

Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides (*)

por P. ANADÓN**, F. COLOMBO**, M. ESTEBAN***, M. MARZO**, S. ROBLES****,
P. SANTANACH***** Y LI. SOLÉ SUGRAÑÉS***

(**) Departamento de Estratigrafía, Universidad de Barcelona.

(***) Instituto «Jaime Almera», C.S.I.C., Barcelona.

(****) Departamento de Estratigrafía, Universidad Autónoma de Barcelona.

(*****) Departamento de Geomorfología y Tectónica, Universidad de Barcelona.

ABSTRACT

Catalanids have been divided into several units which have undergone differentiated paleogeographical and stratigraphical evolutions during Mesozoic Preorogenic conditions. These units had a rather differentiated behaviour during the Paleogene compressive events.

Longitudinal basement faults separate three structural zones. These deep faults are more abundant in the intermediate zone between the internal and external zones. Mesozoic lithostratigraphical units wedge out in the intermediate zone. The wedging of the sedimentary bodies and the reactivation of the old faults during the compressive event could have been a major cause for the development of the thrust faults that occur in the intermediate zone. Transverse faults divide the Catalanids into three paleogeographical sections. Thus structural and paleogeographical units are limited by two orthogonal nets of basement faults. Five depositional macrosequences recorded the vertical movement of these units throughout the Mesozoic.

The analysis of the lithostratigraphical units of the margin of the Ebro basin provides insight into the relationship between the sedimentary facies and the main compressive structures of the Catalanids. The tectonic style strongly differs from the external to the internal zones. Paleozoic basement crops out in the external zone under a folded but undetached thin sedimentary cover while the relatively thick sedimentary cover of the internal zone has been detached from the basement upon several décollement layers of Triassic evaporites. The internal zone thrust over the external one along the intermediate zone.

Longitudinal grabens and half-grabens filled with marine and fluvial Miocene sediments are limited by near-vertical normal faults. The foundering of these basins must be related to the Neogene distensive events of the Western Mediterranean. Ancient strike-slip and reverse faults could have been reactivated as normal faults.

Catalanids could have been an area of active faulting activity in the northeastern end of the Prebetic platform, between the ancient Ebro massif and the Balearic promontory. The sediments of the internal zone were deposited in a well-defined narrow basin in the Iberian plate while those of the external zone were deposited on the margin of the Ebro massif. The Catalanids fracture zone could have been a narrow seaway connecting two active plate margins, the Pyrenean margin to the north and the Betic margin to the southeast.

RESUM

Proposem una divisió dels Catalánides en unitats que reflecteixen un comportament paleogeogràfic i estratigràfic diferent durant l'etapa preorogènica (Mesozoic) i un de tectònic relativament diferenciat durant l'etapa compressiva (Paleogè). Distingim els sectors (extern, intermedi i intern) limitats per falles de sòcol longitudinals, paral·leles a la serralada, la majoria de les quals es concentra en una zona que separa els sectors extern i intern. En aquesta zona (sector intermedi) s'hi atasquen les unitats litoestratigràfiques mesozoiques. Aquest atasconament, conjuntament amb la reactivació de les fractures profundes, és el responsable, durant l'etapa compressiva, de la localització en el sector intermedi dels fronts de les principals estructures d'encavalcament. També distingim les

(*) Este artículo es el resultado del seminario que sobre este tema desarrollaron los autores a lo largo del curso 1978/79 (coordinador del seminario: P. Santanach).

unitats que hem anomenat *dominis* (septentrional, central i meridional), que estan limitades per fractures transversals a la serralada. Així, doncs, les unitats queden limitades per dos sistemes de fractures de sòcol aproximadament ortogonals.

En el Mesozoic definim cinc macroseqüències deposicionals que registren els principals moviments, essencialment verticals, de les unitats definides.

L'anàlisi de les unitats litoestratigràfiques del marge de la conca de l'Ebre posa de manifest la relació entre les fàcies i potències de les diferents formacions i les principals estructures de compressió que es desenvolupen en els Catalánides. La diferència entre l'estil de les estructures dels diferents sectors (presència o absència de terrenys paleozoics, autoctonia o «décollement» de la sèrie mesozoica, intensitat del plegament i fracturació, etc.) és notòria.

Durant el Neogen tingué lloc una distensió generalitzada, que en els Catalánides aprofita, principalment, les falles longitudinals, en general antigues falles desenvolupades durant les etapes preorogènica i compressiva.

Els Catalánides són el resultat de la tectonització de la prolongació nororiental de la plataforma prebètica, entre el massís de l'Ebre i el llindar balear, a l'interior de la placa Ibèrica, entre els marges actius del Pirineu i les serralades Bètiques. El sector intern correspondria a una fosa local a l'interior de l'esmentada plataforma, mentre que el sector extern seria el marge suroriental del massís de l'Ebre.

INTRODUCCIÓN

Con el nombre de *Catalánides*, Hernández Pacheco (1934) designó los relieves que se extienden a lo largo de la costa catalana entre el Empordà y la cordillera Ibérica, los cuales corresponden al *Sistema Mediterráneo* de Solé Sabarís (1968). Geológicamente estos relieves tienen diversos significados; así su parte NW constituye el borde SE de la cuenca del Ebro; los sectores meridionales no son más que la prolongación oriental de la cordillera Ibérica; etc. Debido a esta confluencia de unidades geológicas distintas en un área tan reducida, es necesario seguir criterios fisiográficos para definir los Catalánides, aunque a veces es necesario utilizar criterios estructurales para poder dar unos límites más precisos, tal como ocurre con el de la cordillera Ibérica, que se establece en la transversal Fontdespatla-Pena-roja en donde hay una notoria inflexión de las direcciones estructurales.

La historia alpina de los Catalánides comprende fundamentalmente tres etapas. La primera, *preorogénica*, abarca desde el inicio de la sedimentación postherciniana (Trias inferior) hasta el comienzo de las pulsaciones compresivas principales. La segunda, *orogénica* o *compresiva*, tuvo lugar durante el Paleógeno y la tercera, *postorogénica* o *distensiva* es de edad neógena y perdura hasta la actualidad.

