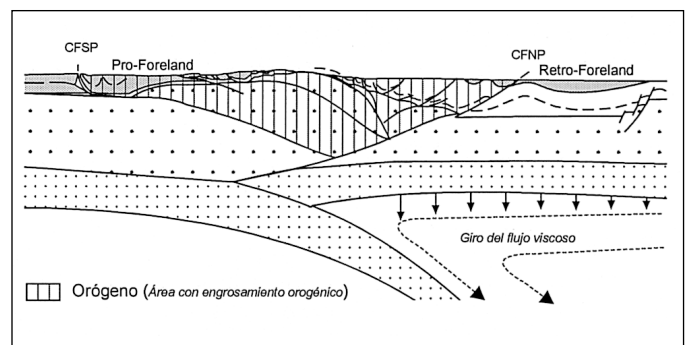


Fig. 9. Esquema crustal del Pirineo basado en la figura 1 y en Catuneanu *et al.* (1997), con indicación del área con engrosamiento orogénico

Fig. 9. Crustal structure of the Pyrenees found in fig. 1 and Catuneanu *et al.* (1997). Dashed area corresponds to the orogenic static load

deformación progresa a lo largo de varias secuencias estratigráficas y que las discordancias no representan límites secuenciales.

Otro resultado importante del análisis y que merece reflexión es el papel de las truncaciones erosivas del talud en las secuencias estratigráficas. De nuestro estudio podemos deducir que las truncaciones erosivas no representan un límite de secuencia. Tanto en el margen carbonático de antepaís como en el talud siliciclástico, que marca la transición entre la Cuenca de Tremp-Graus y la cuenca de Jaca, las truncaciones erosivas culminan etapas transgresivas, dentro de las secuencias estratigráficas. En el talud siliciclástico (fig. 5 y 6), excepto la truncación erosiva de Formigales, que culmina el evento transgresivo de la base de la secuencia de Guara, todas las demás truncaciones erosivas (Atiart, Charo, Besians) están en la secuencia estratigráfica de Boltaña.

En las cuencas no despegadas las secuencias estratigráficas presentan un modelo similar en su estructura sedimentaria. Un margen distal (antepaís) carbonático y un margen proximal (orógeno) siliciclástico. En el margen distal (carbonático) se reconoce un primer estadio transgresivo, seguido de una etapa de agradación de la plataforma, y un posterior basculamiento, con truncación erosiva del talud y hundimiento de la plataforma carbonática (Barnolas y Teixell, 1994). En este límite de facies son frecuentes las evidencias de emersión de la plataforma (Payros

et al., 1999). En el surco sedimentario, la resedimentación catastrófica de megacapas carbonáticas no significan límites de secuencia. Se observa una evolución general con sedimentación turbidítica (cuenca subalimentada) con megacapas carbonáticas intercaladas (truncaciones erosivas del talud); solo en el caso de la Cuenca Surpirenaica oriental, donde la existencia de un orógeno emergido suministra gran cantidad de material detrítico a la cuenca, hay una evolución clara a cuenca sobrealimentada con progradación de cuñas siliciclásticas en facies someras y continentales a techo de las secuencias.

Esta estructura sedimentaria es coherente con un comportamiento inicial elástico de la corteza (fig. 11) y la formación instantánea del surco sedimentario, transgresión inicial y agradación de la plataforma carbonática. El basculamiento de la plataforma carbonática, con la truncación erosiva y hundimiento del margen podrían estar en relación con una evolución posterior de la corteza a un comportamiento viscoelástico (e.g. Quilan y Beaumont, 1984) (fig. 12), que explicaría las emersiones de la plataforma en el antepaís (migración del alto periférico).

