

Geometria del margen S.E. de la Cuenca del Ebro: discordancias progresivas en el Grupo Scala Dei. Serra de La Llena. (Tarragona)

F. COLOMBO⁽¹⁾ y J. VERGÉS⁽²⁾

(1) Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Pedralbes. E-08071 Barcelona.

(2) Servei Geològic de Catalunya. Generalitat de Catalunya. Avda. Paral·lel nº 71. E-08004 Barcelona.

RESUMEN

El Grupo Scala Dei, localizado en el margen meridional oriental de la cuenca del Ebro, representa la respuesta sedimentaria a los cabalgamientos desarrollados en las Cadenas Costeras Catalanas. En la Serra de la Llena los 1600 m de materiales aluviales se organizan en cuatro megasecuencias principales (M_1 - M_4) separadas por discordancias angulares. Los nuevos datos paleomastológicos indican un influjo de materiales terrígenos gruesos durante un período que abarca desde un Luteciense superior-Bartoniense en la base, hasta un Catiense medio-superior. La sedimentación en la Serra del Montsant continua hasta la parte media del Catiense superior. La tasa media de acumulación (expresada en términos de centímetros cada mil años- kilo años- K. a.), en la Serra de la Llena, es de 13 cm/K.a. para la megasecuencia inferior (M_1), de 7,5 cm/K.a. para M_2 - M_3 y de 6 cm /K.a. para la última y mas fina (M_4).

La disposición general de los depósitos de la Serra de la Llena con una doble flexión monoclinial buzante al NW indica un control tectónico de la deposición mediante dos estructuras diferentes en profundidad. Las discordancias progresivas desarrolladas en los anteflancos de los anticlinales indican una moción continuada, así como un equilibrio entre la tasa de levantamiento vertical y la tasa de acumulación de sedimentos. Las discordancias progresivas se han desarrollado principalmente en función de la componente tectónica vertical y por la rotación continuada del flanco de antepaís de los anticlinales.

Palabras clave: Discordancias progresivas. Discordancias angulares. Cabalgamientos. Paleógeno. Cuenca del Ebro. Serra de la Llena. Tarragona. España.

ABSTRACT

The Scala Dei Group, located at the southern margin of the Ebro foreland basin, represented the sedimentary response to the Catalan Coastal Ranges thrusting. At la Serra de la Llena the 1600 m of continental deposits can be divided in 4 main megasequences (M_1 - M_4) separated by angular unconformities. New time-control data based on micromammal fauna indicates an influx of coarse material

from Upper Lutetian-Bartonian to Middle-Upper Chattian (although the conglomeratic sedimentation related with la Serra del Montsant continued till the Uppermost Chattian). Sedimentation rates at the Serra de la Llena were 13 cm/Ky during the first megasequence (M_1), 7,5 cm/Ky during M_2 - M_3 and 6 cm/Ky during the last and finer grained M_4 .

The general configuration of the syntectonic Scala Dei deposits with a double monoclinial flexure dipping to the northwest indicates tectonic control by two different structures at depth, interpreted as a fault-propagation folds. The progressive unconformities developed in both forelimbs of these folds show continuous motion and a general steady state between rates of uplift and rates of sediment accumulation. The progressive unconformities are developed mainly by the vertical component of the tectonic motion and by a continuous rotation of the forelimb of the anticlines.

Key words: Progressive unconformities. Angular unconformities. Overthrusting. Palaeogene. Ebro basin. Catalan Coastal Ranges. La Llena Range, Tarragona. Spain.

INTRODUCCION

Las relaciones geométricas entre las estructuras tectónicas y los sedimentos sincrónicos asociados a éstas permiten estudiar ampliamente la génesis y dinámica de los procesos tectonosedimentarios. También permiten acotar y datar la evolución de un sistema de cabalgamientos asociados (Burbank *et al.*, 1986; Jordan *et al.*, 1986).

Los mejores ejemplos conocidos de discordancias progresivas desarrolladas en sedimentos sintectónicos se localizan en las cadenas que limitan la cuenca de antepaís del Ebro: el Pirineo, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costeras Catalanas (CCC). Los espectaculares afloramientos que jalanan esas cadenas y la cuenca

de antepaís han sido causados por un nivel de erosión general relativamente alto y por los valles generados por ríos profundamente encajados que permiten la observación tridimensional de la geometría de esos depósitos (Riba, 1976). Las relaciones entre estructuras tectónicas y sedimentos sincrónicos asociados, han sido descritas tanto en zonas frontales de las cadenas montañosas (Riba, 1976; Anadón *et al.*, 1986; Pocoví *et al.*, 1990), como en zonas oblicuas (Martínez *et al.*, 1988; Vergés y Muñoz, 1990). Hasta el momento y a pesar del gran número de ejemplos citados, el análisis geométrico de dichos depósitos no ha sido estudiado con el suficiente detalle (Riba, 1976; Vergés y Riba, 1991).

En zonas que se hallan extensamente recubiertas por sedimentos depositados en el último período sintectónico o bien con posterioridad a éste, el estudio de líneas sísmicas permite conocer la geometría profunda de los sedimentos sintectónicos asociados a pliegues y cabalgamientos, como en las zonas transpresivas del S de California (Medwedeff, 1989) o bien en el Golfo de Méjico (Mount *et al.*, 1990). En otras zonas, el control mediante sondeos de la geometría del substrato asociado a sedimentos sintectónicos, permite una reconstrucción evolutiva del conjunto (DeCelles *et al.* 1991).

El ejemplo estudiado en la Serra de la Llena presenta una doble dificultad, ya que los sedimentos del Grupo Scala Dei recubren gran parte del substrato y no

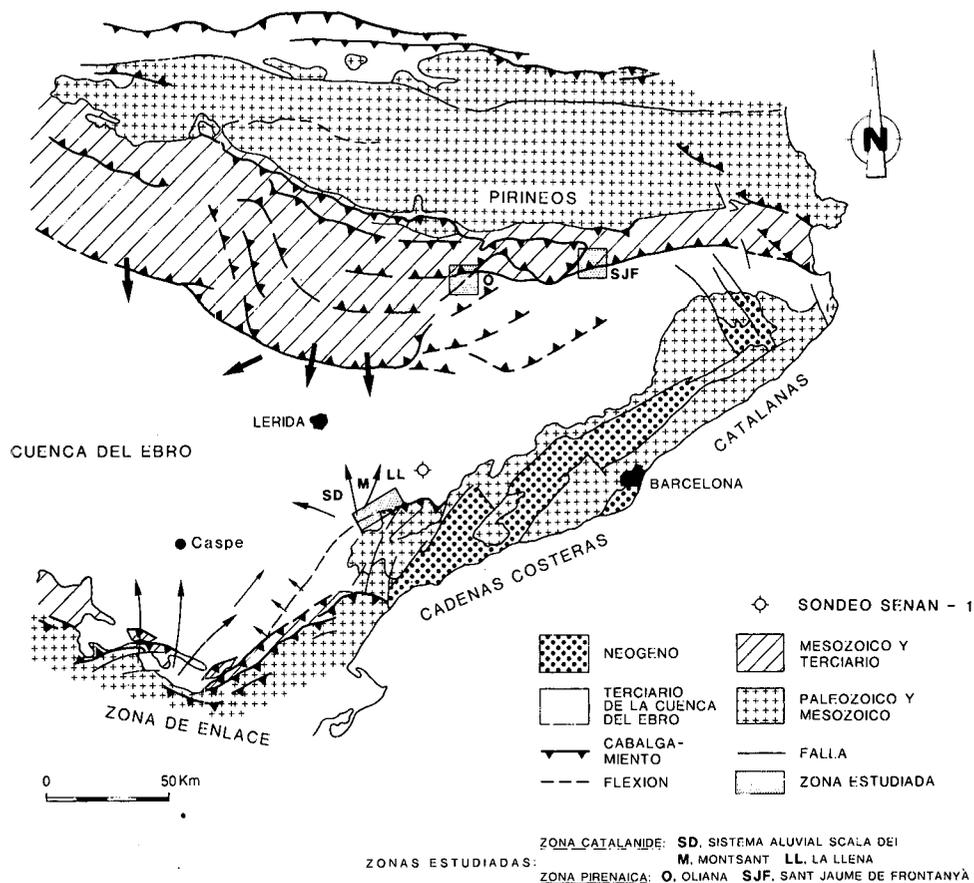


Figura 1.- Mapa de situación general con la disposición del Pirineo, las Cadenas Costeras Catalanas (CCC) y la zona de enlace con la Cordillera Ibérica que delimitan el sector oriental de la cuenca del Ebro. Se señala el área estudiada en las CCC, así como las zonas pirenaicas de referencia, Oliana y Sant Jaume de Frontanyà. Las flechas indican las paleocorrientes principales durante el Oligoceno.

Figure 1.- General map of the eastern part of the Ebro Foreland Basin, Pyrenees, and Catalan Coastal Ranges (CCC). Arrows show the main paleoflow directions during Oligocene times. The studied area corresponds to the frontal part of CCC at la Serra de la Llena. See location of Sant Jaume de Frontanyà and Oliana along the Pyrenean frontal zone.

se tiene acceso ni a la información sísmica ni a los sondeos profundos. Debido a todo ello, se han aplicado varios métodos indirectos que han permitido acotar las variables geológicas y construir un corte geológico profundo. Ese corte se halla en consonancia tanto con la geometría en cuña de los sedimentos sintectónicos, como con los parámetros definidos en el análisis de la arquitectura aluvial y fluvial (Colombo, 1980; 1986).

El corte geológico profundo permite estimar la potencia completa de los depósitos sintectónicos, superior a la que presentan en superficie ya que la geometría deposicional general corresponde a una gran cuña. También permite efectuar un cálculo del

acortamiento y levantamiento vertical durante el depósito de los sedimentos sintectónicos. La reciente datación de éstos sedimentos y de sus equivalentes mediante faunas de micromamíferos permite el cálculo de la tasa de acumulación de los sedimentos y también el cálculo de las velocidades de acortamiento y levantamiento vertical. Los resultados de este estudio, focalizado en un sector frontal de las CCC (Serra de la Llena), contribuyen a un mejor conocimiento de las relaciones tanto geométricas como genéticas entre la tectónica y la sedimentación asociada. La metodología empleada en la confección del corte geológico profundo, puede ser empleada en otros casos en los que el nivel actual de erosión no permita observar con

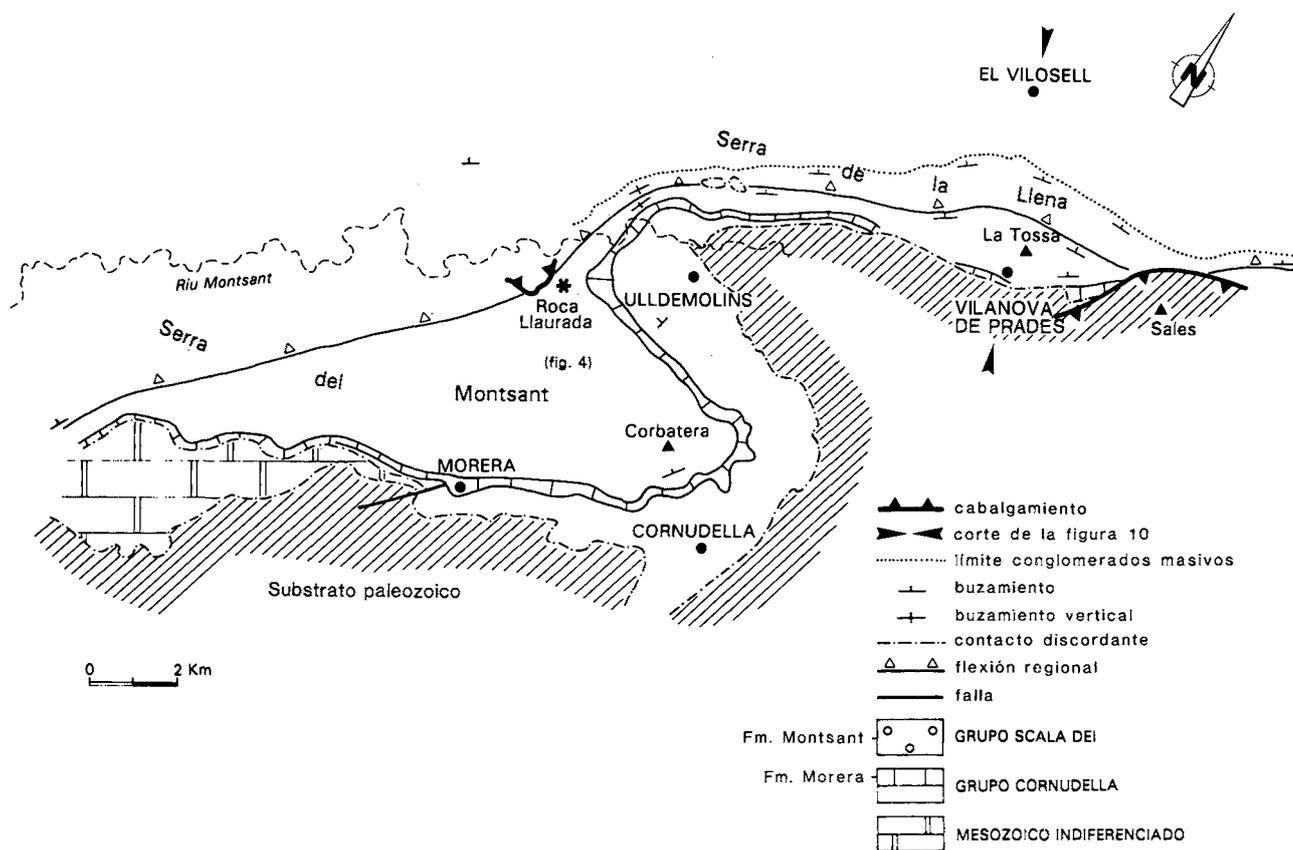


Figura 2.- Esquema geológico que muestra las principales características de la zona de la Serra del Montsant y Serra de la Llena. El límite entre los materiales del basamento y los paleógenos muestra una inflexión alrededor de la Serra del Montsant. Al Este de Vilanova de Prades los materiales paleozoicos del basamento cabalgan a los paleógenos (cabalgamiento dirigido hacia el N). Los sedimentos del Grupo Cornudella se disponen en «onlap» sobre el basamento, de manera que en las inmediaciones de Vilanova de Prades solo aparecen los materiales carbonatados de la Fm. Morera. El Grupo Scala Dei se coloca concordantemente sobre los materiales del Grupo Cornudella y discordantemente sobre los materiales del basamento preterciario. Esos sedimentos muestran geometrías sintectónicas muy características y están deformados por flexiones regionales.