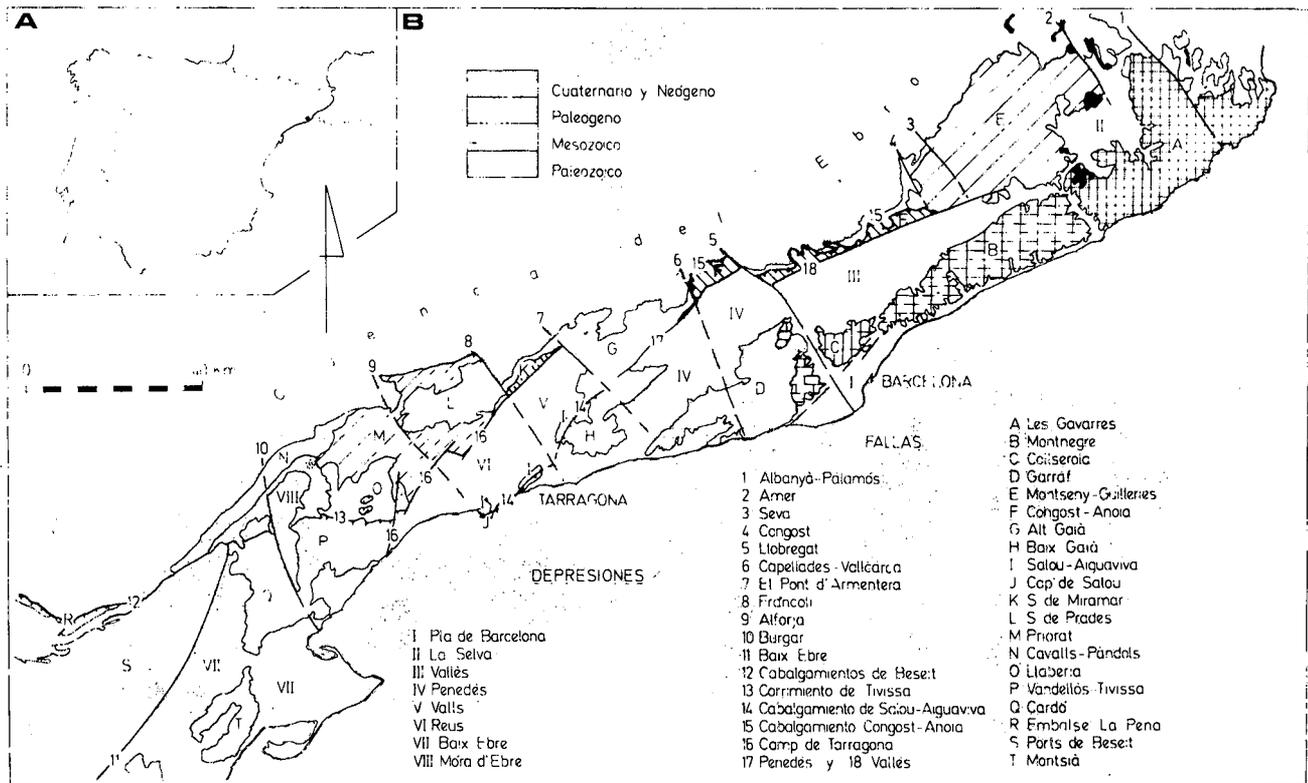


Fig. 1. A. Situación de los Catalánides. B. Unidades morfoestructurales y principales accidentes tectónicos de los Catalánides.

Durante esta última etapa se formaron las fosas tectónicas, colmatadas principalmente por materiales mio-pliocenos, que forman parte de un amplio sistema de rift (Julivert et al., 1974) que se extiende desde el mar del Alborán hasta la fosa del Rin. Este sistema de fosas que afecta la zona oriental de la península Ibérica se ha instalado sobre parte del antepaís de las cordilleras Subalpinas, de los Pirineos, de los Catalánides, de la cordillera Ibérica y de las cordilleras Béticas con bastante independencia de las directrices estructurales propias de cada una de estas cordilleras. Llopis Lladó (1947) ya indicó acertadamente que, en los Catalánides es precisamente esta «estructura germánica adquirida posteriormente al plegamiento» la que condiciona la distribución de los relieves. Desde entonces las unidades utilizadas para la descripción de los Catalánides (cordillera Litoral, depresión Prelitoral y cordillera Prelitoral) están basadas en las unidades morfoestructurales debidas a esta distensión tardía (fig. 1).

No consideramos útil esta división de los Catalánides para describir su evolución geológica, ya que, 1) si bien esta división es patente en la transversal de Barcelona, no es aplicable al conjunto de los Catalánides debido a la oblicuidad, respecto la costa, de las fallas longitudinales que limitan las unidades morfoestructurales; 2) además, estas unidades no tienen una significación paleogeográfica ni estratigráfica previa al Neógeno, y 3) la estructura tardía en grabens y horsts está sobreimpuesta a las estructuras compresivas propias de los Catalánides, las cuales son anteriores a las fosas neógenas.

En los Catalánides existen dos sistemas principales de fracturas, aproximadamente longitudinales y transversales

respecto a la orientación general de la Cordillera. El sistema transversal, a excepción de la falla del Llobregat (Llopis Lladó 1943, 1947 y Fontbote, 1954), no ha sido claramente evidenciado hasta los trabajos de Guigon (1973), Esteban (1973), Robles (1974). Tanto estos autores, como otros posteriormente concluyen que las principales fallas (tanto longitudinales como transversales) que afectan a los Catalánides tienen una larga y compleja historia. Algunas de ellas han actuado desde los tiempos tardihercinianos (Solé Sugrañes, 1978) hasta la actualidad, y han sufrido movimientos distintos según fuera la orientación del campo de deformación regional en cada momento. Puede afirmarse que el conjunto de fallas longitudinales y transversales de los Catalánides han delimitado una serie de unidades geográficas que estratigráficamente se diferencian por el distinto desarrollo y las características litoestratigráficas y paleoambientales del Mesozoico (en especial durante el Jurásico y el Cretácico, debido a su diferente comportamiento tectosedimentario durante ese tiempo) y, que a su vez, durante la etapa compresiva, han actuado distintamente. Consideramos que la evolución de los Catalánides durante sus etapas preorogénica y compresiva debe describirse en función de estas unidades.