Conclusiones

La sedimentación en las tres subcuencas responde a un modelo de relleno multiepisódico. En las sub-

BIOZONAS FORAM. BENTÓN.	W						E		SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS	EDAD
	Ant. de BENTUÉ DE RASAL	Anticlinal de ARGUIS	Ant. GABARDIELLA	Ants. BANCES y BOLTAÑA	Anticlinal de MEDIANO	Diapiro de CLAMOSA				
SBZ 20	CRECIMIENTO Y ENTERRAMINETO EN UN MEDIO DELTAICO Y ALUVIAL								3.4	
SBZ 19									3.5	
SBZ 18				EMERSIÓN Y TRUNCACIÓN EROSIVA				PAMPLONA	3.6	
SBZ 17		CRECIMIENTO Y ENTERRAMINETO EN UN MEDIO DELTAICO	CRECIMIENTO Y ENTERRAMINETO EN UN MEDIO DELTAICO	EROSIÓN SUBAÉREA: VALLE INCIDIDO				PAMPLONA	3.7	
SBZ 16									4.0	
SBZ 15				RASA DE EROSIÓN SUBMARINA					4.1	
SBZ 14				CRECIMIENTO RÁPIDO EN PLATAFORMA	ATOLÓN SOBRE RASA DE EROSIÓN SUBMARINA			GUARA	4.2	
SBZ 13					CRECIMIENTO SUBMARINO EN PLATAFORMA				4.3	
SBZ 12							CRECIMIENTO SUBMARINO EN TALUD SUPERIOR	BOLTAÑA	4.4	
SBZ 11							ONLAP SOBRE NÚCLEO EROSIONÁNDOSE	BOLTAÑA	4.5	
SBZ 10									4.6	

Fig. 10. Cuadro comparativo de la edad de las estructuras N-S de las Sierras Exteriores aragonesas
 Fig. 10. Summary of syndepositional structures in the N-S anticlines of aragonian External Sierras

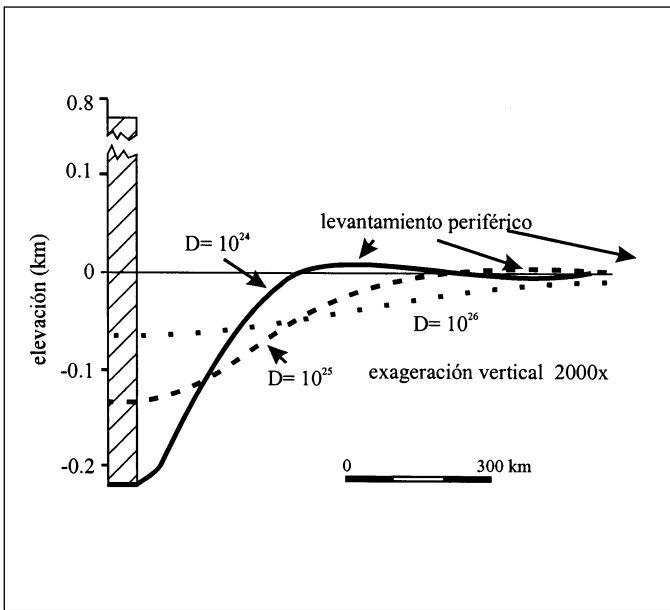


Fig. 11. Deformación elástica en el antepaís en función de la rigidez flexural. Según Beaumont (1981). La deformación es instantánea y se mantiene hasta que los esfuerzos cambian
 Fig. 11. Elastic deformation deflecting the foreland basin depending on the flexural rigidity. After Beaumont (1981). The deformation is instantaneous and it is maintained until the stress changes