Figure 2.- Geological sketch of la Serra de la Llena and la Serra del Montsant. The boundary between basement and Paleogene strata displays an inflexion which is occupied by the Montsant conglomerates. The Cornudella Group deposits onlap the basement to the North. It is unconformably overlain by the Scala Dei Group near Vilanova de Prades. Paleogene deposits are folded by a NE-SW trending flexure and display syntectonic geometries on the forelimb. A backthrust developed at la Roca Llaurada as a result of flexure and thinning of syntectonical deposits.

claridad las relaciones geométricas entre materiales sintectónicos y las estructuras tectónicas sincrónicas relacionadas con éstos.

CONTEXTO GEOLOGICO

La zona estudiada (Fig. 1) se localiza en el límite entre los materiales mesozoicos y paleozoicos que constituyen el frente montañoso de las CCC y los materiales paleógenos que constituyen el relleno de la cuenca del Ebro (Fig. 2). Debido a su naturaleza conglomerática, los depósitos constituyen la Serra del Montsant y la Serra de la Llena. La dirección general del frente de las CCC corresponde a una alineación montañosa ENE-WSW que muestra una acusada inflexión cartográfica ocasionada, en parte, por la gran extensión areal de los depósitos conglomeráticos de la Serra del Montsant. Al SW de esa inflexión, los materiales mesozoicos se hallan deformados mediante pliegues de dirección ENE-WSW con una clara vergencia hacia el NW, despegados a partir de los materiales triásicos del Muschelkalk medio y del Keuper (Robles, 1975; Colodrón y Orche, 1979; Teixell, 1986; 1988) y recubiertos discordantemente por los sedimentos paleógenos.

En el sector de la Serra de la Llena, los materiales paleógenos se disponen según varias unidades litoestratigráficas (Fig. 3) que constituyen dos Grupos bien diferenciados (Colombo, 1980; 1986). El inferior, que corresponde al Grupo Cornudella está formado por unos 400 m de materiales detríticos finos continentales con algunas intercalaciones de niveles lacustres y evaporíticos. Las calizas pisolíticas y margas de la Fm. Morera del Montsant, con una potencia del orden de 70-80 m, coronan al Grupo inferior constituyendo un nivel guía excelente. Geométricamente el Grupo Cornudella se sitúa en «onlap» sobre el substrato, acuñándose tanto en sentido SW como en sentido NE, de manera que las calizas de la Fm. Morera se sitúan directamente sobre el basamento, llegando a desaparecer en la transversal de la localidad de Vilanova de Prades.

Por encima del anterior se sitúa el Grupo Scala Dei que corresponde a una potente sucesión, del orden de 1600 m. de materiales terrígenos gruesos de origen aluvial. La Fm. Montsant corresponde predominantemente a los conglomerados o facies más proximales, la Fm. Margalef corresponde a conglomerados y areniscas principalmente, y las Fm. Flix y Fm. Blancafort corresponden a areniscas finas y lutitas, y lutitas, areniscas y carbonatos lacustres respectivamente (Fig. 3). El Grupo Scala Dei corresponde a un Sistema Depositional Aluvial (en el sentido de Fisher y McGowen, 1969) que progresa hacia el NW y se halla constituido por cuatro megasecuencias superpuestas (M_1 - M_4).

Geométricamente, en la transversal de Vilanova de Prades, los materiales del Grupo Scala Dei muestran una doble flexión monoclinal buzante al NW, organizada mediante una flexión S o de traspais seguida por una flexión N o de antepais. Los materiales cenozoicos localizados en la flexión del traspais se hallan en contacto con el substrato, mientras que la flexión del antepais tiene una mayor representación regional (Figs. 2 y 10). En cada una de estas flexiones las capas se disponen en abanico, subverticales las más antiguas (inferiores) y subhorizontales las más modernas (superiores) formando una discordancia progresiva característica de los sedimentos sintectónicos. La megasecuencia M_1 se halla involucrada preferentemente en la flexión S, mientras que las megasecuencias M_2 , M_3 y M_4 se hallan involucradas principalmente en la flexión N. El pequeño cabalgamiento con buzamiento N y vergencia S, de la Roca Llaurada se forma aprovechando la flexión de las capas y su geometría en abanico (Figs. 2 y 4).

CONTEXTO SEDIMENTOLOGICO

Durante el Eoceno superior y el Oligoceno, se desarrollaron diversos sistemas sedimentarios aluviales, fluviales y lacustres que contribuyeron al relleno sedimentario de la parte oriental de la cuenca del Ebro. Su propia dinámica como cuenca de antepais ligada principalmente a la evolución del orógeno pirenaico, se halla estrechamente ligada a la evolución de la actividad tectónica en sus márgenes. Aunque el Pirineo fué un margen de cuenca tectónicamente activo desde el Cretácico superior (Puigdefábregas, 1975; Puigdefábregas y Souquet, 1986), los márgenes meridionales de esa cuenca, también lo fueron con una actividad menor, pero con posterioridad. La cuenca del Ebro como consecuencia de los últimos episodios de emplazamiento de los mantos pirenaicos (Puigdefábregas *et al.*, 1986) adquirió sus características estructurales principales durante el Oligoceno. En esa época también se generalizó la actividad tectónica en sus márgenes meridionales constituídos por las CCC y la Cordillera Ibérica.

A partir del Eoceno superior y hasta el Oligoceno la actividad tectónica en las CCC, centrada en el sistema principal de fallas de desgarre condicionó (Anadón *et al.*, 1985; Guimerà, 1988; Guimerà y Alvaro, 1990)) la coexistencia de fallas de desgarre senestras asociadas a fallas inversas que localmente generaron algunos mantos de corrimiento. Estos que, si en un principio, fueron de escasa entidad, condicionaron posteriormente una respuesta sedimentaria notable. La actuación de las fallas de zócalo llegó a condicionar el tipo y distribución de las facies. En el sector estudiado de la cuenca del Ebro, se desarrollaron importantes sistemas sedimentarios de abanicos aluviales relacionados

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERAL SERRA DE LA LLENA

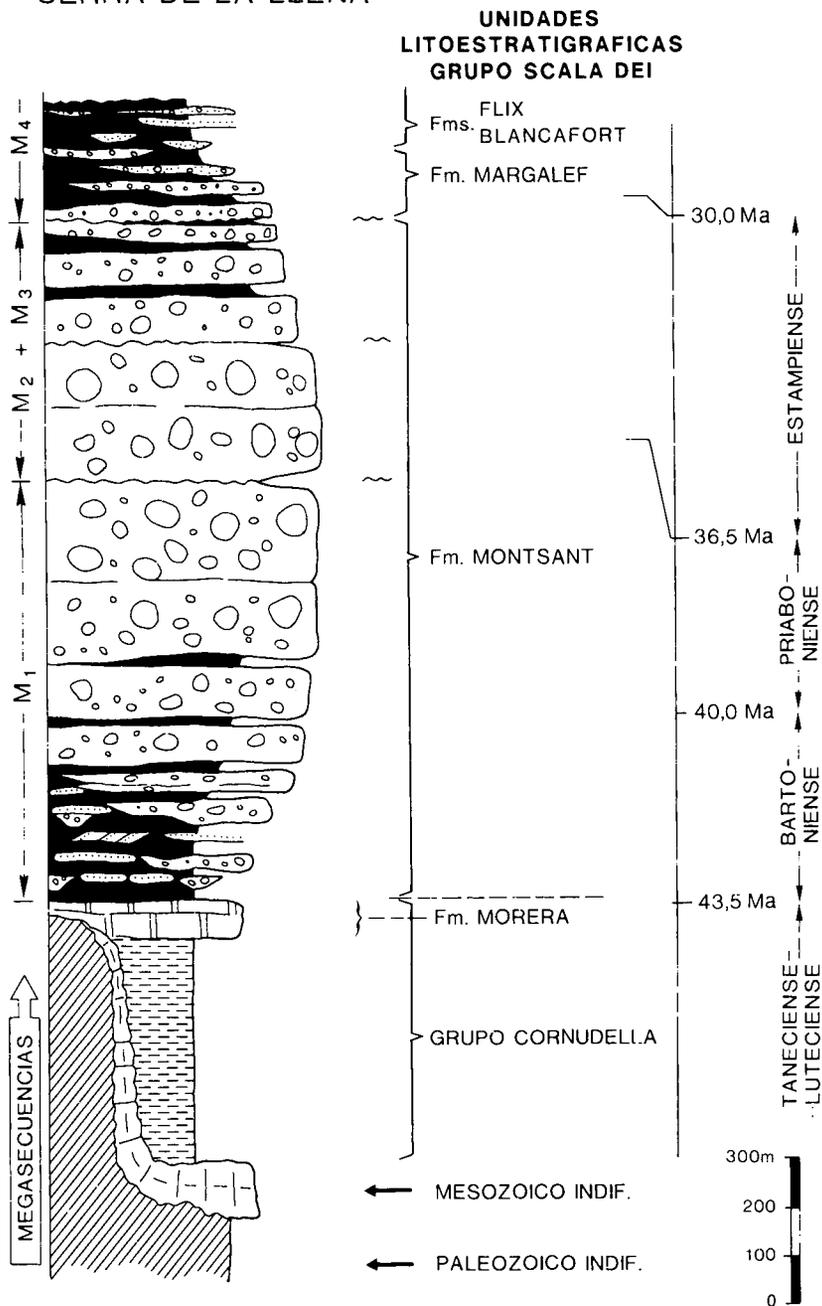


Figura 3.- Sección estratigráfica de la Serra de la Llena. El basamento corresponde a los materiales paleozoicos que soportan discordantemente a los mesozoicos. El Grupo Cornudella se dispone discordantemente sobre el substrato preterciario y muestra una disposición progradacional («onlap») hacia el NNW, siendo los materiales carbonatados de la Fm. Morera los que muestran una mayor extensión areal. El Grupo Scala Dei (1600 m.) se halla organizado en 4 megasecuencias que tienen características de depósitos sintectónicos. Las edades se basan en datos paleomastológicos.

Figure 3.- Serra de la Llena stratigraphic section. The Cornudella Group shows a prograding geometry to the NNW. The lacustrine deposits of the Morera Fm. display a great areal extension. The 1600 m thick Scala Dei Group is divided into 4 megasequences separated by angular unconformities. Ages are based on micromammal fauna.

con extensos sistemas fluviales distributivos (Figs. 3 y 5) que se relacionaban distalmente con sistemas lacustres hacia centro de la cuenca. En los conglomerados proximales de los abanicos aluviales se desarrollaron diversas discordancias progresivas (Anadón *et al.*, 1986) como consecuencia de la actividad tectónica en su área fuente relativamente próxima.

Procesos Depositionales

El estudio de los procesos deposicionales que han condicionado los materiales del Grupo Scala Dei, permite deducir el contexto deposicional de los cursos acuosos que los han transportado y sedimentado, así como sus variaciones tanto locales como generales. La variabilidad local se debe a los condicionantes tanto morfológicos como hidráulicos, mientras que las variaciones generales permiten deducir la existencia de condicionantes externos (tectónicos) a la dinámica propia del Sistema Depositional.

Los materiales terrígenos gruesos que constituyen la mayor parte de la Serra de la Llena, se disponen en forma de diferentes litosomas intercalados entre materiales lutíticos y arenosos más finos. Los litosomas corresponden a cuerpos conglomeráticos de geometría predominantemente lenticular hacia la base de la sección estratigráfica, mientras que hacia la parte superior (Fig. 6) predominan los niveles de gran extensión lateral.

Los conglomerados muestran fábricas soportadas por los clastos, que junto a una granodecrecencia hacia arriba y a los contactos basales claramente erosivos, sugieren que los materiales terrígenos fueron transportados mediante flujos acuosos en régimen turbulento. La disposición vertical de las diferentes asociaciones de facies implica, por lo general, una disminución importante de la energía de los procesos de transporte y deposición de los materiales.