UNIDADES DE LOS CATALÁNIDES

En los Catalánides hay una variación de las características estratigráficas y tectónicas, tanto longitudinal como transversalmente a los mismos, lo que permite dividirlos en distintas

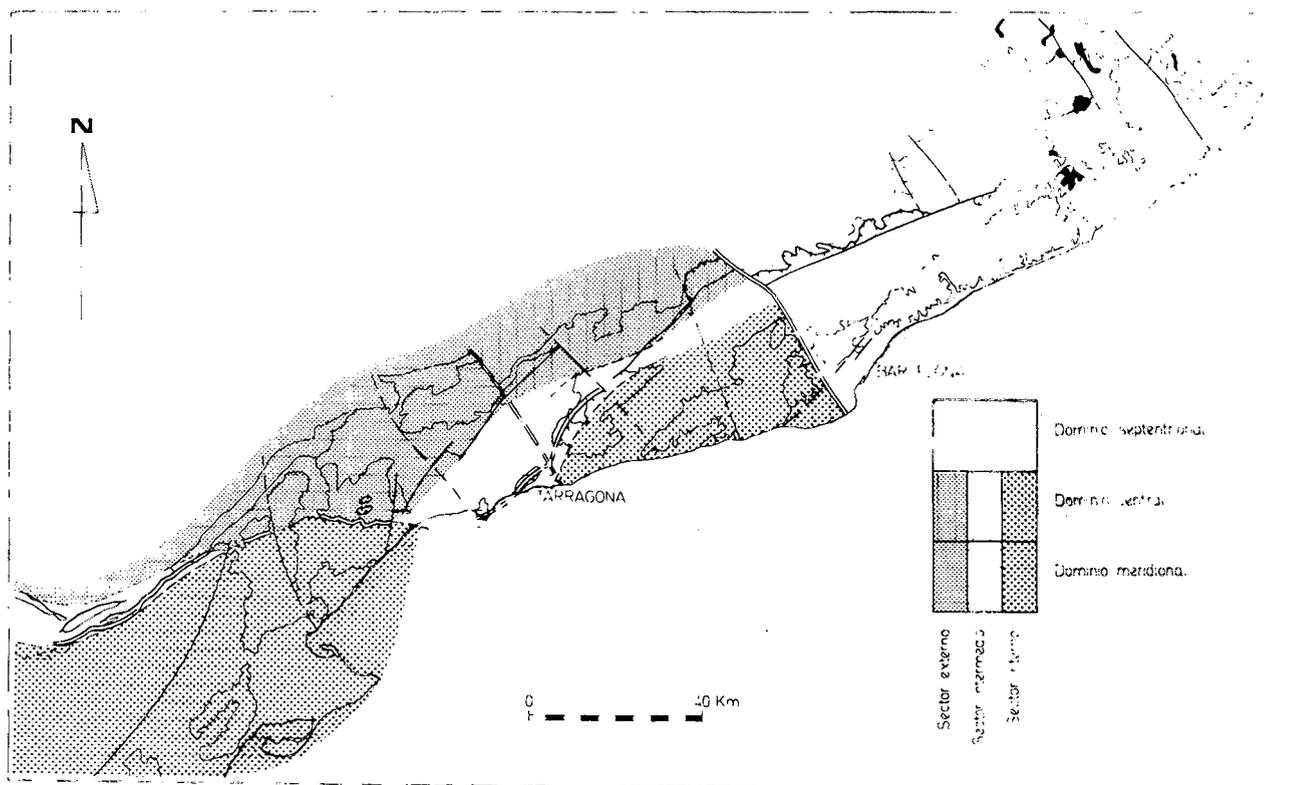


Fig. 2. Dominios y sectores en los Catalánides (véase texto).

unidades. Así se han distinguido *dominios* transversales a la alineación de la cadena y *sectores* paralelos a dicha alineación (fig. 2).

Dentro de cada sector, los dominios se diferencian estratigráficamente por unas determinadas características generales, dentro de las cuales existe un margen de variabilidad relativamente amplio. Esta división en dominios se basa en: a) el desarrollo (potencia) de la serie mesozoica, b) las características litoestratigráficas, tales como el grado de dolomitización, presencia de facies pelágicas, el carácter más o menos marino de la sedimentación y c) la magnitud temporal de las lagunas estratigráficas.

Los sectores, representan unidades paleogeográficas que se extienden paralelamente al borde de la cuenca mesozoica (en especial la cretácica). Este concepto ha sido utilizado en el mismo sentido por Esteban y Robles (1976) y de forma más restringida por Robles (1974, 1975). En cada dominio, un sector se define como una unidad paleogeográfica, cuya serie mesozoica tiene unas características litoestratigráficas concretas definibles por una serie tipo.

Los dominios

Se han diferenciado tres dominios: i) *Dominio septentrional*, desde el Empordà hasta el Llobregat; ii) *Dominio central*, entre el Llobregat y el Francolí y iii) *Dominio meridional*, entre el Francolí y la transversal de Fontespatala-Pena-roja. Además los dominios central y meridional se han dividido en tres sectores: interno, intermedio y externo, cada

uno de los cuales, además de sus particularidades estratigráficas, presenta características estructurales propias y sus límites están controlados por fracturas longitudinales (fig. 2). Las características estratigráficas de los dominios definidos son las siguientes:

Dominio septentrional: En él no existen sedimentos jurásicos ni cretácicos, en parte debido probablemente a no deposición. Por el contrario el Triásico está bastante bien desarrollado.

Dominio central: El Jurásico es esencialmente dolomítico y por ello de difícil estudio; no se han reconocido las facies de ammonitidos que pudo contener. El Cretácico muestra una gran influencia de agua dulce y es mucho menos margoso que en el dominio meridional. Las facies pelágicas están menos desarrolladas que en aquél (fig. 6).

Dominio meridional: El Jurásico y el Cretácico son calizodolomíticos y margosos, y de facies más francamente marinas que en el dominio central. En conjunto, las potencias son mayores que en los sectores correspondientes del dominio central (fig. 6).

Los sectores

Se han definido sectores internos, intermedios y externos. Estos términos no tienen la conotación tectónica habitual. Los sectores internos corresponden a sectores situados relativamente más aguas adentro en la cuenca mesozoica, mientras que los externos corresponden a zonas más marginales de la misma, que incluso, temporalmente, han estado

fuera de ella. Los principales rasgos de los sectores son:

Sector interno: Se desarrolla a lo largo de los dominios central y meridional y, exceptuando el borde oriental del macizo de Garraf, en este sector no afloran terrenos hercínianos.