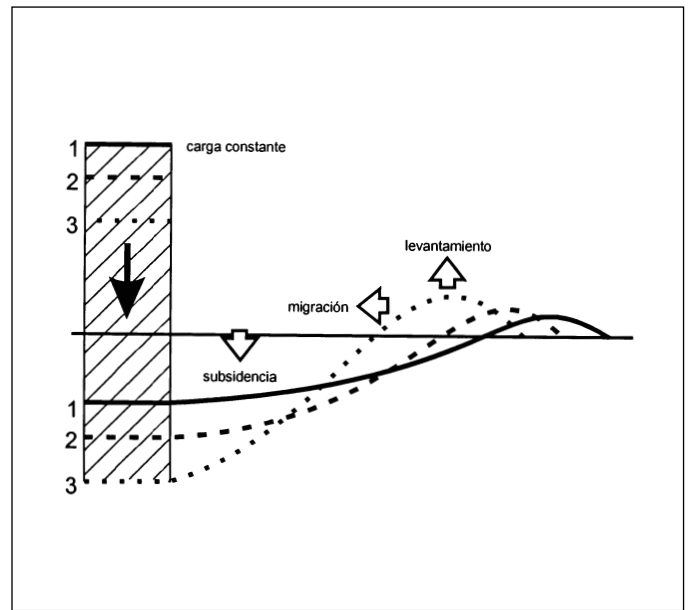


Fig. 12. Comportamiento viscoelástico de la corteza. Evolución de la deformación con el tiempo y carga constante. Según Quinlan y Beaumont (1984). La deformación progresa con el tiempo
 Fig. 12. Viscoelastic response with a constant load over a period of time. After Quinlan and Beaumont (1984). The deformation progresses over the time

cuencas no despegadas el margen de antepaís refleja éste carácter multiepisódico por la disposición escalonada y retrogradante de las plataformas carbonáticas (Barnolas y Teixell, 1994; Barnolas, 1998). En el surco sedimentario este carácter multiepisódico se manifiesta por variaciones en la relación entre subsidencia y aporte sedimentario que, en la Cuenca Surpirenaica oriental, dan lugar a secuencias con el paso de condiciones de subalimentación a sobrealimentación (Barnolas y Gil-Peña, 2000).

Esta geometría sedimentaria responde a episodios escalonados en la generación de la cuenca, es decir, en el apilamiento orogénico que la produce. De acuerdo con los modelos propuestos por Beaumont (1981) la cuenca surpirenaica respondería a un modelo de cuenca escalonada y retrogradante, resultante de un engrosamiento orogénico escalonado en el tiempo (fig. 13). A cada episodio de engrosamiento orogénico corresponde una secuencia sedimentaria con un modelo simple: subsidencia inicial no compensada por los aportes sedimentarios y progresivo aumento del balance en favor de estos últimos. La evolución del comportamiento reológico de la corteza, desde condiciones elásticas iniciales a condiciones viscoelásticas, es responsable de la profundiza-

ción del surco, migración del alto periférico y truncación de los márgenes de plataforma. En la Cuenca Surpirenaica oriental (fig. 14) el paso a condiciones de sobrealimentación, con la consiguiente progradación de importantes cuñas clásticas desde el orógeno, produce una subsidencia adicional sobre la misma cuenca y el desplazamiento progresivo de las sedimentación marina hacia el antepaís. Este hecho da lugar a una asimetría en los sistemas deposiciona-

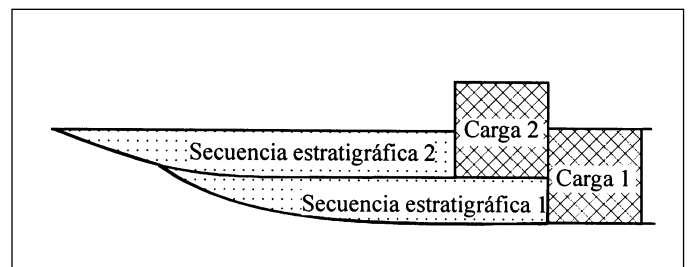


Fig. 13. Esquema mostrando la evolución episódica de una cuenca de antepaís por engrosamiento orogénico episódico. Según Beaumont (1981)
 Fig. 13. Stepped evolution of a Foreland Basin as a response to a stepped orogenic growth. After Beaumont (1981)