Los cuerpos lenticulares con una marcada cicatriz erosiva basal, muestran una disminución vertical de la

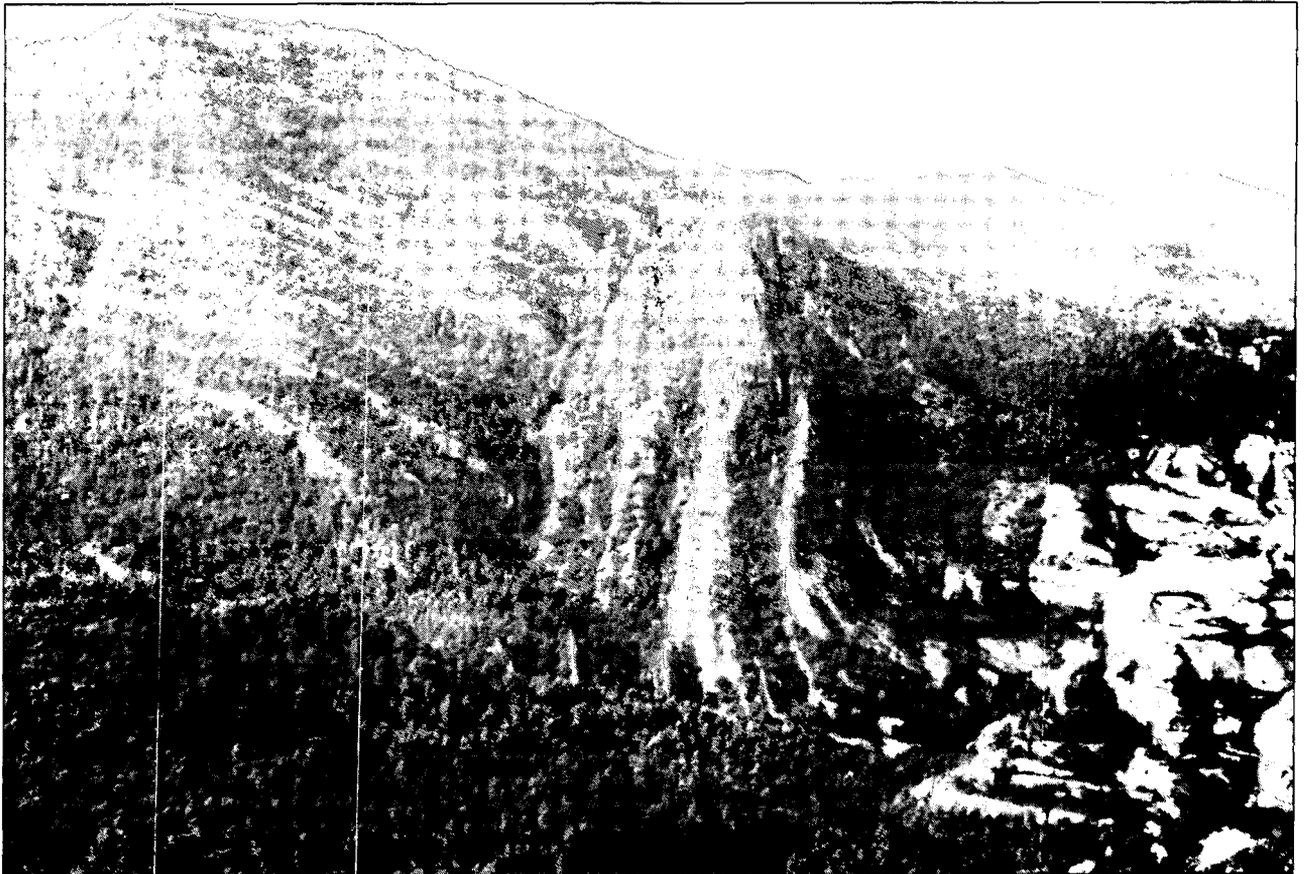


Figura 4.- Visión hacia el W del cabalgamiento en sentido S de La Roca Llaurada. Este cabalgamiento de pequeñas dimensiones se ha desarrollado en el flanco norte de la flexión regional principal que afecta a los conglomerados paleógenos del Grupo Scala Dei. Localización en la Fig. 2.

Figure 4.- View to the West of Roca Llaurada backthrust. This was formed in the forelimb of the regional NE-SW trending flexure. See Fig. 2 for location.

granulometría de los terrígenos a la vez que una mayor presencia de intercalaciones arenosas con diversos tipos de estructuras sedimentarias tractivas (dunas, ripples, areniscas laminadas, etc). Todo ello implica un transporte y deposición de los materiales mediante el concurso de corrientes acuosas turbulentas y confinadas. A techo y lateralmente existen niveles de areniscas con una gran extensión y persistencia lateral, que presentan restos de laminación cruzada (ripples, laminación horizontal,...) originada durante el transporte de materiales mediante diversos tipos de formas de fondo. Corresponden a desbordamientos laterales a partir de los canales que predominantemente transportaban gravas (Fig. 7).

En algunos cuerpos conglomeráticos son localmente muy abundantes los oncolitos y las construcciones estromatolíticas dispersos entre los materiales terrígenos gruesos. Esto sugiere un período más o menos prolongado de inactividad sedimentaria que posibilita el desarrollo de esas construcciones algales y su pequeña removilización, en función de la circulación mas o menos continuada de flujos acuosos con gran

cantidad de carbonato cálcico en solución. Posteriormente se produce una reactivación de los procesos de transporte acuoso y turbulento. El transporte de sedimentos terrígenos gruesos se realiza de una manera periódica y episódica, tal y como lo sugieren los crecimientos estromatolíticos intercalados, localmente importantes, que en algunos casos se encuentran en forma de grandes clastos (Figs. 8 y 9).

La persistencia estratigráfica de los cuerpos conglomeráticos lenticulares aislados entre sí, implica un gradiente longitudinal bastante importante y sugiere que éstos se rellenaban por sedimentos con una cierta rapidez. Solamente en períodos de grandes crecidas tenían la posibilidad de desbordarse y generar otro nuevo canal funcional, migrando episódica y oblicuamente mediante procesos de avulsión.

Los cuerpos de gran extensión lateral y con gran cantidad de cicatrices internas de diverso orden y magnitud, sugieren una deposición principal mediante procesos de transporte acuoso turbulento del tipo de flujos de arroyada en manto (sheet flood). Las cicatrices menores estarían originadas por cursos de menor

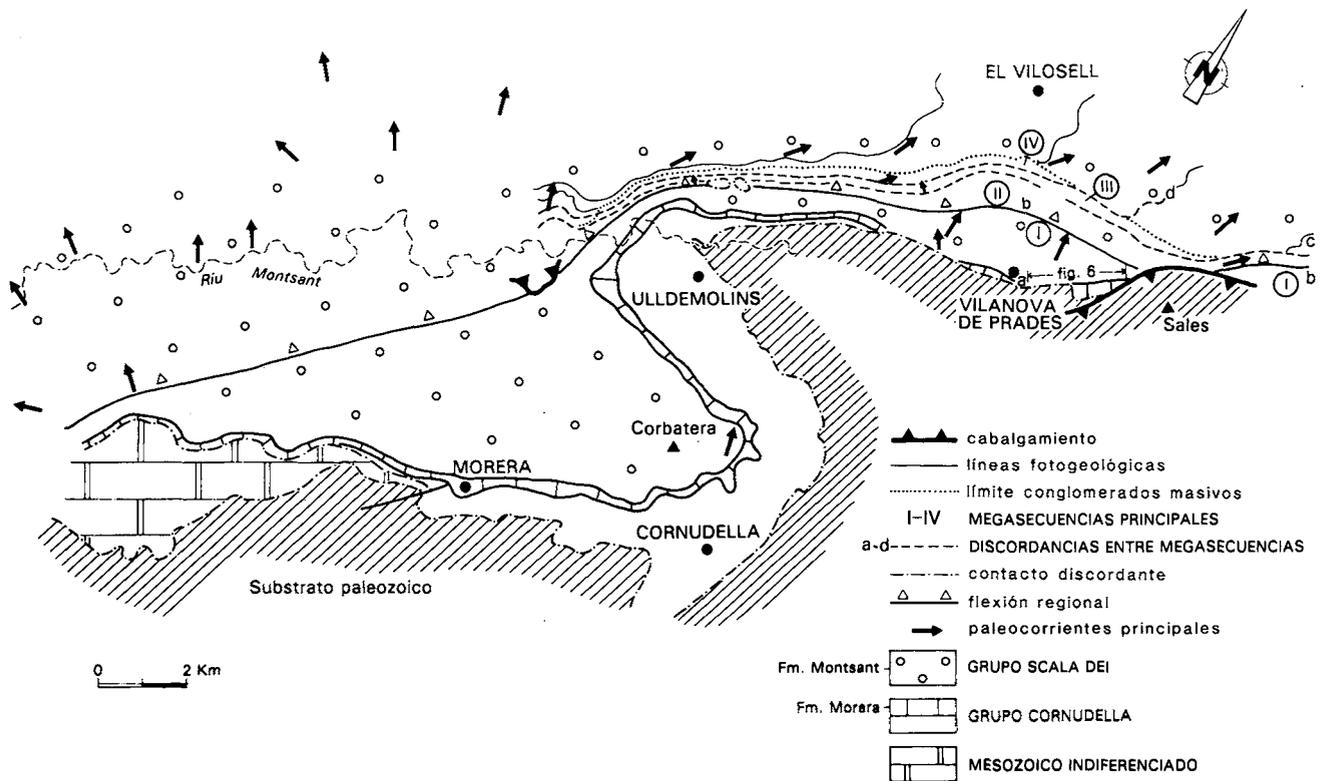


Figura 5.- Distribución de las megasecuencias conglomeráticas del Grupo Scala Dei. Son mas evidentes en la Serra de la Llana, donde se hallan limitadas por discordancias angulares. En el Montsant esa diferenciación se hace difícil ya que las megasecuencias tienen contactos concordantes entre ellas. Se han situado las paleocorrientes principales.

Figure 5.- Distribution of conglomeratic megasequences of the Scala Dei Group. These display internal progressive unconformities and are separated by angular unconformities at la Serra de la Llana. At la Serra del Montsant, the complete section shows conformable contacts. Arrows show the alluvial paleoflow directions.

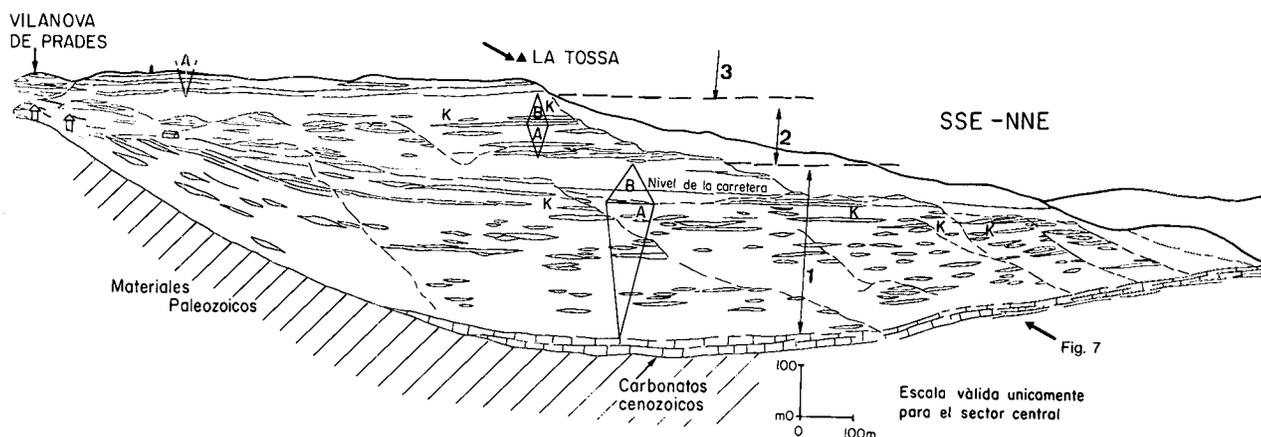


Figura 6.- Arquitectura aluvial de la megasecuencia inferior (M_1) en la Serra de La Llena, que se halla organizada en tres macrosecuencias superpuestas. Estas macrosecuencias (1-3) muestran tendencias verticales grano y estratocrecientes (tramo A), seguidas por tendencias grano y estratodecipientes (tramo B). Hacia la parte superior de las macrosecuencias se aprecia la existencia de algunos cuerpos conglomeráticos (K) con superficies de acreción lateral que corresponden a barras de meandro de granulometría gruesa. En el sector de Vilanova de Prades se aprecia la existencia de una discordancia progresiva que afecta parcialmente (tramo A) a los niveles de la macrosecuencia inferior (1). (Colombo y Vergés, 1991).

Figure 6.- Lower Megasequence (M_1) alluvial architecture at la Serra de la Llena. This is constituted by the piling of 3 different macrosequences. These (M_1 - M_3) show a thickening and coarsening upward tendency (A), followed by thinning upward tendency (B). Conglomeratic bodies (marked by K) with lateral cross-stratification, outcrop in the upper part of each macrosequence. These are interpreted as coarse-grained meander belts. At Vilanova de Prades, the lower part (A) of the lower macrosequence (1) displays a progressive unconformity.

entidad que se desarrollarían subordinadamente a los flujos principales.

Es muy característica la dispersión vertical de los clastos, heredados de la destrucción de una cobertera mesozoica que reposa sobre un basamento hercínico constituido por pizarras y algunos granitos. Así, los clastos correspondientes a los materiales más modernos se acumulan en las partes más bajas de las secuencias conglomeráticas, mientras que los clastos de materiales más antiguos tienden a acumularse hacia las partes más altas de las secuencias. Esta distribución característica corresponde a una «montaña invertida».

Por contra, en las secuencias conglomeráticas más altas (M_3 y M_4 principalmente), los clastos de rocas más antiguas se hallan localizados hacia las partes más bajas de las secuencias. También los clastos de materiales más modernos, («cherts» de los niveles evaporíticos cuisienses del Grupo Cornudella), se hallan localizados hacia las partes más altas de las secuencias conglomeráticas. Todo esto implica una removilización de la mayoría de los clastos después de un período inicial de sedimentación. Se trata de una distribución vertical de la composición de los clastos que aparece invertida con respecto a la anterior («montaña invertida doble»), que indica una actividad tectónica posterior (removilización) a la primera sedimentación de los conglomerados, de manera que algunos de ellos son «canibalizados» en una etapa sedimentaria posterior.