Presenta series mesozoicas bien desarrolladas y completas y, aunque incluyen varias discontinuidades, éstas, a diferencia de lo que ocurre en el sector externo, son de menor magnitud (fig. 5 y 6). En el dominio central el Jurásico es dolomítico e incompleto. El Cretácico inferior es esencialmente calcáreo y bien desarrollado y completo. El Cretácico superior está muy reducido por erosión. El dominio meridional contiene las secuencias jurásico-cretácicas más potentes, marinas y continuas del conjunto de los Catalánides (fig. 7).

La serie mesozoica, despegada a diversos niveles (principalmente Muschelkalk medio, aunque también Buntsandstein superior y Keuper), está más o menos desplazada hacia el N o NW en la mayoría de unidades estructurales, en las cuales esta serie aparece distintamente plegada. Por el SW las estructuras de este sector se relevan con las de dirección ibérica y por el NE finalizan en el Llobregat. Cuando los sedimentos neógenos no enmascaran el contacto, puede observarse que cabalgan sobre las unidades intermedias o las externas.

Sector externo: Está situado entre el sector interno o el intermedio y la cuenca del Ebro. Aunque desde el punto de vista estratigráfico se define en los dominios central y meridional, las características estructurales de este sector se prolongan en el dominio septentrional.

Las series mesozoicas son muy reducidas e incompletas, con importantes lagunas estratigráficas y discordancias cartográficas (figs. 5 y 6). Así en el dominio central el Jurásico es muy incompleto y falta el Cretácico; en el dominio meridional, el Jurásico también es incompleto (sólo se encuentra hasta la base del Dogger, salvo en el extremo suroccidental —Beseit— donde existe hasta la base del Malm), falta el Cretácico inferior y el Cretácico superior está poco desarrollado (fig. 7).

A diferencia de lo que ocurre en el sector interno, el zócalo paleozoico aflora desde las unidades más meridionales a las más septentrionales. El contacto con los sedimentos de la cuenca del Ebro es muy variado y está afectado por fallas transversales.

Sector intermedio: Está constituido por una estrecha franja situada entre los sectores interno y externo en parte de los dominios central y meridional.

Estratigráficamente se caracteriza por fuertes acuíñamientos y cambios de facies (figs. 5 y 6). Las series mesozoicas tienen características intermedias entre las de los sectores interno y externo. En el dominio central el Jurásico es dolomítico e incompleto, con restos de lamelibránquios y braquiópodos (Bajociense?). El Cretácico inferior es incompleto y poco desarrollado, con acusados cambios laterales de facies y potencias. El Cretácico superior está algo más desarrollado que en el sector externo. En el dominio meridional, en el área de Salou-Tarragona, el Jurásico es incompleto y parcialmente dolomitizado. El Cretácico inferior está muy reducido e incompleto, mientras que el Cretácico superior está más desarrollado (fig. 7). En el extremo SW de los Catalánides, la serie mesozoica tiene unas características similares, si bien tanto el Jurásico, como el Cretácico inferior, están más desarrollados o menos incompletos.

Estructuralmente el sector intermedio se reduce a un haz de pliegues vergentes hacia las unidades del sector externo.

En él se localizan los principales frentes de cabalgamiento condicionados en gran parte por el acuíñamiento de las unidades estratigráficas (fig. 11).

PLAN Y PROPÓSITO DEL TRABAJO

Este artículo es un repaso a la historia alpina de los Catalánides, resaltando la relación entre la sedimentación y las fracturas principales. No pretende ser una síntesis global de los conocimientos actuales sobre esta cadena. De hecho se ha centrado en aquellos aspectos evolutivos de las cuencas relacionados con la dinámica tectónica, sin entrar en detalles descriptivos de los materiales, de su sedimentología o paleontología, ni en detalles estructurales. Es por ello que se ha dividido el artículo en tres capítulos desiguales, tanto en extensión como en tratamiento, debido a las distintas características geológicas correspondientes a las tres etapas fundamentales definidas anteriormente.

Para la exposición de la etapa preorogénica (Mesozoico) se ha utilizado el concepto de «secuencia deposicional» definido por Mitchum et al., (1977) como «una unidad estratigráfica compuesta de una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados y limitados en su base y en su techo por disconformidades o por sus conformidades correlativas». Puesto que este concepto se basa en un criterio único y objetivo, y no depende de tipos rocosos (litoestratigrafía), fósiles, procesos deposicionales u otros criterios variables dentro de una unidad, es útil para establecer la estratigrafía regional.

El concepto de secuencia deposicional implica estudios regionales a una escala superior a la del ámbito de los Catalánides y es por ello por lo que se ha introducido el concepto de secuencia compleja, o macrosecuencia, que agrupa secuencias simples difícilmente definibles a la escala de los Catalánides. Las macrosecuencias están enmarcadas por discordancias angulares y cartográficas o superficies de no deposición o condensación notables y suficientemente documentadas en los Catalánides.

Se han definido cinco macrosecuencias y resumido con brevedad las características más sobresalientes de cada una de ellas, insistiendo en los aspectos más relacionados con la evolución dinámica de las cuencas: potencias, facies y posibles controles estructurales. Así pues, este capítulo sobre la etapa preorogénica se ha enfocado fundamentalmente desde un punto de vista estratigráfico.

El enfoque dado al capítulo dedicado a la etapa compresiva es distinto. En la descripción de la estratigrafía del Paleógeno del borde de la cuenca del Ebro se han resaltado, en oposición al capítulo anterior, las unidades litoestratigráficas, cuyas bruscas variaciones locales de facies están estrechamente ligadas a la evolución tectónica, en el espacio y en el tiempo, de las distintas fracturas, tanto longitudinales como transversales. Además se resumen las características estructurales de las unidades limitadas por los grandes accidentes y se resalta la importancia de las grandes fracturas como estructuras fundamentales de los Catalánides.

En el último capítulo, el más breve, se esboza la estructura distensiva neógena y se exponen las características principales de los depósitos correspondientes.

Dada la extensión del artículo, todas las descripciones, tanto estratigráficas como estructurales, son necesariamente breves y esquemáticas. Para compensar este carácter se han incluido las citas bibliográficas imprescindibles referentes a

los distintos aspectos apuntados en el artículo. A pesar de la abundancia de referencias bibliográficas, y debido al enfoque parcial del trabajo, la bibliografía citada no recoge la ingente cantidad de publicaciones que sobre la geología de los Catalánides han aparecido durante los últimos años.