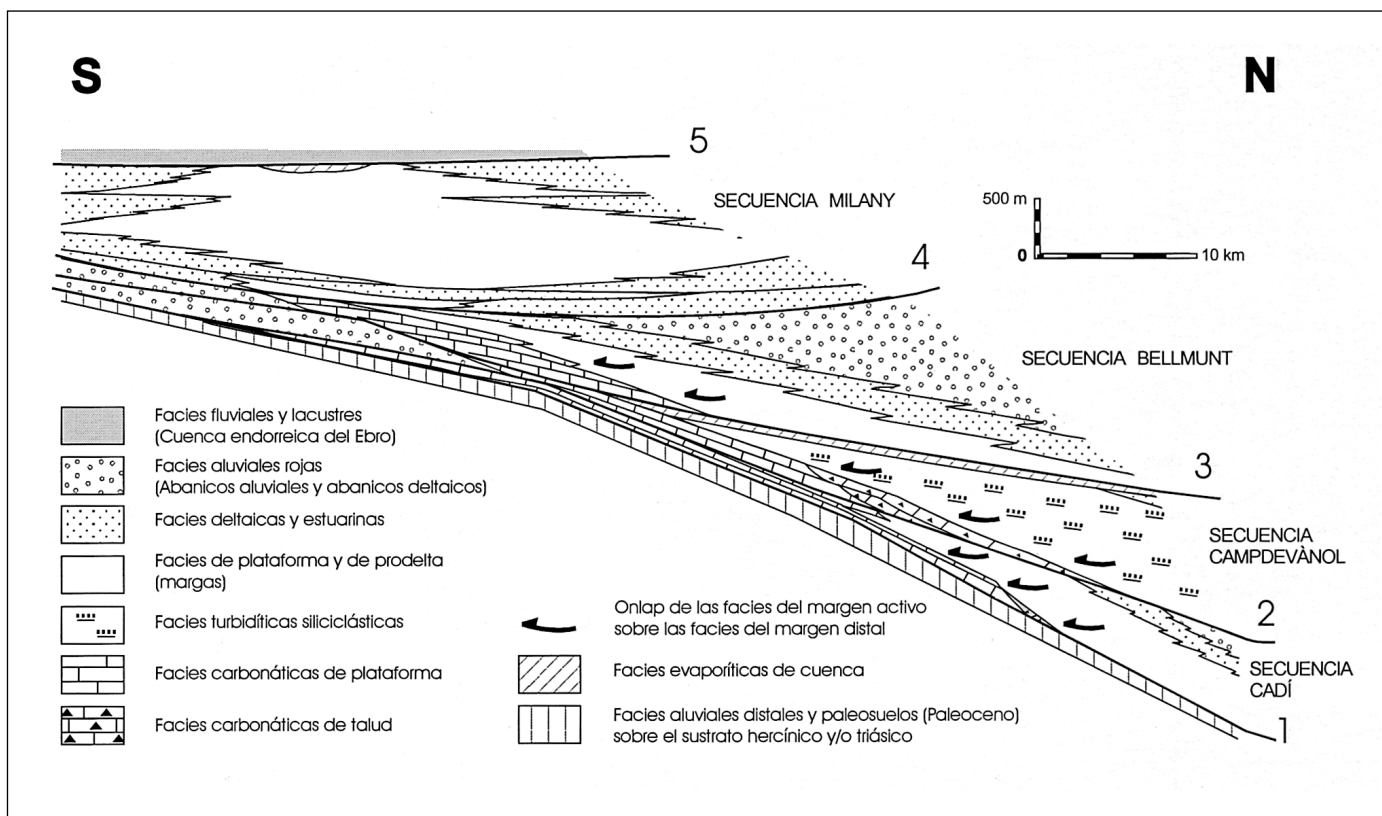


Fig. 14. Relleno multiepisódico de la Cuenca Surpirenaica oriental mostrando la evolución en cada secuencia de cuenca subalimentada a sobrealimentada. Según Barnolas (1992)

Fig. 14. Multiepisodic infill of the Eastern South-Pyrenean Foreland Basin. Each stratigraphic sequence (Ilerdian to Lutetian) shows an underfilled to overfilled pattern. After Barnolas (1992)

les de ambos márgenes con coexistencia en el tiempo de sistemas progradantes en el margen orogénico y retrogradantes en el margen distal.