La carencia de conglomerados con fábricas soportadas por una matriz lutítica podría implicar una ausencia significativa de procesos de flujos masivos en el transporte y deposición de los niveles conglomeráticos. Como que en el área fuente mesozoica existen niveles con un contenido lutítico suficiente como para originar flujos masivos con matriz lutítica, es sorprendente su escasa representación. Hay que considerar que la removilización sucesiva de los conglomerados previamente depositados, hace que los tramos conglomeráticos que hubieran podido tener fábricas primarias características de la deposición de flujos masivos, no se lleguen a preservar aún en el caso de que se hubieran depositado significativamente.

Arquitectura aluvial

El análisis de la arquitectura aluvial ha sido realizado principalmente para los depósitos terrígenos de la parte inferior del Grupo Scala Dei.

La disposición general de las unidades diferenciadas muestra que hacia la parte inferior de toda la sucesión, son muy abundantes los litosomas conglomeráticos con geometría lenticular que se hallan dispersos entre los materiales terrígenos de granulometría más fina. Hacia las partes más altas, los litosomas conglomeráticos tienden generalmente a ser de tipo tabular y muestran algunas intercalaciones de materia-

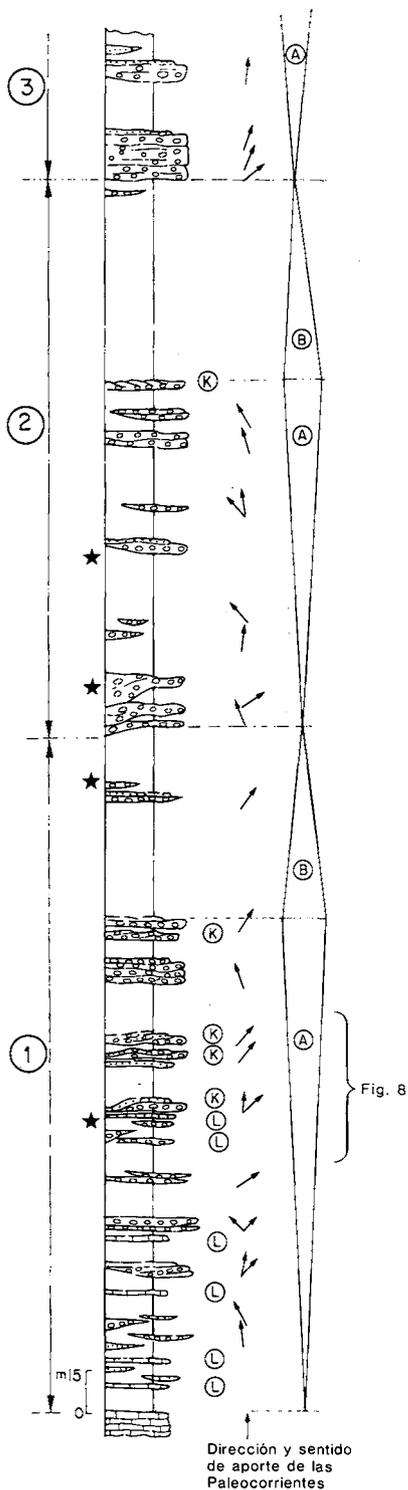


Figura 7.- Columna estratigráfica de la megasecuencia inferior (M_1) en la Serra de la Llena. Se aprecia la existencia de algunos niveles lacustres y palustres (L) mas abundantes hacia la parte inferior. En los cuerpos lenticulares conglomeráticos se puede apreciar la existencia de algunas construcciones algales estromatolíticas y oncolíticas (estrellas).

Figure 7.- Lower megasequence (M_1) stratigraphic section at la Serra de la Llena. Lacustrine and palustrine levels (L) are more abundant in the lower part of the section. Stromatolitic and oncolitic algal constructions were developed on top of conglomeratic channels (showed by black stars).

les terrígenos mas finos con una gran extensión lateral.

Los litosomas lenticulares, predominantes en los tramos inferiores (Fig. 6), se hallan separados entre si por tramos de granulometria mas fina. Esto parece implicar una elevada tasa de sedimentación de los materiales mas finos a la vez que una baja variabilidad de avulsión de los cursos acuosos principales.

En función de la geometria de los litosomas conglomeráticos, de sus características intrínsecas y de la existencia de tramos con predominio de lutitas, se han diferenciado varias unidades de primer orden (**megasecuencias**) que a su vez se hallan constituídas por unidades de segundo orden (**macrosecuencias**) formadas a su vez por unidades de tercer orden (**secuencias unitarias**).

Las unidades de primer orden (**megasecuencias**) se hallan separadas entre si por discordancias angulares, muy evidentes hacia los bordes de cuenca, que hacia centro de cuenca pasan a sus conformidades estratigráficas relativas. Las unidades de segundo orden, (**macrosecuencias**) quedan limitadas por variaciones sedimentarias que corresponden a continuidades sedimentarias, sobre las que se disponen litosomas que muestran una variación significativa de paleocorrientes con respecto a las unidades inferiores. Por último las unidades de tercer orden (**secuencias unitarias**) se hallan separadas por discontinuidades generadas durante los procesos hidráulicos que han condicionado su transporte.

El análisis de la arquitectura deposicional se ha centrado en la megasecuencia mejor expuesta, la inferior que permite diferenciar claramente tres macrosecuencias (Fig. 7). Estas se caracterizan por una tendencia vertical a incrementar la importancia de los materiales terrígenos de granulometria gruesa (A), seguida por una rápida disminución de éstos hacia el techo (B). Existen dos macrosecuencias bien desarrolladas, mientras que de la tercera solo se aprecia el tramo inicial. Cada macrosecuencia se halla constituída por el apilamiento vertical de secuencias unitarias positivas, grano y estrato decrecientes. La mayoría de los niveles corresponden a depósitos con una baja relación anchura/altura (geometría lenticular), generados por el relleno de canales estrechos, alargados y con un gradiente topográfico relativamente elevado. Hacia la parte superior de las macrosecuencias se aprecia la existencia de algunos niveles conglomeráticos con

una mayor relación anchura/altura (geometría alargada), con una geometría claramente convexa y discontinuidades oblicuas que afectan a todo su espesor. Pueden haber sido generados por cursos fluviales sinuosos con características meandriformes.

En algunos casos se puede apreciar la existencia de litosomas conglomeráticos que muestran una geometría superficial convexa y una geometría basal relativamente plana. Además se hallan caracterizados por una buena gradación granulométrica vertical, lo que parece implicar un descenso importante de la energía de los procesos hacia arriba. Hay que resaltar el hecho

de que existen cicatrices oblicuas que se extienden sin solución de continuidad desde la cicatriz basal hasta la parte más alta del cuerpo conglomerático. Por otro lado hay que hacer hincapié en que esas cicatrices oblicuas se extienden también a los tramos lutíticos situados por encima de los cuerpos terrígenos convexos. Estas evidencias así como las trazas de la disminución oblicua y vertical de los *sets* de laminación cruzada generada por diferentes formas de fondo tractivas, sugieren que se trata de una estratificación cruzada tipo *epsilon* (Allen, 1963), característica de los cursos meandriformes. A pesar de que la granulometría de los materiales es bastante gruesa, el flujo helicoidal era

SSW - NNE

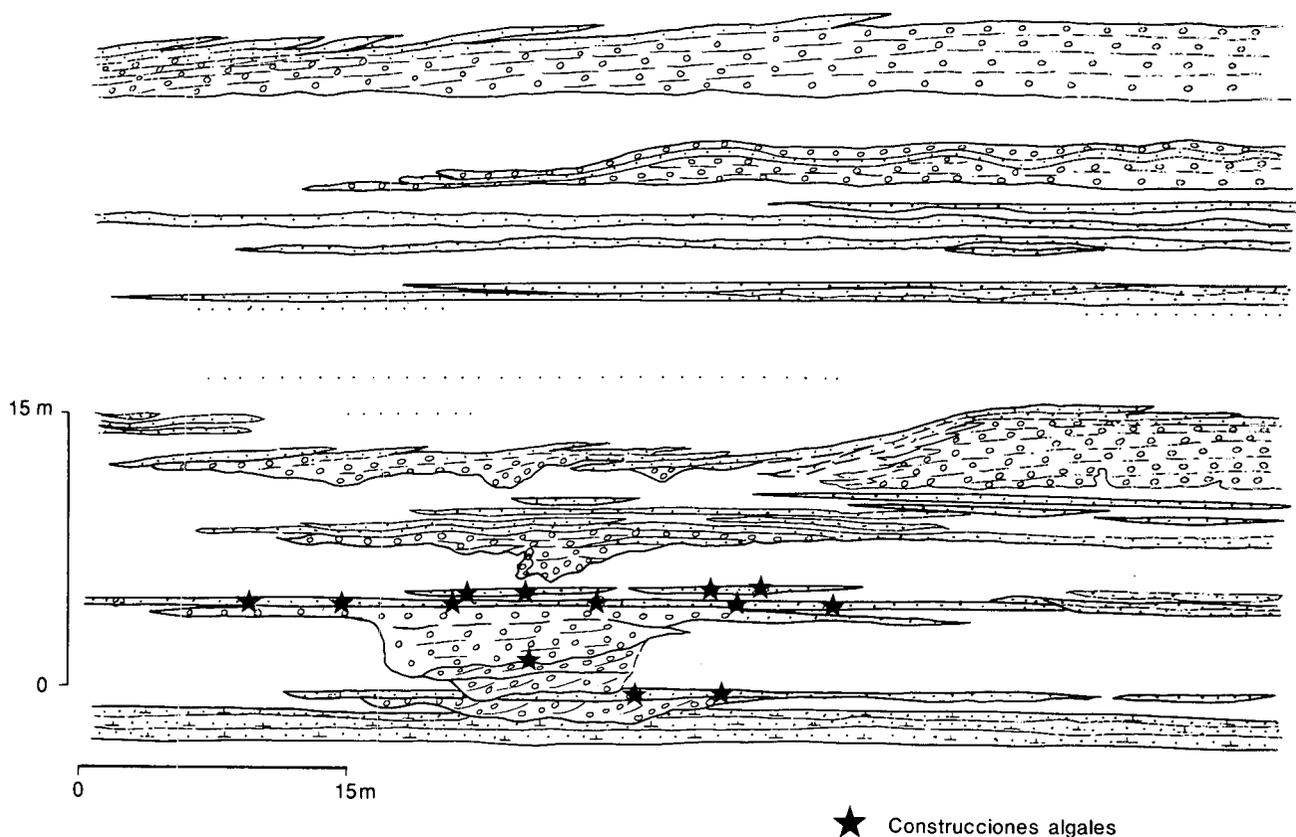


Figura 8.- Geometría de los cuerpos conglomeráticos de la macrosecuencia inferior (1) correspondiente a la primera Megasecuencia (M_1) de los conglomerados de la Serra de la Llena. Hay que resaltar el cambio de estilo fluvial representado, por un lado por los niveles lenticulares en los que existen algunas construcciones algales, y por otro, por los cuerpos persistentes lateralmente y con superficies de acreción lateral. Los cursos deberían ser episódicos tal como lo sugiere la existencia de un pequeño canal residual instalado en los restos del canal activo correspondiente al tramo meandriforme inferior. Existe una intensa bioturbación verticalizada (raíces) que destruye la laminación interna de los niveles con granulometría más fina. Localización en la Fig. 7.

Figure 8.- Lower macrosequence conglomeratic bodies geometry. This macrosequence corresponds to the Lower megasequence (M_1) at the Serra de la Llena. There is a change from well-channelized conglomerates with algal deposits to lateral extensive sand bodies. Note intensive vertical borrowing activity (roots), destroying the internal lamination of the fine-grained deposits.



Figura 9.- Detalle de los crecimientos estromatolíticos y oncolíticos que se hallan situados dentro de los cuerpos conglomeráticos.

Figure 9.- Close-up view of stromatolitic and oncolitic deposits growing at the top of channelized conglomerates.

capaz de generar una cierta granoselección positiva a la vez que posibilitaba una cierta migración lateral del canal y la generación de barras de meandro de granulometría gruesa, (Arche, 1983; Ori, 1982) dentro de un canal excavado previamente. Posteriormente, el curso acuoso deja de ser funcional rápidamente y solo queda un pequeño canal residual efímero (Fig. 8).

Las características generales de los canales fluviales de tipo meandriforme (Leopold, Wolman y Miller, 1964; Schumm, 1977, 1981) implican que el flujo sea mas o menos perenne, que el aporte de materiales terrígenos sea bastante continuo y sobre todo que se haya producido una suavización importante de la pendiente topográfica general, que se traducirá en una disminución importante del gradiente. Esto implicaría, para los materiales terrígenos depositados en el sector de la Serra de la Llena, una suavización generalizada de la topografía. Esta disposición se repite en la macrosecuencia segunda y no se puede ver bien en la tercera.

En la parte mas alta de la sucesión se aprecia la existencia de algunos niveles con una alta relación

anchura/altura (geometría tabular), constituidos por secuencias unitarias grano y estratodecrecientes. Sus bases son claramente erosivas y su tendencia geométrica general con una gran extensión y persistencia lateral, implica la existencia de algunos episodios deposicionales no canalizados y de gran extensión (*sheet flood*).