PERIODO PREOROGÉNICO: EL MESOZOICO

por *M. Esteban* y *S. Robles* con la colaboración de *M. Marzo* (Buntsandstein)

El Mesozoico de los Catalánides puede dividirse en cinco macrosecuencias deposicionales, subdivisibles a su vez en un total de once secuencias (figs. 5, 6, 7, 8 y 9), que son:

<i>Macrosecuencia triásica, T</i>	T ₁ , Secuencia basal (Buntsandstein y Muschelkalk inferior). T ₂ , Secuencia media (Muschelkalk medio y parte del Muschelkalk superior). T ₃ , Secuencia superior (techo del Muschelkalk superior y Keuper).
<i>Macrosecuencia jurásica, J</i>	J ₁ , Secuencia basal (esencialmente Lias). J ₂ , Secuencia media (esencialmente Dogger). J ₃ , Secuencia superior (esencialmente Malm).
<i>Macrosecuencia neocomiense, C₁</i>	Neocomiense - Barremiense inferior
<i>Macrosecuencia barremo-ap-tiense, C₂</i>	Barremiense superior, Aptiense y en parte Albiense.
<i>Macrosecuencia del Cretácico superior, C₃</i>	C ₃₋₁ , Secuencia basal (Albiense-Cenomaniense). C ₃₋₂ , Secuencia media (Turoniense). C ₃₋₃ , Secuencia superior (Senoniense).

MACROSECUENCIA TRIÁSICA

La base de la macrosecuencia es la importante superficie de erosión sobre los materiales hercínicos (preestefanienses) intensamente plegados y fracturados. El techo de la macrosecuencia es la superficie de erosión pre-liásica. La estratigrafía del Trias de los Catalánides se fundamenta en los trabajos de Virgili (1958), Virgili et al. (1977) y Hirsch (1977). Se pueden distinguir tres secuencias deposicionales.

Secuencia basal (*Buntsandstein* y *Muschelkalk inferior*)

Se inicia con los materiales de origen esencialmente fluvial del Buntsandstein (Marzo, 1980). Atendiendo a sus características estratigráficas y sedimentológicas los afloramientos del Buntsandstein de los Catalánides pueden agruparse en tres grandes dominios (fig. 3) que muy posiblemente pueden asimilarse a los dominios estratigráficos netamente establecidos en el Jurásico y en el Cretácico.

En el dominio septentrional (que comprende los afloramientos de la unidad Congost-Anoia y de la cobertera occidental del Montseny) el Buntsandstein se caracteriza por una composición esencialmente arenoso-lutítica y por una potencia que varía desde los 310 m junto al valle del Llobregat a los 145 en el Montseny. Los afloramientos de este dominio se disponen según una banda aproximadamente perpendicular a las direcciones de aporte dominantes (que

varían de NW-SE a NE-SW, fig. 3) y su geometría estratigráfica refleja la influencia de una clara subsidencia diferencial, probablemente inducida por un sistema de fracturas de zócalo. Hipotéticamente, éstas pueden relacionarse con las alineaciones de las fracturas transversales de los Catalánides (de dirección NW-SE) tales como las fallas del Llobregat, del Congost y de Seva. Los límites paleogeográficos originales de este dominio permanecen imprecisos y únicamente puede sugerirse que su límite occidental podría estar controlado por la línea de fractura del Llobregat y que su límite oriental se situaba, quizá, algo más al NE de la falla de Seva (Llopis Lladó, 1947; Virgili, 1958; Garrido y Villena, 1977).

El dominio central comprende los afloramientos adosados al borde oriental del macizo de Garraf (fig. 3). En este dominio el Buntsandstein se caracteriza por el predominio de los materiales conglomeráticos y arenosos sobre los lutíticos, y por las rápidas variaciones de potencia presentadas por la serie detrítica en dirección NNW-SSE (aproximadamente paralela a la dirección de aporte dominante). La potencia varía desde los 135 m de los afloramientos más septentrionales hasta los 240 m de los más meridionales. En la configuración de dicha geometría intervienen decisivamente las bruscas variaciones de potencia presentadas por los materiales conglomeráticos y conglomerático arenosos basales; éstos pasan de 15 m en el NNW a 110 en el SSE. Es interesante resaltar que el inicio de la sedimentación de esta litofacies es claramente heterócrono: tiene lugar mediante una serie de episodios deposicionales, que a medida que se van sucediendo en el tiempo, van recubriendo el zócalo paleozoico con depósitos progresivamente más jóvenes hacia el N, ampliando así, el área de sedimentación en el mismo sentido (contrario al de aporte). Este dispositivo solapante parece reflejar la actuación sinsedimentaria de un sistema de fracturas, de zócalo, longitudinales (NE-SW). Debe remarcar que a pesar de que en este dominio las paleocorrientes no difieren ostensiblemente de las deducidas para el septentrional, las características sedimentológicas de la facies buntsandstein revelan unas condiciones mucho más proximales. Ello parece indicar la existencia de un «alto» que podría localizarse (?) en la posición de la actual fosa del Penedès (Marzo, 1980).

El dominio meridional incluye la totalidad de los afloramientos de la provincia de Tarragona. (fig. 3). En este dominio el Buntsandstein se caracteriza por una composición esencialmente arenosa y por una potencia que varía desde los 60 m en la transversal de la falla de El Pont d'Armentera, a los 120 m de la Unidad de Llaberia. En este dominio, las paleocorrientes dibujan un amplio abanico con una procedencia variable entre NE y NW y con una dirección de aporte dominante entre NNW-SSE y NW-SE (Robles, 1974). En una dirección SW-NE las variaciones de potencia de la facies buntsandstein perfilan dos áreas deprimidas que alternan con dos áreas ligeramente más «altas»: El área deprimida de la U. de Llaberia, separada de la «alta» de la Sierra de Prades por la línea de fractura de Alforja, y la zona deprimida coincidente con la falla del Francolí, que se sitúa entre el «alto» de Prades y el de la Sierra de Miramar; este último queda limitado al NE por la falla de El Pont d'Armentera.