La comparación cronológica de eventos, con un claro significado geodinámico entre los tres segmentos (Cuenca Surpirenaica oriental, Cuenca de Trep-Graus y Cuenca de Jaca), de la Cuenca de antepaís Surpirenaica durante el Eoceno, proporciona una herramienta de primer orden en el estudio de la evolución geodinámica de la cadena. En primer lugar se constata la validez regional del modelo secuencial, en cuatro secuencias estratigráficas, deducido de la Cuenca Surpirenaica oriental (Barnolas, 1992, 1998). En los tres segmentos de la Cuenca Surpirenaica los procesos ligados a la subsidencia de la cuenca, por engrosamiento orogénico son coetáneos. Varían los aportes sedimentarios procedentes del orógeno en función del área emergida del mismo, mayor en el Pirineo oriental.

La evolución en la arquitectura estratigráfica de la cuenca responde a las pautas de la evolución orogé-

nica y su estudio proporciona un conocimiento esencial del mismo. Muy a menudo los patrones de estudio entre relaciones tectónica sedimentación se basan en relaciones directas entre estructuras concretas y los sedimentos coetáneos; sin embargo, la arquitectura general de la cuenca y, en particular, la geometría de los sistemas sedimentarios de sus márgenes poseen un mayor significado regional. En cuencas de antepaís, el margen orogénico está pobremente preservado, por la propia incorporación del mismo a la deformación, salvo en estadios evolutivos muy tardíos; por el contrario, el margen distal (generalmente preservado pero a menudo enterrado) lleva inscrita la huella de los eventos más significativos a nivel regional en la evolución orogénica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias al programa de cartografía geológica 1:50.000 (MAGNA) del IGME.

Referencias

- Anadón, P., Cabrera, L., Guimera, J. and Santanach, P. 1985. Paleogene Strike-Slip Deformation and Sedimentation along the Southeastern Margin of the Ebro Basin. En: K.T. Biddle and N. Christie-Blick (eds.) *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37, 303-318.
- Anastasio, D.J. 1992. Structural Evolution of the External Sierra, Southern Pyrenees, Spain. En: S. Mitra and G.W. Fisher (ed.): *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*. John Hopkins University Press, 239-251.
- Atkinson, C.D. 1986. Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient Catena in the Capella Formation (Eocene) of northern Spain. En: V.P. Wright (Ed.) *Paleosols and Basin Tectonics*, 139-179.
- Barnolas, A. 1992. Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geologica Hispanica*, 27 (1-2), 15-31.
- Barnolas, A. 1998. Secuencias deposicionales de tercer orden en el Eoceno de la Cuenca de antepaís surpirenaica oriental. *Geogaceta*, 24, 47-50.
- Barnolas, A. y Gil-Peña, I. 2000. Estructura secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca de antepaís surpirenaica y su relación con la evolución del orógeno. *Geotemas*, 1 (2), 37-39.
- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J. y Zamorano, M. 1991. Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. *I Congreso del Grupo Español del Terciario. Libro-Guía de la excursión n° 1*, EUMO Gràfic, Vic, 123 p.
- Barnolas, A. and Teixell, A. 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology*, 22, 1107-1110.