Hay que tener en cuenta, además que la mayoría de los cuerpos conglomeráticos lenticulares y con estratificación cruzada tipo *epsilon*, conservan únicamente las barras de meandro (*point bars*) con inclinación preferente hacia el WNW, esto sugiere que las que posiblemente se hubieron generado con otra orientación pueden haber desaparecido. De acuerdo con algunos autores (Leeder y Alexander, 1987) esto implica que, además de existir una importante suavización del gradiente longitudinal, se pudo generar un basculamiento general del plano deposicional. De manera que tenderán a preservarse preferencialmente los lóbulos de meandro cuya convexidad se oriente contrariamente a la pendiente regional desarrollada hacia el NE. Hay que resaltar el hecho de que existe una nula interconexión entre los sucesivos depósitos de mean-

dro que puede interpretarse como el resultado de una alta tasa de acreción vertical junto a fases de encajamiento de menor magnitud que la profundidad de los canales mayores (Allen, 1974). Además la poca proximidad lateral de los depósitos contiguos de lóbulo de meandro parece indicar una migración muy episódica y avulsiva. La presencia cada vez mayor de lóbulos de meandro hacia las partes más altas y sobre todo hacia sectores situados hacia el ENE parece indicar una cierta tendencia de migración del cinturón asimétrico de meandros en ese sentido (Fig. 8).

La presencia de niveles con bioturbación verticalizada, desarrollados predominantemente en los tramos arenosos y lutíticos, caracterizados por un enriquecimiento en nódulos carbonatados, sugiere la existencia de varios tipos de niveles edáficos en diferentes estados de desarrollo. Corresponden a la implantación de

una cobertera vegetal desarrollada en los tramos lutíticos intercalados entre los tramos conglomeráticos. Todo ello implica que la sedimentación aluvial no fué continua sino que se realizó episódicamente y los diversos episodios quedaron separados por diferentes niveles de cobertera vegetal desarrollados en zonas sedimentariamente inactivas.

CORTE GEOLOGICO

El corte geológico profundo de Vilanova de Prades (Fig. 10) se ha construido teniendo en cuenta los factores geológicos siguientes: 1) la dirección del corte, NNW-SSE es perpendicular (Fig. 2) a la dirección de las estructuras geológicas regionales; 2) continuación en profundidad de los buzamientos observados en superficie teniendo en cuenta la geometría en cuña de las partes apicales de los depósitos sintectónicos.

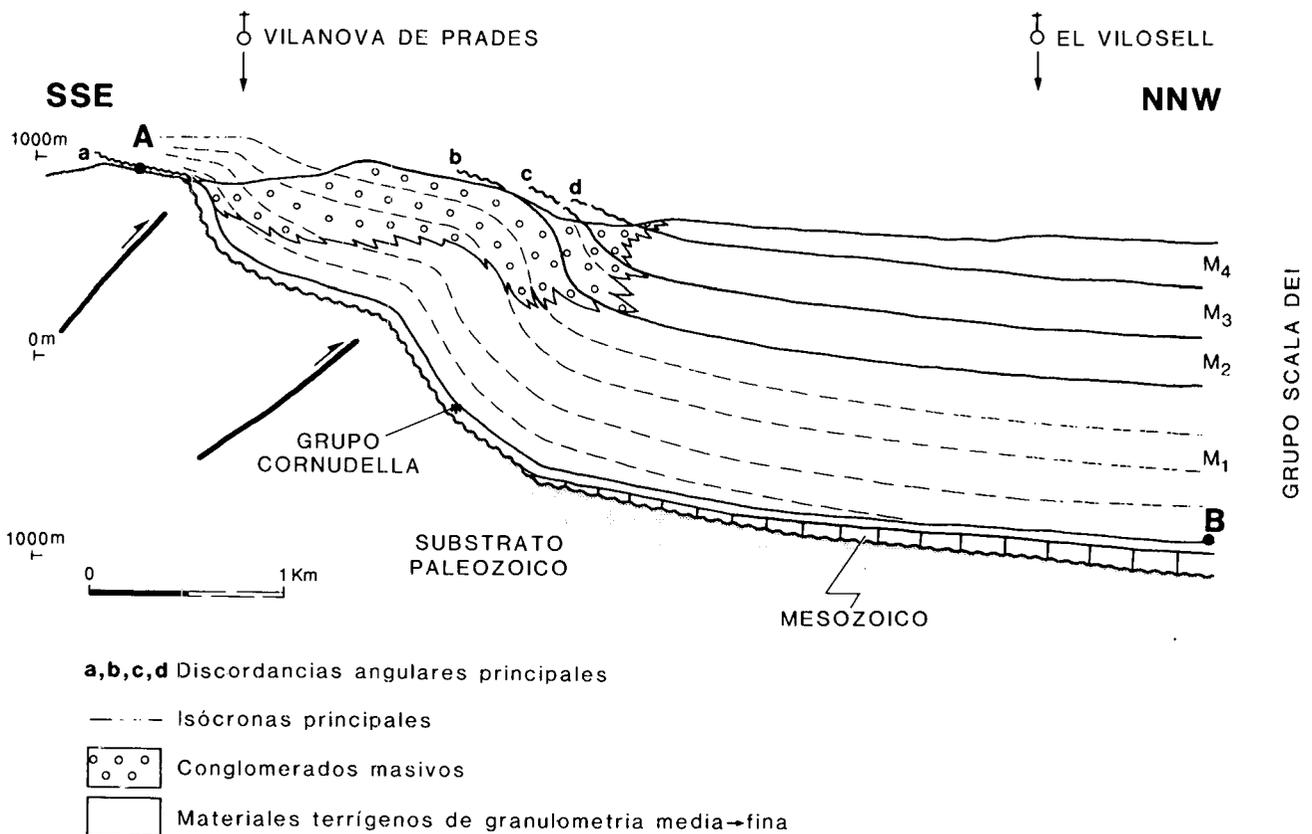


Figura 10.- Corte geológico profundo realizado a partir del análisis estructural y sedimentológico de los materiales sintectónicos del Grupo Scala Dei. Las discordancias progresivas que afectan a materiales de edad diferente, implican la existencia de varias estructuras tectónicas, indicadas por los cabalgamientos ocultos relacionados con las flexiones observables en superficie. Se aprecian varias discordancias angulares superpuestas (a-d) que corresponden a los límites de las megasecuencias M_1 - M_4 .

Figure 10.- Geological cross-section constructed from structural and sedimentological data analysis of the Scala Dei Group deposits. Wedge-shaped syntectonic geometries (progressive unconformities) involve different strata. M_1 for the lower and hinwards one and M_2 - M_3 for the upper and forwards one. These are related to deep structures interpreted as fault-propagation folds. The Sales thrust, outcropping at the eastern edge of the studied area, constitutes one of these thrusts (See Fig. 12). Shortening between points A and B, located at the same strata deposited at a very low gradient ($<1^\circ$), is 700 m. This shortening represents a minimum value due to symplified geometry of the boundary basement-cover. The amount of uplift between the same points (A-B) is 1900 m during the sedimentation of the syntectonic Scala Dei Group.

cos y la potencia que esos materiales muestran en el afloramiento; 3) inexistencia de materiales mesozoicos en el substrato aflorante y poca potencia de los materiales del Grupo Cornudella bajo la Serra de la Llena y 4) geología profunda de los materiales mesozoicos y del Grupo Cornudella, de acuerdo con los datos aportados por el sondeo de Senan 1 (Lanaja, 1987) situado 15 Km al NW de la zona estudiada (Fig. 10).

Del análisis del corte geológico se puede deducir un ligero aumento de la potencia de cada unidad hacia el antepaís, debido a la disposición general de las capas en forma de abanico. La potencia total deducida del corte es del orden de 1600 m mientras que la potencia medible en superficie es del orden de 1100 m. Las potencias deducibles del corte son las que se han utilizado para los cálculos de las tasas de acumulación.

La geometría del substrato, deducida a partir de la prolongación de las flexiones observadas en superficie, muestra unos pliegues dobles situados bajo cada una de las flexiones que forman los sedimentos del Grupo Scala Dei. La geometría del contacto basamento-cobertera, se ha dibujado de una manera muy simplificada. El hecho de que cada flexión involucre sedimentos sintectónicos de diferente edad indica que éstas se desarrollaron en etapas sucesivas (Vergés y Riba, 1991). La flexión S, situada hacia el traspais, afecta principalmente a los sedimentos de la megasecuencia M₁, mientras que la flexión N afecta preferentemente a sedimentos más modernos, indicando una propagación regional de la deformación hacia el antepaís (Colombo y Vergés, 1991). La geometría regional deducida de la correlación entre los materiales del corte geológico y el sondeo de Senan 1 (Fig. 1), junto con la inclinación regional de los depósitos, de 2-3° hacia el NNW, sugieren una disposición geométrica oblicua (*downlap*) de los depósitos del Grupo Scala Dei sobre los materiales infrayacentes.

Los valores de acortamiento (*shortening*) y levantamiento vertical (*uplift*) ocurridos durante el depósito de los sedimentos sintectónicos del Grupo Scala Dei se han calculado tomando los puntos A y B (Fig. 10) de referencia, situados en la parte más baja de la serie sintectónica. Debido a la suave paleopendiente regional (cerca a 1°) existente durante el depósito de esos materiales, se ha considerado que ambos puntos se encontraban en la misma horizontal. Así, el acortamiento entre los puntos A y B es de unos 700 m., que representa un valor mínimo debido a que se ha considerado una geometría simplificada en el contacto con el substrato. El levantamiento vertical entre los mismos puntos A y B tiene un valor de 1900 m.

Tasas de acumulación de los materiales del Grupo Scala Dei:

En este apartado se trata de hacer un primer ensayo de cuantificación de las tasas de acumulación de los

materiales sedimentarios estudiados, a partir de su datación y espesor.

El conjunto de los materiales detríticos acumulados durante el relleno del margen SE de la cuenca de antepaís del Ebro, fueron depositados durante un período de tiempo comprendido entre un Paleoceno superior y un Oligoceno superior.

Teniendo en cuenta la biozonación paleomastológica conocida en la zona estudiada (Agustí *et al.*, 1987), relacionada con la escala estratigráfica al uso (Schmidt-Kittler, 1987) y suponiendo una buena correlación con las tablas de dataciones absolutas más aceptadas en la actualidad, se han calculado las tasas de acumulación correspondientes a las unidades estratigráficas de las que se conoce su potencia y se estima el período de tiempo que representan. Como que en las diferentes tablas consultadas (Berggren *et al.*, 1985; Haq *et al.*, 1988; Harland *et al.*, 1990) existen algunas variaciones en cuanto a las edades absolutas y sobre todo respecto a los límites de las edades, se ha utilizado únicamente la tabla de Berggren *et al.*, (1985). Los datos de las tasas de acumulación así calculados, aun cuando corresponden a valores sin descompactar, pueden ser comparables con otros calculados para unidades similares y localizadas en el flanco surpirenaico (Burbank *et al.*, 1992 a; Burbank *et al.*, 1992 b).

Las unidades inferiores, que corresponden a la Fm. Mediona y al Grupo Cornudella, se han depositado en un lapso de tiempo comprendido entre un Taneciense medio y un Luteciense superior - Priaboniense. Se ha calculado que la tasa de acumulación global para las unidades inferiores (Colombo, 1980; 1986) puede variar entre 3 y 3,6 cm/1.000 años (3-3,6 cm/K.a.). Debido a los datos todavía provisionales de la aceptación cronoestratigráfica de los yacimientos de vertebrados del Grupo Cornudella (Colombo *et al.*, 1991), las tasas de acumulación deben ser entendidas como aproximativas.

Para un mejor conocimiento de las relaciones entre la tectónica y la sedimentación, se ha realizado un ensayo de cuantificación de la tasa de acumulación de las megasecuencias conglomeráticas relacionadas con las estructuras tectónicas más próximas. La base de la megasecuencia inferior se halla en continuidad estratigráfica con las calizas de la Fm. Morera del Montsant depositada durante un período correspondiente a un Luteciense superior-Bartoniense (Colombo, 1986). Las faunas de micromamíferos halladas en el yacimiento de Rocafort de Queralt (Agustí *et al.*, 1987; Anadón *et al.*, 1987; Feist *et al.*, en prensa), situado en los equivalentes distales de la megasecuencia inferior, indican una edad del Priaboniense superior para el tramo superior de la primera megasecuencia.

La segunda megasecuencia, que se halla separada de la primera mediante una discordancia angular, se caracteriza por estar constituida por materiales terrígenos de granulometría gruesa. Debido a la dificultad de separarla de la siguiente, sus tasas de sedimentación se han calculado globalmente. La tercera megasecuencia constituida en gran parte por la F. Margalef y su equivalente lateral-distal la Fm. Blancafort, corresponde a un equivalente lateral de los tramos basales de las unidades carbonatadas de la Fm. Tàrrega. Los yacimientos de fosiles encontrados en los perfiles de la localidad de Forés, indican una edad Estampiense superior (Agustí *et al.*, 1987; Feist *et al.*, 1991). Los yacimientos de Ciutadilla (Anadón *et al.*, 1987) y sobre todo el del Pla del Pepe (Feist *et al.*, en prensa), indican una edad cercana al límite Estampiense-Catiense para la parte superior de la tercera megasecuencia. Por tanto, la parte terminal de la tercera megasecuencia fue depositada durante un Estampiense superior, muy cercano al límite Estampiense-Catiense que estaría situado en unos tramos cercanos a la parte alta de la Fm. Calizas de Tàrrega. La cuarta megasecuencia, bien representada en los materiales conglomeráticos del Monsant, se halla constituida en gran parte por la Fm. Margalef. En la Serra de la Llena esta megasecuencia reposa mediante una discordancia angular, bien representada en el vértice geodésico «Sierra de la Llena». Esta megasecuencia empezó a depositarse en una época cercana al límite Estampiense-Catiense y su deposición se prolongó hasta bien entrado el Catiense superior.