En una dirección perpendicular a la anterior (NW-SE), el Buntsandstein de cada una de éstas áreas parece sufrir variaciones importantes de potencia, aunque en la Sierra de Prades el carácter detrítico de la serie se acentúa ligeramente hacia el NW. Asimismo, en las Sierras de Miramar y de Prades, el Buntsandstein presenta un carácter más conglome-

rático que en la U. de Llberia. En líneas generales las tendencias sedimentológicas parecen indicar la existencia de un «alto sedimentario» situado al NW del Priorat. La existencia de este «alto», señalado con anterioridad por diversos autores (Castillo Herrador (1974); Garrido y Villeña (1977), podría venir confirmado por el hecho de que en el sondeo de Senan (cuenca del Ebro), la potencia citada para el Buntsandstein es tan sólo de 20 m.

De todo lo anteriormente expuesto debe concluirse que la sedimentación de la facies buntsandstein aparece claramente controlada, por lo menos en sus tramos basales, de origen claramente fluvial, por un sistema de fracturas de zócalo, las

cuales delimitaban una serie de bloques diferencialmente subsidentes y que incluso llegaban a individualizar cuencas de drenaje diferentes. En la actualidad es imposible precisar con exactitud la posición de estos bloques. No obstante parece lógico pensar, que en su mayoría, estas fallas corresponderían a las que actualmente se observa que afectan al zócalo de los Catalánides, como por ejemplo la de Seva, del Congost, del Llobregat, de El Pont d'Armentera, del Francolí y de Alforja entre las transversales más notorias.

La influencia de este sistema de fracturas de zócalo (probablemente tardihercínicas) parece amortiguarse hacia los tramos superiores del Buntsandstein. Estos, que podrían

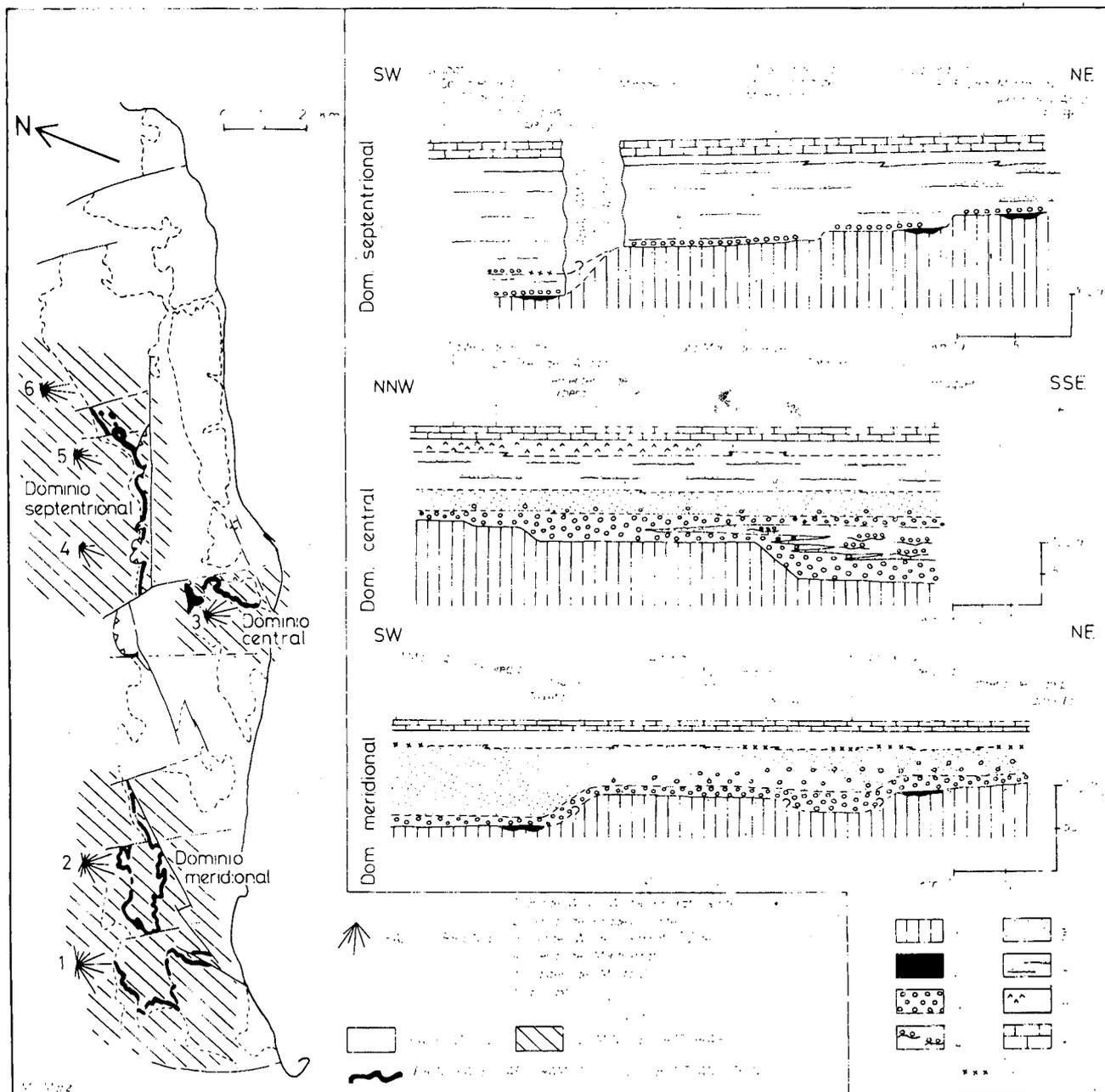


Fig. 3. Dominios estratigráficos de la facies buntsandstein en los Catalánides. Leyenda de los perfiles: 1, Peleozoico. 2, brechas basales. 3, conglomerados. 4, conglomerados y areniscas. 5, areniscas. 6, areniscas y lutitas. 7, complejo lutítico-carbonático-evaporítico superior. 8, Muschelkalk inferior. 9, paleosuelos condensados.

corresponder a depósitos del tipo «mud-flats» y «sabkhas», representan el paso gradual a la sedimentación de la facies muschelkalk.

En esta etapa se han atenuado completamente los desniveles de los bloques del substrato. Desde el punto de vista sedimentológico el Muschelkalk inferior está muy poco conocido en los Catalánides, pero parece que muestra una marcada uniformidad en potencias y facies (Virgili, 1958). Se trata de amplias plataformas costeras de fangos evaporíticos, con lagoons anoxibióticos —que localmente han favorecido concentraciones de Pb (Viladevall, 1980)—, márgenes bioturbados, ocasionales barras calcareníticas bien clasificadas y pequeñas bioconstrucciones a base de organismos incrustantes problemáticos (Robles, 1974 y Virgili et al., 1977). Los organismos más abundantes son los crinoides y los braquiópodos mientras que son escasos los cefalópodos y peces.