- Barnolas, A., Teixell, A., Samsó, J.M. y Zamorano, M. 1992. Estructura y evolución sedimentaria del sector central de la cuenca surpirenaica. *III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, Excursiones, 74-114.
- Beaumont, C. 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 65, 291-329.
- Bentham, P. and Burbank, D.W. 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. En: P.F. Friend and C.J. Dabrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain*. Cambridge University Press, 144-152.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry and J. Hardenbol, *Geochronology, time scale and global correlations: an unified temporal framework for an historical geology*. SEPM Special Publication, 54, 129-212.
- Betzler, C. 1989. *The Upper Paleocene to Middle Eocene between the Rio Segre and the Rio Llobregat (Eastern South Pyrenees): Facies, Stratigraphy and Structural Evolution*. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, A, 2, 113 p.
- Burbank, D.W., Puigdefabregas, C. and Muñoz, J.A. 1992. The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1101-1120.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geológicos*, 41, 391-404.
- Catuneanu, O., Beaumont, C. and Waschbusch, P. 1997. Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge. *Geology*, 25 (12), 1087-1090.
- Choukroune, P. and ECORS Pyrenees Team. 1989. The ECORS deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- Crumevolle, P. 1987. *Stratigraphie physique et sédimentologie des systèmes de dépôt de la séquence de Santa Liestra (Eocène sud-pyrénéen, Pyrénées Aragonaises, Espagne)*. Thèse, Univ. de Bordeaux III, 216 p.
- Cuevas-Gozalo, M. 1989. Sedimentary facies and sequential architecture of tide-influenced alluvial deposits. An example from the middle Eocene Capella Formation, South-Central Pyrenees, Spain. *Geol. Ultraiectina*, 61, 152 p.
- Daignières, M., Gallart, J., Banda, E. and Hirn, A. 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range. *Earth Planetary Science Letters*, 57, 88-100.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M. and ECORS Team. 1994. The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. En: A. Mascle (Ed.) *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. European Association of Petroleum Geosciences, 4, 199-208.
- Dickinson, W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. En W.R. Dickinson (Ed.). *Tectonics and Sedimentation*. Society of Economic Geologists and Palaeontologists, Special Publication, 22, 1-27.
- De Celles, P.G. and Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, 105-123.
- ECORS Pyrenees team. 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 311: 508-511.
- Eichenseer, H. 1988. *Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus Basin, northeastern Spain*. Arb. Inst. u. Mus. Geol. Pal. Universität Tübingen, 1, 273 p.
- Ferrer, J. 1971. El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la Depresión del Ebro. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 90, 1-70.
- Fonnesu, F. 1984. *Estratigrafía física y análisis de facies de la secuencia de Figols, entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (prov. de Lérida y Huesca)*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 317 p.
- García-Mondéjar, J. 1989. Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. En: A.J. Tankard and H.R. Balkwill Eds., *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 46, 395-409.