El valor de 9,14 cm/K.a. corresponde a la tasa media de acumulación para el conjunto de las cuatro megasecuencias. Las tres megasecuencias inferiores se depositaron durante un período que abarca desde un Luteciense superior-Bartoniense hasta la parte alta del Estampiense superior. En concreto la primera megasecuencia representa un lapso de unos 6,5 millones de años (6,5 M. a.). La segunda y la tercera corresponden a un lapso de 7 millones de años. Aunque si se considera que la prolongación meridional de las Calizas de la Panadella (Anadón *et al.* 1989) puede corresponder la retrogradación que marca el límite entre la segunda y la tercera megasecuencias, éstas representarían 4 millones de años y 3 millones de años respectivamente. La cuarta megasecuencia que se depositó en un período que abarca desde el límite Estampiense-Catiense hasta bien entrada la parte superior del mismo Catiense, representa un lapso del orden de 4 millones de años. Los límites utilizados para el cálculo de las tasas de acumulación corresponden aproximadamente a unos valores un poco por debajo y un poco por encima de los que las asociaciones de fosiles sugieren, por lo que la cuantificación corresponde a valores mínimos.

La tasa de acumulación correspondiente a la megasecuencia inferior constituida predominantemente por

materiales terrígenos gruesos, es de 13 cm/K.a. La segunda y tercera megasecuencias, tienen una tasa de acumulación de 7,5 cm/K.a., y la cuarta megasecuencia tiene una tasa de acumulación del orden de 6 cm/K.a.. Teniendo en cuenta que las dos megasecuencias intermedias (segunda y tercera) se depositaron en un lapso de tiempo (7 M. a.) bastante parecido al que corresponde a la primera megasecuencia (6,5 M.a.), hay que considerar que existe una acusada variación en las tasas de acumulación. Así, la importante actividad sedimentaria de la primera megasecuencia, fue seguida por una etapa de menor actividad sedimentaria que afectó a la segunda y tercera megasecuencias, la deposición de la cuarta megasecuencia se realizó con unas pautas similares a las de las dos megasecuencias anteriores (Fig. 11).

Distribución areal:

Los conglomerados de la Serra del Monsant con las mismas facies y la misma génesis que los de la Serra de la Llena, se disponen en continuidad cartográfica con éstos y tienen una potencia total acumulativa muy similar. La gran diferencia estriba en su representación cartográfica, ya que si los conglomerados masivos de la Serra de la Llena en el sector de Vilanova de Prades se extienden radialmente unos 3 km y sus equivalentes distales además se extienden otros 7 km como máximo, los del Monsant se extienden radialmente hacia el WNW casi unos 40 km.

Los conglomerados de la Serra de la Llena (Figs. 2 y 5) ofrecen una marcada inflexión cartográfica con respecto a los de la Serra del Monsant y entre ambos existe un gran afloramiento del substrato paleozoico situado entre las poblaciones de Vilanova de Prades y Cornudella. Como la potencia total de los conglomerados es de la misma magnitud, esa inflexión cartográfica no parece obedecer únicamente a causas sedimentarias. Por lo tanto las diferencias cartográficas pueden tener una estrecha relación con las estructuras tectónicas.

Los conglomerados de la Serra del Monsant, con un ligero buzamiento general hacia el NNW, tienen una estructura en forma de un surco sinclinal muy suave alargado en sentido W-E aproximadamente, que sólo se halla afectado por la flexión estructural regional de dirección NE-SW. Los conglomerados de la Serra de la Llena muestran una disposición estructural caracterizada por la verticalidad de algunos de sus tramos, lo que les confiere una restricción cartográfica muy marcada. Como que esta disposición, característica de las discordancias progresivas allí desarrolladas, implica necesariamente una deformación sincrónica a la sedimentación, esta podría ser la causa de la desaparición de los conglomerados en el sector comprendido entre las localidades de Vilanova de Prades y Cornudella. Así, una lámina cabalgante podría arras-

trar parte de los conglomerados depositados previa y sincrónicamente, de manera que los conglomerados situados sobre el substrato paleozoico y en el área indicada podrían tener un espesor menor. Por consiguiente, esos conglomerados hubieran podido ser dismantelados con facilidad en episodios posteriores, en el momento en el que se produjera la superposición de las dos láminas cabalgantes principales. La gran extensión cartográfica de los conglomerados de la Serra del Montsant puede estar relacionada con la flexión regional, así ésta podría inducir una importante ruptura de pendiente y a su vez los conglomerados masivos del Montsant podrían actuar de área fuente de los nuevos tramos conglomeráticos que se extienden más hacia el WNW.

Las tasas de acumulación calculadas para los dos cuerpos conglomeráticos principales implican que los

conglomerados del Montsant se depositaron en una cantidad similar y durante un lapso de tiempo ligeramente mas largo que sus homónimos de La Llena. Hay que tener en cuenta que los conglomerados del Montsant se han depositado a partir de un Luteciense superior-Bartoniense y han continuado sedimentariamente activos hasta un Catiense superior.

La variación en la sedimentación parece ligada a una mayor actuación tectónica en el sector de La Llena, con la implantación de las dos láminas cabalgantes que condicionan principalmente la generación de las dos discordancias progresivas superpuestas. La restricción areal de los tramos inferiores de los conglomerados de La Llena puede corresponder a un entrapamiento de los materiales terrígenos gruesos en un surco relativamente pequeño y suave, aproximadamente paralelo a los frentes de los cabalgamientos,

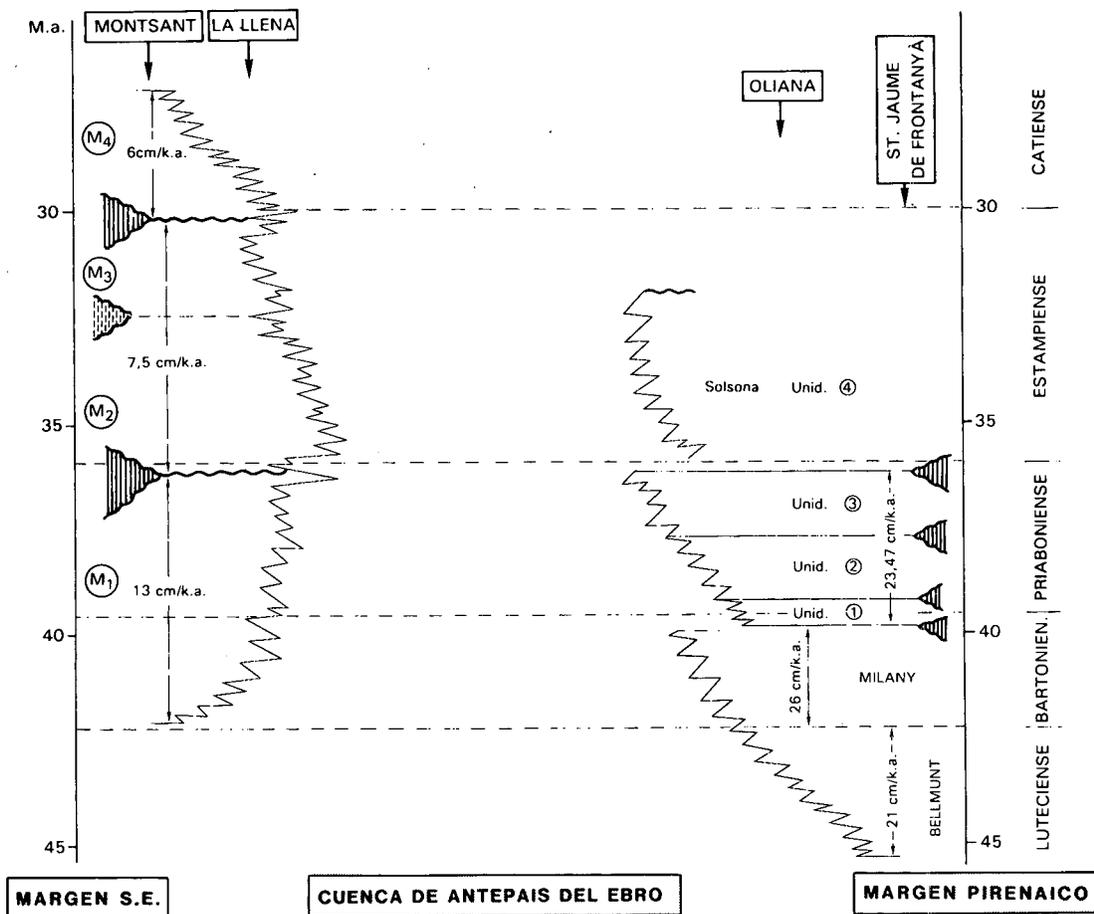


Figura 11.- Esquema de comparación de las tasas de acumulación de los conglomerados en los márgenes N (Pirineos) y SE (Cadenas Costeras Catalanas) del sector oriental de la cuenca de antepaís del Ebro. Las dataciones absolutas corresponden a la tabla de Berggren et al. (1985).

Figure 11.- Comparison between accumulation rates of the northern (Pyrenees) and SE (La Llena) margins of the foreland Ebro basin during middle and upper Eocene and Oligocene times. Rates and areal extension are bigger in the northern margin where an important thrust system was developed. Absolute timescale corresponds to Berggren et al. (1985).

que está muy condicionado por la subsidencia diferencial generada por la superposición de las dos láminas cabalgantes (Fig. 10).

En el caso del Montsant, la espectacular discordancia progresiva de La Roca Llaurada se desarrolla en correspondencia con la discordancia progresiva inferior de La Serra de la Llena y corresponde a la implantación de la primera lámina cabalgante. Debido probablemente a la poca entidad cartográfica de la segunda lámina cabalgante, ésta no deja sentir sus efectos sobre los conglomerados del Montsant que se extienden hacia el WNW sin solución de continuidad. Por lo tanto, se puede deducir que si las láminas cabalgantes en su frente reflejan el accidente mayor de orientación NE-SW, éste tiene un salto importante en el sector de Vilanova de Prades (Serra de la Llena) donde se generan dos discordancias progresivas superpuestas. Este salto es mucho mayor que en el sector del Montsant, donde solo queda evidenciada una discordancia progresiva principal. La disposición de elementos estructurales locales condiciona geometrías difíciles de correlacionar entre diferentes sectores, como es el caso de la Serra de la Llena y la Serra del Montsant.

Comparación con el margen pirenaico:

La comparación del flujo de sedimentos entre diferentes localidades de una cuenca de antepaís debe realizarse teniendo en cuenta factores geológicos tales como la distribución de las localidades respecto a los frentes de cabalgamiento, la distribución areal de los sedimentos, las facies sedimentarias, los análisis de descompactación y la edad de los materiales comparados.

Así, el análisis comparativo de las diferentes tasas de acumulación de los materiales terrígenos, correspondientes a los sectores pirenaico y catalán respectivamente, representa un primer ensayo en este tipo de comparaciones entre diferentes localidades de la cuenca de antepaís del Ebro.

Los materiales continentales comparables (aluviales y fluviales) situados en los márgenes pirenaico y catalán respectivamente, se hallan adosados a los frentes de cabalgamiento correspondiendo a un rango de edades muy similar. Además se hallan situados en los extremos de una misma transversal que afecta a la parte oriental de la cuenca de antepaís del Ebro. En el margen pirenaico se han considerado dos localidades situadas en Sant Jaume de Frontanyà y Oliana respectivamente (Figs. 1 y 11).

Las tasas de acumulación correspondientes a los sedimentos de la Fm. Bellmunt y de la Fm. Milany, en la localidad de Sant Jaume de Frontanyà y calculadas a partir de los datos de Burbank *et al.* (1992a, b), indican 21 cm/K.a. y 26 cm/K.a. respectivamente. Las

unidades de conglomerados 1, 2 y 3 de la localidad de Oliana (Burbank *et al.* 1992) indican 23,3 cm /K.a., 30,3 cm /K.a., y 16,6 cm/K.a. respectivamente, con una tasa media del orden de 23,5 cm/K.a.

Los resultados indican que la tasa de acumulación en el margen pirenaico es superior a la calculada para las megasecuencias de la Serra de la Llena. Además de una tasa de acumulación mayor, que puede llegar a ser del doble, los sedimentos gruesos de origen pirenaico ocupan una mayor extensión areal (Riba, 1976a, b; Sáez, 1987; Anadón *et al.* 1986) sugiriendo una gran transferencia de sedimentos hacia zonas más distales en las localidades pirenaicas comparadas. Por tanto, aun cuando la mayoría de los sedimentos comparables son de la misma edad en las dos zonas consideradas, el esfuerzo tectónico y por tanto su consiguiente respuesta sedimentaria empezó antes y con mayor intensidad en el Pirineo que en la zona de La Llena. En ésta última zona la actividad se prolongó hasta el Oligoceno superior, período a partir del que se produjo un cese generalizado de la actividad tectónica en las láminas cabalgantes de la zona pirenaica.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las CCC que constituyen el margen SE de la cuenca del Ebro corresponden a un margen pasivo (Riba 1967; 1976a, b) que no ejerce un control importante en la formación de la cuenca (Zoetemeijer *et al.* 1990). Aunque existe un sistema de cabalgamientos en las CCC (Anadón *et al.* 1979; 1985; Guimerà, 1988) asociado a la actuación transpresiva de las fallas principales, es de menor importancia que el pirenaico. Así, se conoce la existencia de láminas de basamento cabalgando a los sedimentos paleógenos tanto en las CCC como en la Cordillera Ibérica (Guimerà y Alvaro, 1990). Los afloramientos de materiales paleozoicos alejados de las CCC y situados al SW de la localidad de Caspe (Fig. 1) han sido interpretados como pertenecientes a una lámina tectónica limitada por un cabalgamiento oculto bajo los sedimentos paleógenos del relleno de la cuenca del Ebro (Zoetemeijer *et al.* 1990).