El techo de esta secuencia se localiza en un brusco cambio litológico y ambiental (marino costero a fluvial), ocasionalmente con costras laminadas ferruginosas (Esteban et al., 1977b), que se interpretan como emergentes entre el Muschelkalk inferior y las areniscas rojas del Muschelkalk medio.

Secuencia media (*Muschelkalk medio y parte del superior*)

En muchos aspectos se puede considerar como una repetición de la secuencia basal. El Muschelkalk medio se atribuye a facies aluviales distales y a ambientes de playa evaporítica y su potencia oscila desde casi inexistente hasta un centenar de metros. Ello parece indicar una reactivación de las fracturas de zócalo. La parte de Muschelkalk superior (80 m) de esta secuencia se asemeja al inferior, pero demuestra una mayor influencia marina.

En el extremo NE del dominio meridional contiene arrecifes («mounds») de esponjas, foraminíferos incrustantes, estromatolitos y ancestrales de algas rojas (Esteban et al., 1977a) rodeados por plataformas evaporíticas más restringidas. Se especula con la posibilidad de la relación de estos arrecifes con entradas de aguas más profundas en relación con las fracturas transversales (falla del Francolí). De momento tan sólo se han encontrado estos arrecifes en el extremo NE del dominio meridional lo que tal vez indique que esta porción sufrió una mayor subsidencia. En el resto del dominio meridional, constituida por facies esencialmente

dolomíticas, no se han observado, hasta el momento, construcciones arrecifales (fig. 4).

Secuencia superior (*techo del Muschelkalk superior y Keuper*)

La definición de esta secuencia es todavía un poco dudosa, ya que se basa en datos muy localizados. En la mayoría de las series del Muschelkalk superior, hacia su mitad, existe un contraste litológico. Las facies someras de la mitad inferior (arrecifes, «tidal-flats»...), muestran un brusco contacto mediante superficies ferruginizadas, y de concentración de ceratites (Virgili, 1958; Robles, 1974) y mineralizaciones (Virgili et al., 1977) con las calizas dolomíticas, tableadas y laminadas de la mitad superior. Localmente (Mont-ral) estos materiales, corresponden a facies de fondos anoxibióticos de aguas relativamente profundas (70-200 m o más, en Esteban et al., 1977 a y Via et al., 1977). En estas calizas se localiza el famoso yacimiento de peces y reptiles de Mont-ral (Via et al., 1977). En el resto del dominio meridional se trata esencialmente de amplias plataformas carbonáticas muy homogéneas con aportes lutíticos rítmicos, que sufrieron una intensa actividad de bioturbación. En el dominio central son frecuentes las facies calcareníticas de elevada energía (fig. 4).

Estos materiales pasan gradualmente a facies someras de «tidal-flat» y a facies keuper, arcillosas, evaporíticas y arenosas, que incluyen localmente, unidad de Tivissa-Cardó, canales (interpretados como fluviales) de microconglomerados de cantos basálticos (Robles, 1974). Encima de la facies keuper vuelven a aparecer bancos dolomíticos evaporíticos, bien desarrollados, en facies de «tidal flat». Estas dolomías son atribuibles al Noriense (Soler, en Virgili, com. oral). La secuencia superior puede alcanzar hasta 200 m o más, pero está profundamente afectada por la tectónica y su estudio es bastante difícil en los Catalánides. El techo de la secuencia (y de la macrosecuencia triásica) se localiza en la irrupción de las brechas calcáreo-dolomíticas de la base del Jurásico. Este contacto es claramente irregular y erosivo en muchas localidades.

MACROSECUENCIA JURÁSICA

Esta macrosecuencia está muy bien desarrollada en el

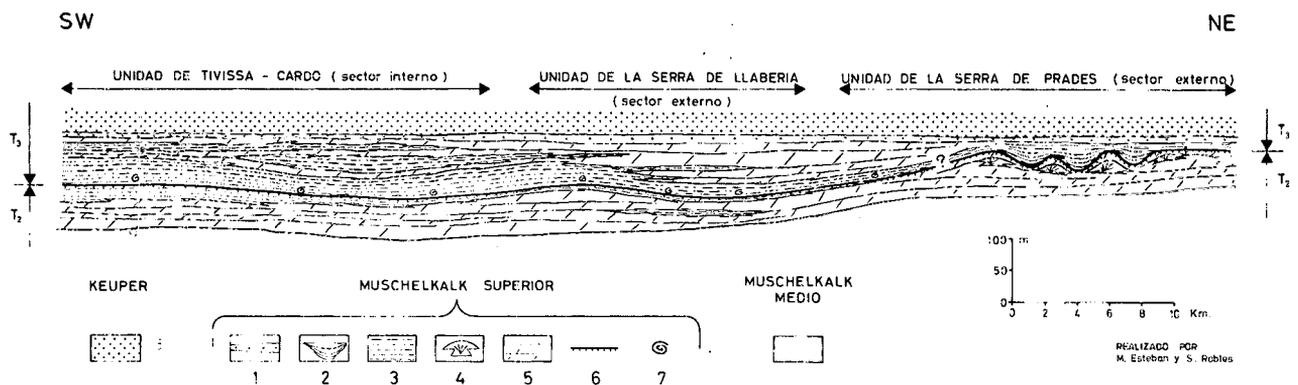


Fig. 4. Perfil esquemático de la repartición de las principales facies del Muschelkalk superior. Leyenda: 1, facies de tidalitas evaporíticas de transición al Keuper. 2, facies dolomíticas de aguas estancadas y relativamente profundas (pedra d'Alcover). 3, facies calcáreo margosas de plataforma interna (esencialmente zona central del nivel) a costeras (hacia el techo). 4, facies de biohermes arrecifales. 5, facies dolomíticas. 6, superficie con ferruginizaciones y otras señales de período importante de no deposición (incluso emersión en la zona arrecifal). 7, concentraciones de Ceratites en la superficie de no deposición.

dominio meridional. En el dominio central, la intensa dolomitización hace muy difícil su estudio. La macrosecuencia jurásica se puede dividir en tres secuencias deposicionales que en general, son fácilmente individualizables en los Catalánides (especialmente en el dominio meridional) y se correlacionan claramente con discontinuidades estratigráficas importantes en regiones vecinas. Los trabajos de Bataller (1926, 1947) constituyen la base del conocimiento paleontológico del Jurásico y del Cretácico inferior de los Catalánides (figs. 6, 7, 8 y 9).