- Garrido, A. 1973. *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del secundario y terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central*. Tesis doctoral, Universidad de Granada. 395 p. (inédita).
- Gil-Peña, I. y Barnolas, A. 2001. Superposición estructural hercínica y alpina en el borde occidental del domo de Pallassos (Noguera de Tor, Pirineo central). *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3), 5-16.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. En: Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science. 331-362.
- Kromm, F. 1968. Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et de la Cordillère pré-littorale catalane. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*, 105, B (2), 10 p.
- Labauve, P., Séguret, M. and Seyve, C. 1985. Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics*, 4 (7), 661-685.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J. et Sibuet, J.C. 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne. En: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Éditions Technip, Paris, VI.11-1 a VI.11-44.
- Luterbacher, H.P. 1973. La sección tipo del piso llerdiense. *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología*, ENADIM-SA, 113-140.
- Marzo, M., Nijman, W. and Puigdefabregas, C. 1988. Architecture of the castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees. *Sedimentology*, 35, 719-738.
- Millan, H., Aurell, M. and Meléndez, A. 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. *Sedimentology*, 41, 1001-1024.
- Molina, E., Canudo, J.I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, J.O., Parés, J.M., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. and Tosquella, J. 1992. The stratotype llerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene-Eocene boundary. *Revista de Micropaleontología*, 35, 2, 143-156.
- Murillas, J., Mougnot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. and Mauffret, A. 1990. Structure and evolution of the Galicia interior basin (Atlantic western iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, 297-319.
- Mutti, E., Luterbacher, H., Ferrer, J. and Rosell, J. 1972. Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino nella zona centrale subpirenaica tra Tresp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Mém. Soc. Geol. Ital.*, 11, 391-416.
- Mutti, E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J., Valloni, R. and Zamorano, M. 1985. Stratigraphy and Facies Characteristics of the Eocene Hecho Group Turbidite Systems, South-Central Pyrenees. *Excursion Guidebook of I.A.S. 6th. European Regional Meeting*. Excursion No. 12, 519-576.
- Mutti, E., Séguret, M. and Sgavetti, M. 1988. Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees. *Field trip 7, AAPG Mediterranean Basins Conference*, Special Publication University of Parma, Italy.
- Nijman, W. 1989. Thrust sheet rotation? - The South Pyrenean Tertiary basin configuration reconsidered. *Geodinamica Acta*, 3 (2), 17-42.
- Nijman, W. 1998. Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tresp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. En: A. Mascle; C. Puigdefabregas; H.P. Luterbacher, and M. Fernández (Eds.). *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, *Geological Society Special Publications*, 134, 135-162.
- Nijman, W. and Nio, S.D. 1975. The Eocene Montañana delta. En: Rosell, J. and Puigdefabregas, C. (eds.) *Sedimentary evolution of the Paleogene South Pyrenean Basin*. *IAS 9th International Congress, Nice*, part B, 56 p.
- Nijman, W. and Puigdefabregas, C. 1978. Coarse-grained point bar structure in a molasse type fluvial system, Eocene Castissent Sandstone Formation, South Pyrenean Basin. *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir*, 5, 487-510.
- Olivet, J.L., Malod, J.A. et Beuzart, P. 1996. Contexte cinématique - Apport des données marines. En: A. Barnolas, J.C. Chiron et B. Guérangé (Éd.). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Éditions BRGM - ITGE, volume 1, 81-134.
- Payros, A., Pujalte, V. and Orue-Etxebarria, X. 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona basin. *Sedimentary Geology*, 125, 165-194.
- Peybernès, B. and Souquet, P. 1984. Basement blocks and tectono-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geological Magazine*, 121, 397-405.
- Pinet, B., Montadert, L. and ECORS Scientific party. 1987. Deep seismic reflection and refraction profile along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay). *Geophysical Journal Royal Astronomic Society*, 89, 305-312.
- Plaziat, J.C. 1981. Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 36, 263-320.
- Puigdefabregas, C. 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 188 p.
- Puigdefabregas, C., Muñoz, J.A. and Vergés, J. 1986. Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *IAS Special Publication*, 8, 229-246.
- Puigdefabregas, C., Nijman, W. and Muñoz, J.A. 1991. Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences. *Excursion Guidebook, 4th International Conference on Fluvial Sedimentology*. Barcelona, 176 p.
- Puigdefabregas, C., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. and Tosquella, J. 1985. Facies Analysis and Faunal Assemblages of the Roda Sandstone Formation; Eocene of the Southern Pyrenees. *6th European Regional Meeting of Sedimentology*, IAS Llída (Spain), 639-642.