Los materiales terrígenos paleógenos depositados en la zona de la Serra de la Llena se hallan organizados en cuatro megasecuencias (M_1 - M_4) que implican (M_1 - M_3) una progradación hacia el NW del Sistema Depositional aluvial del Grupo Scala Dei, seguida de una retrogradación generalizada en la M_4 .

Las macrosecuencias diferenciadas en la megasecuencia inferior reflejan que la sedimentación se ha desarrollado preferentemente mediante el concurso de flujos acuosos que transportan los materiales terrígenos gruesos en forma de carga tractiva a través de canales estrechos y profundos de gradiente longitudinal elevado. Intercalados existen algunos niveles con-

glomeráticos depositados por cursos semi perennes, sinuosos y en zonas meandriformes que indican una importante suavización de la pendiente topográfica. Existen también, algunos niveles conglomeráticos de gran extensión lateral que han sido depositados mediante esporádicos eventos sedimentarios de arroyada en manto.

La distribución de las cuatro megasecuencias diferenciadas, así como la organización interna de las macrosecuencias estudiadas indica que hay algunos períodos en los que se produce una variación significativa en la acumulación de materiales terrígenos gruesos. Las facies y las asociaciones de facies estudiadas implican una importante continuidad en el aporte acuoso y por tanto no parece probable que pudieran existir condicionantes climáticos capaces de influir en los procesos sedimentarios. Las paleocorrientes de los diferentes niveles conglomeráticos no muestran una clara dispersión radial, lo que sugiere la existencia de condicionantes topográficos generales que impiden la actuación libre de los procesos autocíclicos de los abanicos aluviales. El análisis de la composición de

los clastos tampoco indica variaciones importantes en el area fuente. Por tanto, desde un punto de vista sedimentológico no parecen existir condicionantes suficientes como para generar una distribución areal y vertical de los materiales terrígenos gruesos tal como la que existe en la Serra de la Llena. Así, parece que la actividad tectónica asociada a la sedimentación, es la principal responsable de la estructura y distribución areal y vertical de los materiales terrígenos estudiados.

Los pliegues de basamento asociados a las flexiones se han interpretado geoméricamente como un tipo de pliegues en propagación (*fault-propagation fold*) en el frente de cabalgamientos ocultos (DeCelles, 1991; Suppe, 1983). La interpretación de pliegue-falla está corroborada por la presencia al ENE de Vilanova de Prades del cabalgamiento de gran ángulo de Sales (Figs. 2, 5 y 12) que superpone el basamento paleozoico sobre materiales paleógenos pertenecientes a la megasecuencia inferior (M_1). En la transversal estudiada, los cabalgamientos están ocultos y la flexión N, frente a la Serra del Montsant y la Serra de la Llena,

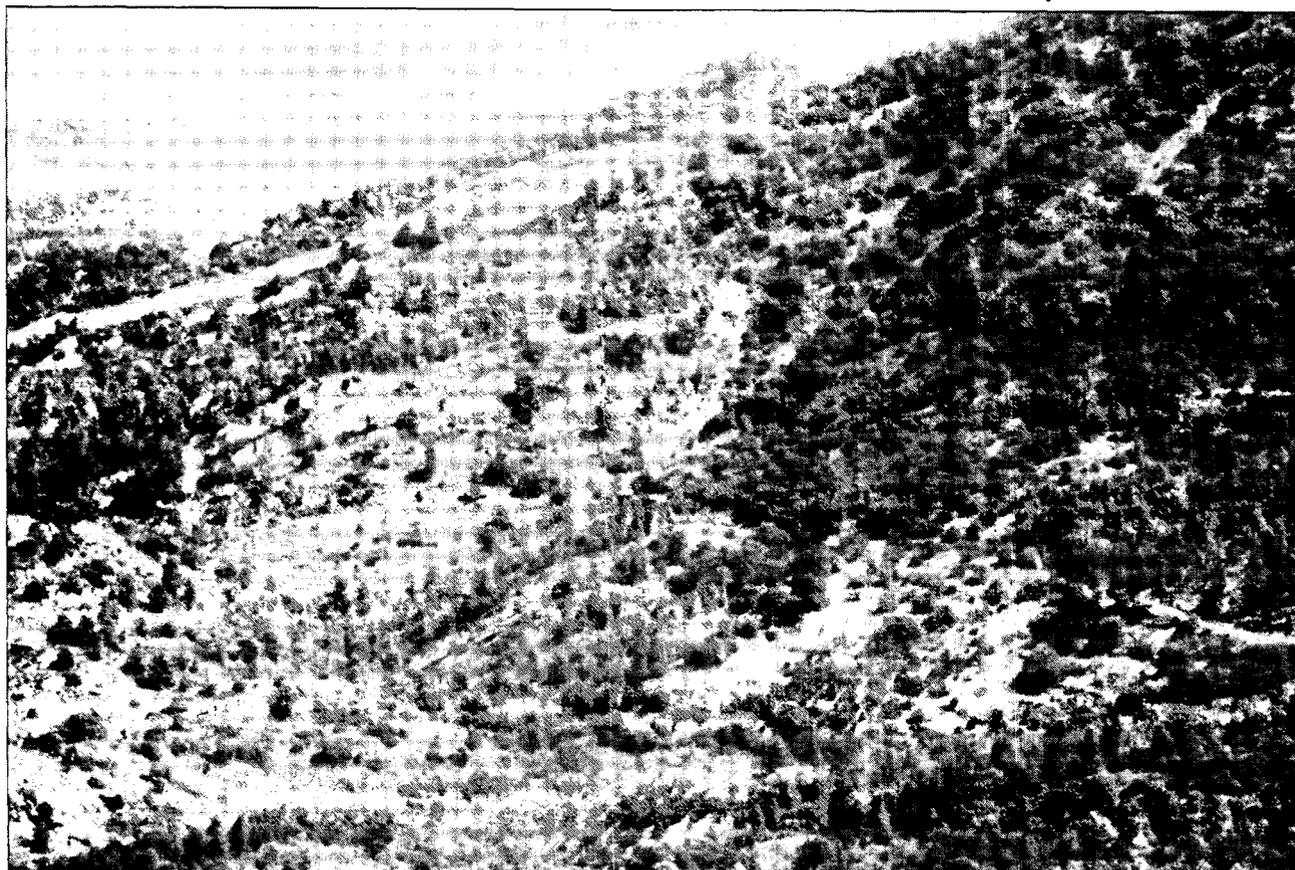


Figura 12.- Detalle del cabalgamiento de Sales (ver localización en la figura nº 2). La posición de los conglomerados, correspondientes a la parte superior de la megasecuencia inferior (M_1), sugiere un ángulo elevado del plano de cabalgamiento y una vergencia NNW, paralela a la de las demás estructuras.

Figure 12.- View of Sales thrust. Northward directed thrust places basement rocks over the upper part of the lower megasequence (M_1). The geometric relations of the footwall conglomerates imply a strong south dipping thrust. See location in Fig. 2.

representa la manifestación superficial de la línea de contorno (*tip line*) del sistema de cabalgamientos desarrollados en el sector estudiado de la Cordillera Costera Catalana.

La doble discordancia progresiva, que afecta a los materiales del Grupo Scala Dei (Fig. 10), indica un movimiento relativamente continuo durante el emplazamiento de las dos láminas cabalgantes; primero la situada hacia el traspais (superior) y luego la situada hacia el antepais (inferior). El resultado implica una rotación progresiva del flanco de antepais del pliegue generador de cada una de las discordancias progresivas. El modelo geológico de la Serra de la Llena, geoméricamente muy parecido al de DeCelles *et al.* (1991), corresponde a una rotación del flanco de antepais de cada uno de los pliegues generadores de las discordancias y un levantamiento vertical importante respecto al acortamiento. En el caso de la Serra de la Llena, la velocidad mínima de levantamiento vertical (1900 m / 17.5 M.a.) es de 10,85 cm / K.a., del mismo orden aunque ligeramente mayor a la velocidad de acumulación de sedimentos. Estos valores indican un cierto equilibrio entre levantamiento tectónico y acumulación, observable también a partir del análisis tanto de los procesos sedimentarios como de la arquitectura aluvial. La generación tanto de las discordancias angulares como de las repetidas variaciones en el sistema aluvial, caracterizadas por cambios desde canales aislados y con gradiente importante, a cursos sinuosos y con gradiente bajo, pueden ser condicionadas por pequeños cambios de la relación entre el levantamiento vertical y la acumulación de sedimentos. Los procesos sedimentarios imperantes durante la etapa deposicional, así como los datos suministrados por el conocimiento de la arquitectura aluvial, sugieren que la disposición de los conglomerados del Grupo Scala Dei está controlada por la actividad tectónica.

En períodos en los que la velocidad de levantamiento vertical sea menor que la velocidad de acumulación (punto B, Fig. 13), los sedimentos se depositan en la zona del traspais donde existe un espacio suficiente para alojar los depósitos, el gradiente general es menor, los clastos presentan una disposición vertical en forma de «montaña invertida», los conglomerados muestran una fábrica predominante soportada por la matriz, los cursos pueden llegar a ser sinuosos y se corresponden con estadios de retrogradación en el antepais.

En los períodos con una velocidad de levantamiento vertical mayor que la tasa de acumulación, los sedimentos se depositan en la zona del antepais, el gradiente general es elevado, los conglomerados con fábrica clastosoportada predominante muestran clastos que han sido retrabajados a partir de niveles conglomeráticos depositados previamente, los cursos son

rectilíneos proporcionando paleocorrientes aproximadamente ortogonales al frente montañoso, y se corresponden a estadios de progradación en el antepais.

En cada macrosecuencia, la distribución vertical de las facies parece indicar la combinación repetitiva de esos procesos. En ambos estadios se generan discordancias progresivas mediante la rotación del flanco del antepais, pero en el segundo caso se generan discordancias angulares en la zona del traspais de los depósitos. Es importante resaltar que la generación de una discordancia angular en una sección transversal determinada corresponde, en este modelo (donde la tectónica es determinante), a una variación local de las velocidades relativas de levantamiento vertical y acumulación de sedimentos, que a su vez pueden reflejar una variación en la dinámica de las estructuras tectónicas.

La disposición actual de los depósitos sintectónicos corresponde a la mayor tasa de levantamiento vertical neto, respecto a la tasa de acumulación, al S de la zona tectónicamente activa, a diferencia de los conglomerados de la Serra del Montsant que recubren una parte del basamento preterciario tectónicamente menos activo. La última megasecuencia (M_4) presenta una importante disminución granulométrica de los clastos, así como una distribución más homogénea en la disposición de las paleocorrientes provenientes del SW, sugiriendo un aporte sedimentario procedente de la Serra del Montsant, paralelamente a la dirección principal del frente montañoso y en un estadio de retrogradación general del sistema aluvial.

Localmente (Fig. 6) existe otra discordancia progresiva desarrollada a expensas del componente lateral del cabalgamiento superior y que afecta parcialmente a los materiales terrígenos de la primera macrosecuencia. Además, la presencia mayoritaria de unos determinados lóbulos de depósitos meandriformes de granulometría gruesa con superficies de acreción lateral inclinadas hacia el WSW, sugiere que solo se han preservado esos lóbulos en un sistema meandriforme asimétrico desarrollado en un plano sedimentario condicionado por un basculamiento general de tipo contrario (Leeder y Alexander, 1987), hacia el ENE.