- Puigdefabregas, C. and Souquet, P. 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- Pujalte, V., Robles, S., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I., Payros, A. and Larrucea, I.F. 2000. Uppermost Cretaceous-Middle Eocene strata of the Basque-Cantabrian Region and western Pyrenees: A sequence stratigraphic perspective. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 2, 191-211.
- Pujalte, V., Robles, S., Robador, A., Baceta, J.I., and Orue-Etxebarria, X. 1993. Shelf-to-basin Palaeocene palaeogeography and depositional sequences, western Pyrenees, north Spain. *IAS Special Publication*, 18, 369-395.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Alvarez-Marrón, J. and ESCIN Group. 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1-19.
- Quinlan, G.M. and Beaumont, C. 1984. Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the eastern Interior of North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 973-996.
- Reguant, S. et Villatte, J. 1970. Echinides de l'Éocène moyen de la région de Vic (Barcelone). *Bulletin Société géologique de France*, 7 (XII), 5, 894-912.
- Riba, O. 1975. Geotermismo de la zona volcánica de Olot. Nota preliminar sobre posibilidades geotérmicas. *Boletín Geológico y Minero*, 86, 1, 45-62.
- Robador, A. 1991. Early Paleogene Stratigraphy. En: *Introduction to the early Paleogene of the South Pyrenean Basin*. IGCP 286 "Early Paleogene Benthos" First Meeting, Jaca (Spain), ITGE, Madrid, 41-87.
- Robador, A., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. and Tosquella, J. 1991. Field Guide. En: *Introduction to the early Paleogene of the South Pyrenean Basin*. IGCP 286 "Early Paleogene Benthos" First Meeting, Jaca (Spain), ITGE, Madrid, 131-159.
- Roest, W.R. and Srivastava, S.P. 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to present. *Geology*, 19, 613-616.
- Rumpff, D. and De Boer, P.L. 1985. A canyon-like marl filled depression in the Eocene Perarrua fan-delta complex, S. Pyrenees, Spain. *6th European regional meeting, I.A.S., Abstracts*: 661-663.
- Samsó, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquella, J. y Travé, A. 1994. Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. *II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca, Comunicaciones*, 205-208.
- Schaub, H. 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 104-106, 236 p.
- Séguret, M. 1972. *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées - Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Publications USTELA, Montpellier, Série géologie structurale, 2, 155 p.
- Serra-Kiel, J. 1984. Estudi dels Nummulites del grup N. perforatus (Montfort). *Institució Catalana d'Història Natural, Treballs*, 11, 244 p.
- Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarés, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M. y Tosquella, J. 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista Sociedad Geológica de España*, 7, 3-4, 273-297.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferràndez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Straugo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin Société géologique de France*, 169 (2), 281-299.
- Simó, A. 1985. *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la unidad del Montsec (Pirineo Central)*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 326 p. (inédita).
- Simó, A. 1989. *Upper Cretaceous Platform-to-Basin Depositional-Sequence Development, Tremp Basin, South-Central Pyrenees, Spain*. SEPM Special Publication, 44, 365-378.
- Sinclair, H.D. 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (3), 324-346.
- Souquet, P., Debroas, E.J., Boirie, J.M., Pons, Ph., Fixari, G., Roux, J.Cl., Dol, J., Thieuloy, J.P., Bonnemaïson, M., Manivit, J. et Peybernès, B. 1985. Le groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomanién) dans les Pyrénées. *Bulletin Centre Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine*, Pau, 9, 1, 183-252.
- Teixell, A. 1992. *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 252 p. (inédita).
- Teixell, A. 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17 (3), 395-406.
- Teixell, A. 2000. Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, 288, 54-65.
- Teixell, A. y Barnolas, A. 1995. Significado de la discordancia de Mediano en relación con las estructuras adyacentes (Pirineo central). *Geogaceta*, 17, 186-189.
- Ten Haaf, E., Van der Voo, R. and Wensink, H. 1971. The S-external Pyrenees of Huesca. *Geol. Rundschau*, 60: 996-1009.
- Tosquella, J. y Serra-Kiel, J. 1998. Los nummulítidos (Nummulites y Assilina) del Paleoceno-Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica: Sistemática. *Acta Geologica Hispanica*, 31 (1996), 1-3, 37-159.
- Van Eden, J.G. 1970. A reconnaissance of deltaic environment in the middle Eocene of the south-central Pyrenees, Spain. *Geol. en Mijnbouw*, 49, 2, 145-157.
- Van Lunsen, H. 1970. Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees. Province of Huesca. Thesis, Utrecht State University, 1970. *Geol. Ultraiectina*, 16, 1 -119.
- Vergés, J., Marzo, M., Santaaulària, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A. and Giménez-Montsant, J.

Barnolas, A. y Gil-Peña, I. 2001. Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una... *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3): 17-38

1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. En: A. Mascle; C. Puigdefabregas; H.P. Luterbacher, and M. Fernández (Eds.). *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geological Society Special Publications, 134, 107-134.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. and Cloetingh, S. 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 903-916.

Vía, L. 1966. Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña. *Actas del V Congreso Internacional del Instituto de Estudios Pirenaicos*, Jaca-Pamplona, 1 (1), 5-60.

Recibido: Junio 2001

Aceptado: Agosto 2001