A nivel de macrosecuencia se observa que las paleocorrientes, deducidas del estudio de los diferentes «canalones basales» (*gutter casts*), muestran una gran variación en la vertical. Cuando se desarrolla una nueva macrosecuencia las paleocorrientes basales indican progradación hacia el NNW, mientras que hacia el techo son muy evidentes las paleocorrientes hacia el ENE. Esto sugiere la existencia de una pendiente inicial pronunciada hacia el NNW y que poco a poco va basculando hacia el NNE y ENE. El estudio de las superficies de acreción lateral de los cuerpos conglomeráticos meandriformes permite deducir un bascula-

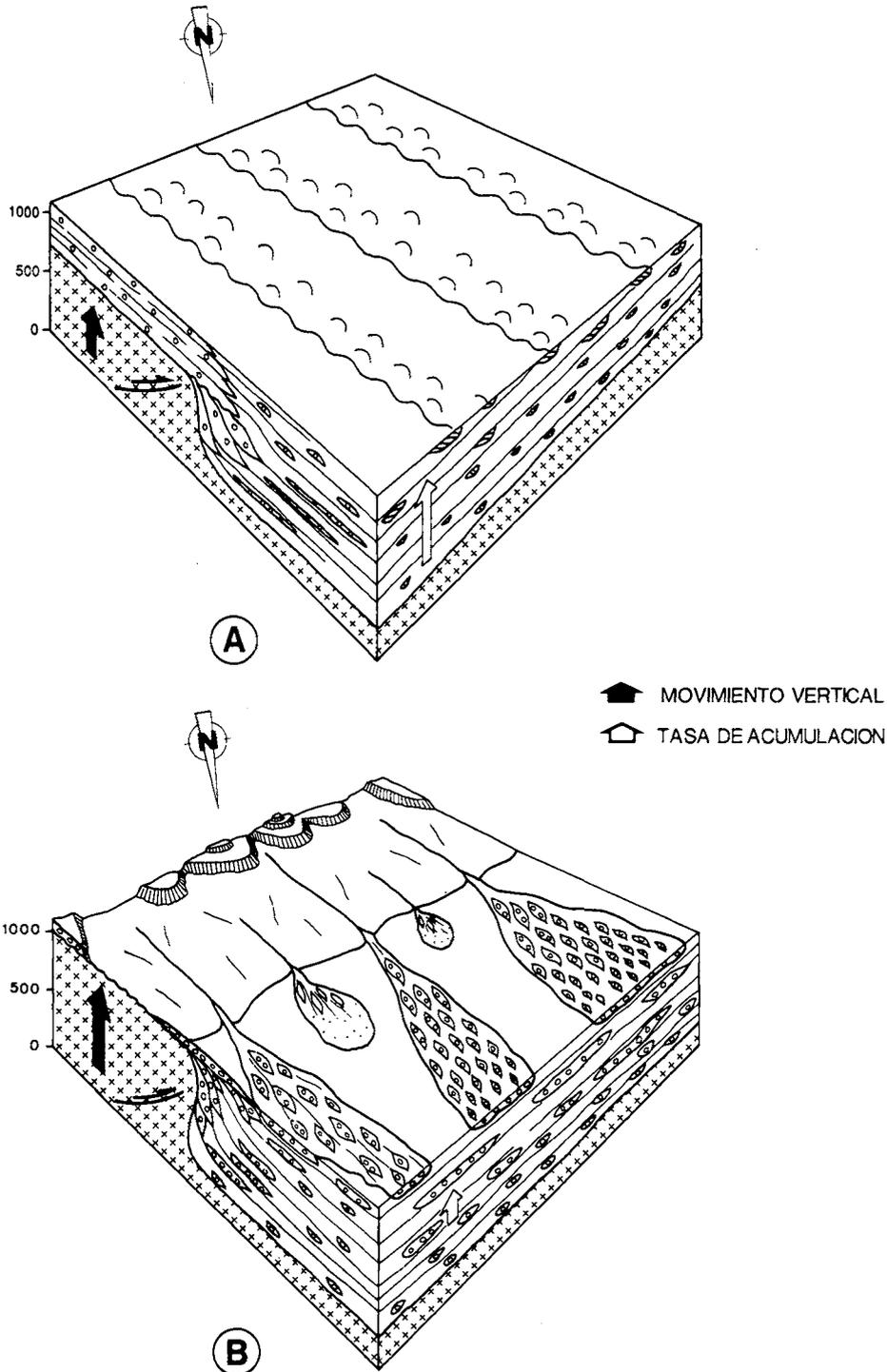


Figura 13.- Esquema de las relaciones de predominio de la velocidad de acumulación de sedimentos sobre velocidad de movimiento vertical (A) y predominio de la velocidad de levantamiento vertical sobre la velocidad de acumulación de sedimentos (B). Durante ambos períodos, la continua rotación del flanco de antepaís del anticlinal genera una discordancia progresiva. A escala media, cada una de las macrosecuencias observadas podría estar formada por un estadio inicial de progradación (B) seguido por un estadio de retrogradación o estabilidad (A).

Figure 13.- Block diagrams showing the relationships between sedimentation and tectonics depending of the relative rates of uplift and accumulation. During stage A, with accumulation rates larger than syntectonic uplift, the sediments were deposited in the hinterland. There was a low local gradient with meandering streams, abundance of fine grained material, and local aggradation. During stage B, with higher syntectonic uplift rates than accumulation rates, there was a cannibalization of previous deposits. The paleoflow was normal to the mountain front and corresponded to a local progradational phase. Each macrosequence at la Serra de la Llena could be formed by an initial stage of progradation (B), followed by a retrogradational stage (A). The development of progressive unconformities during the deposition of the Scala Dei Group imply a continuous motion of thrust tectonics.

miento repetitivo del plano de deposición hacia el ENE. Así, las máximas expansiones episódicas de los cuerpos conglomeráticos (conglomerados de l'Espluga de Francolí, ...etc.) se efectúan primero hacia el NNW y principalmente hacia el ENE.

Por tanto se puede deducir que en la zona del Montsant y la Llena los conglomerados del Grupo Scala Dei corresponden a un Sistema Depositional de Abanicos aluviales desarrollado como respuesta sedimentaria a la actividad tectónica en el área fuente. Así mismo, la repetida actividad tectónica en los márgenes de la cuenca ha condicionado el desarrollo de diferentes discordancias progresivas que implican un desplazamiento paulatino y sinsedimentario del borde de cuenca hacia el NW.

El análisis de las facies sedimentarias y de la arquitectura deposicional de los materiales terrígenos estudiados, sugiere que el basculamiento sinsedimentario puede haber sido controlado por la implantación, con velocidades diferentes según los lugares, de dos láminas cabalgantes superpuestas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos vivamente las sugerencias y los comentarios científicos aportados por D.W. Burbank, J. Cirés, J. Guimerà, Ph. Hogan, J. A. Muñoz, J. Pujadas, S. Reguant y O. Riba, así como las de los revisores científicos que han tenido la amabilidad de criticar este artículo. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto DGICYT. PB91-0805.

BIBLIOGRAFIA

AGUSTI, J., ANADON, P., ARBIOL, S., CABRERA, L., COLOMBO, F. y SAEZ, A., 1987: Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins). *Münchner. Geowiss. Abh. (A)*, 10: 35-42.

ALLEN, J.R.L., 1963: The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93-114.

ALLEN, J.R.L., 1974: Studies in fluvial sedimentation; implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. *Geol. Jour.*, 9: 181-208.

ANADON, P., CABRERA, L., GUIMERA, J. y SANTANACH, P., 1985: Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro basin. In: K. T. Biddle y N. Christie-Blick eds.: *Strike-slip deformation, basin deformation and sedimentation. S.E.P.M. Spec. Publ.* 37: 303-318.

ANADON, P., CABRERA, L., COLOMBO, F., MARZO, M. y RIBA, O., 1986: Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro basin margins (NE Spain). In P. Allen y P. Homewood eds.: *Foreland Basins. I.A.S. Spec. Pub.* 8: 259-271.

ANADON, P., CABRERA, L., COLLDEFORNS, B. y SAEZ, A., 1989: Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hispánica*, 24: 205-230.

ANADON, P., VIANEY-LIAUD, M., CABRERA, L. y HARTENBERGER, J.L., 1987: Gisements à vertébrés du Paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie. *Paleontol. Evol.*, 21: 117-131.

ANADON, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. y SOLE-SUGRAÑES, L., 1979: Evolución tectonoestratigráfica de Los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 242-270.

ARCHE, A., 1983: Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. In: J.D. Collinson y J. Lewin eds. *Modern and ancient fluvial systems. I.A.S. Spec. Publ.*, 6: 313-321.

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., y VAN COUVERING, J.A., 1985: Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 1407-1418.

BURBANK, D.W., RAYNOLDS, R.H. y JOHNSON, G.D., 1986: Late Cenozoic tectonics and sedimentation in the north-western Himalayan foredeep: II. Eastern limb of the northwest Syntaxis and regional synthesis. *I.A.S. Spec. Pub.*, 8: 293-306.

BURBANK, D.W., VERGÉS, J., MUÑOZ, J.A. y BENTHAM, P., 1992a: Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the Central Southern Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. America Bull.*, en prensa.

BURBANK, D.W., PUIGDEFÀBREGAS, C. y MUÑOZ, J.A., 1992b: The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean Foreland Basin, NE Spain. (en prensa)

COLODRON, I. y ORCHE, E., 1979: Mapa Geológico Nacional serie MAGNA nº 444 *Flix*, IGME.

COLOMBO, F., 1980: *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 2 vol, 609 pp.

COLOMBO, F., 1986: *Estratigrafía y sedimentología del paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España)*. *Cuad. Geología Ibérica*, 10: 55-115. Madrid

COLOMBO, F., MOYA, S., AGUSTI, J. y CHECA, L., 1991: Implicaciones estratigráficas de los yacimientos de vertebrados en el Paleógeno (Grupo Cornudella) de la zona de Ulldemolins (Tarragona): Resultados preliminares. *I Congr. Grupo Esp. Terciario., (Vic 1991), Comunicaciones*, : 82-83.

COLOMBO, F. y VERGÉS, J., 1991: Discordancias progresivas en el margen SE de la cuenca del Ebro: implicaciones sedimentarias y tectónicas. Serra de La Llena (Tarragona). *I Congr. Grupo Esp. Terciario., (Vic 1991) Comunicaciones*, : 84-90.

DECELLES, P.G., GRAY, M.B., RIDGWAY, K.D., COLE, R.B., SRIVASTAVA, P., PEQUERA, N. y PIVNIK, D.A., 1991: Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103: 1458-1475.

FEIST, M., ANADON, P., CABRERA, L., CHOI, S.J., COLOMBO, F. y SAEZ, A.,: Upper Eocene - Lowermost Miocene charophyte succession in the Ebro Basin. Contribution to the charophyte biozonation in Western Europe. *Newsletters on Stratigraphy*. (en prensa).

FISHER, W.L. y MCGOWEN, J.H., 1969: Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of Oil and Gas. *Trans. Gulf coast Assoc. Geol. Soc.*, 17: 105-125.

GUIMERA, J. y ALVARO, M., 1990: Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* VI: 339-348.

GUIMERA, J., 1988: *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 600 pp.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. 1988: Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change.

- Sea-Level Changes-An Integrated Approach, *S.E.P.M. Spec. Publ.* 42: 71-108.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., SMITH, A.G. y SMITH, D.G., 1990: *A geologic time scale* 1989. Cambridge University Press., U.K., 263 pp.
- JORDAN, T.E., FLEMING, P.B. y BEER, J.A., 1986: Dating thrust-fault activity by use of foreland-basin strata. In Kleinspehn, L. y Paola, Ch. eds. *New Perspectives in Basin Analysis*: 307-330.
- LANAJA, J.M., 1987: *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME., 465pp.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. y MILLER, J.P., 1964: *Fluvial processes in geomorphology*. Ed. Freeman and Co., 522 pp.
- LEEDER, M.R. y ALEXANDER, J., 1987: The origin and significance of asymmetrical meander belts. *Sedimentology*, 34: 217-226.
- 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 relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta. Geol. Hisp.*, 23: 119-127.
- MEDWEDEFF, D.A., 1989: Growth fault-bend folding at Southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California. *A.A.P.G. Bull.*, 73(1): 54-67.
- MOUNT, V.S., SUPPE, J. y HOOK, S.C., 1990: A forward modeling strategy for balancing cross sections. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 74: 521-531.
- ORI, C.G., 1982: Braided to meandering channel patterns in humid region alluvial fan deposits, River Reno, Po plain (Northern Italy). *Sedim. Geology*, 31: 231-248.
- POCOVI, A., MILLAN, H., NAVARRO, J.J. y MARTINEZ, M.B. 1990: Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *Geogaceta.*, 8: 36-39.
- PUIGDEFABREGAS, C., 1975: La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos* Vol. 104. pp., 188.
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J.A. y MARZO, M., 1986: Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In P. Allen and P. Homewood, eds.: *Foreland Basins. I.A.S. Spec. Pub.* 8: 319-336.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P., 1986: Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- RIBA, O., 1967: Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la Depresión Central Catalana. *Act. Geol. Hisp.* 2: 1-6.
- RIBA, O., 1976: Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedim. Geology*. 15: 213-233.
- RIBA, O., 1976: Tectogenèse et Sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.* 2 s., Sect. I. vol. 4: 387-405.
- ROBLES, S., 1975: Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque del Cardó y sectores adyacentes (Prov. de Tarragona). *Act. Geol. Hisp.* 10: 59-66.
- SAEZ, A., 1987: *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Fac. Geología. Universitat de Barcelona.
- SCHMIDT-KITTLER, N., 1987: European reference levels and correlation tables. International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleogeology of the European Paleogene, Mainz, February 18th-21st 1987. *Münchner. Geowiss. Abh.* (A), 10: 15-19.
- SCHUMM, S.A., 1977: *The fluvial system*. John Wiley & Sons. Eds., 338 pp.
- SCHUMM, S.A., 1981: Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications. *S.E.P.M. Spec. Publ.* 31: 19-29.
- SOLE SABARIS, L., SOLE SUGRAÑES, L., CALVET, J. y POCOVI, A., 1975: *Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000 serie MAGNA nº 417 «Espluga de Francoli»* IGME. Madrid
- SUPPE, J., 1983: Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Amer. J. Sci.*, 283: 684-721.
- TEIXELL, A., 1986: *Estudi geològic de les serres de Pàndols, de Cavalls i del Montsant i de les seves relacions amb les depressions de l'Ebre i de Móra (Tarragona)*. Inédito. Tesi Llicenciatura. Fac. Geología. Universitat de Barcelona.
- TEIXELL, A., 1988: Desarrollo de un anticlinorio por transpresión, aislando una cuenca sedimentaria marginal (borde oriental de la cuenca del Ebro, Tarragona). *Rev. Soc. Geol. España*, 1(1-2): 229-238.
- VERGES, J. y MUÑOZ, J.A., 1990: Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. France*, 6(2): 265-271.
- VERGES, J. y RIBA, O., 1991: Discordancias sintectónicas ligadas a cabalgamientos: modelo cinemático. *I Congr. Grupo. Esp. Terciario. (Vic 1991). Comunicaciones* : 341-345.
- ZOETEMEIJER, R., DESEGAULX, P., CLOETHING, S., ROURE, F. y MORETTI, I., 1990: Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro basin. *J. Geophys. Res.*, 95: 2701-2711.