Secuencia basal (esencialmente Lias)

En el conjunto de los Catalánides la base de la macrosecuencia jurásica está representada por un potente paquete constituido esencialmente por brechas calizo-dolomíticas (fig. 6), de hasta 200 m en el dominio meridional (Robles 1974), que han recibido diversas denominaciones locales (retienses, infralias, suprakeuper, carniolas, etc.). La base de las brechas es claramente discordante sobre el Triás, desmantelando el Keuper e incluso el techo del Muschelkalk superior (Esteban y Julià, 1973; Gomá y Bayó, com. pers.) en algunos puntos del dominio central. La presencia de cantos de Muschelkalk y arenitas rojas, los rápidos y fuertes cambios laterales de potencia, los contactos frecuentemente erosionales entre los diferentes tramos y la presencia local de niveles «slumpizados» y conglomerados intraformacionales (Robles, 1974), junto con las problemáticas estructuras alabeadas de la sierra de Prades (Giner, 1978) inducen a pensar en taludes deposicionales. Sin embargo, la parte alta de las brechas parece autóctona, con presencia de «tidal-flats» costeros.

En el dominio meridional, sobre las brechas basales hay hasta unos 80 m de micritas y biomicritas más o menos dolomitizadas y calcarenitas encriníticas con braquiópodos, pectínidos, belemnites y, en el techo ammonites, habiéndose podido datar el Pliensbachiense inferior y el Toarciense inferior y medio (Robles, 1974). En el Toarciense abundan particularmente las calcarenitas y en la ciudad de Tarragona se han podido determinar ammonitidos del Toarciense superior (Villalta, com. pers.). En la parte central del paquete existen intercalaciones margonodulosas con escasos ammonites (Pliensbachiense inferior); hacia el sector externo del dominio meridional y sobre todo hacia el dominio central se aprecian niveles oolíticos y desaparecen las intercalaciones nodulosas-margosas. Ello se interpreta como un acercamiento hacia facies más costeras en estas direcciones. Excepto estas variaciones y el incremento de la dolomitización en el dominio central, el Lias es marcadamente uniforme en gran parte de los Catalánides (figs. 6 y 7).

La intensa dolomitización que sufre la serie jurásica a partir de Tarragona hacia el NE impide estudios más detallados en el dominio central. Todavía no está satisfactoriamente demostrada la edad liásica de las brechas basales de la zona de Garraf (supuesta por la mayoría de autores) aunque los datos de Esteban (1973) y Julià (1973) así permiten aceptarlo. En todo el dominio central, inmediatamente por encima de las brechas supuestamente liásicas, se encuentran grainstones oolíticos dolomitizados con algunas encrinitas, que hipotéticamente también atribuimos al Lias. En la zona de Salou (parte NE del dominio meridional) el Lias está bastante dolomitizado, pero pueden reconocerse aún todos sus niveles. Es interesante señalar la presencia de «tidal-

flats» en el Pliensbachiense - Toarciense de Salou mientras que hacia el SW se encuentran facies hemipelágicas.

En conjunto, la secuencia basal del Jurásico refleja una transgresión marina generalizada que en el ámbito de los Catalánides no alcanza más allá de un ambiente de plataforma continental interna (dominio meridional) y probablemente sólo ambientes costeros en la mayor parte del dominio central. Esta fase transgresiva es compleja y tal vez incluya una pequeña regresión en el techo, representada por las encrinitas toarcienses (fig. 9).

La secuencia basal del Jurásico termina con una notable condensación estratigráfica de importancia interregional. El Aalenense y el techo del Toarciense faltan localmente y están generalmente condensados. Suelen estar representados por un nivel de condensación de características variables formado por pocos decímetros a unos 4 m de calizas grises, oscuras, ferruginosas, con abundantes oolitos ferruginosos y/o costras oolíticas ferruginosas más o menos abundantes. Incluyen ammonites del Toarciense, Aalenense y extrema base del Bajociense (Robles, 1974).

Secuencia media (esencialmente Dogger)

El tramo de condensación del Aalenense representa una discontinuidad notable en la sedimentación de la macrosecuencia jurásica que refleja un tiempo de sedimentación muy escasa y lenta, acompañada de periodos de no deposición y/o erosión en ambientes submarinos distales con formación de algunos «hard ground» ferruginosos y acumulación de oolitos de la misma naturaleza.

Las condiciones normales de sedimentación se restablecen dentro de un ambiente marino relativamente profundo y distal, como lo indica la potente serie de margocalizas y margas (hasta 200 m) con ammonites y zoophycus en la base, que se superponen al nivel de condensación.

En estos materiales se puede datar de una manera bastante continua desde el Bajociense basal hasta el Calloviense inferior (Robles, 1974). Excepto por pequeñas variaciones en el contenido de arcilla (mayor hacia el SW), esta secuencia, en el dominio meridional, es muy uniforme y representa facies de plataforma externa y profunda (fig. 9). Hacia el SW la potencia se incrementa, en cambio hacia el NE se reduce, y al E de Tarragona, cambia lateralmente a facies de braquiópodos y pectínidos y se dolomitiza el conjunto. Parece probable que los restos fosilíferos en dolomías arcillosas citados por Solé Sabaris y Llamas Madurga (1961) y Esteban (1973) en el dominio central corresponden a restos de esta secuencia, probablemente su parte basal. Esto justifica la atribución al Lias de las brechas del dominio central. Esteban (1973) y Esteban y Julià (1973) suponen que el Dogger falta en la parte más NE del dominio central (Garraf), tal vez desmantelado por los episodios erosivos de la base del Malm. De todas maneras el Dogger parece estar presente hasta el bloque del Gaià aunque con facies de aguas mucho más someras y de menor potencia que en el dominio meridional (figs. 6 y 7).

El techo de la secuencia media del Jurásico es más problemático; el único indicio de la existencia de una interrupción sedimentaria es la falta de fauna característica del Calloviense medio y superior y del Oxfordiense inferior en la mayoría de las series estratigráficas (Robles, 1974; Bulard, 1972). Ello sugiere la continuación de la interrupción sedimentaria bien señalada en las zonas más marginales de la

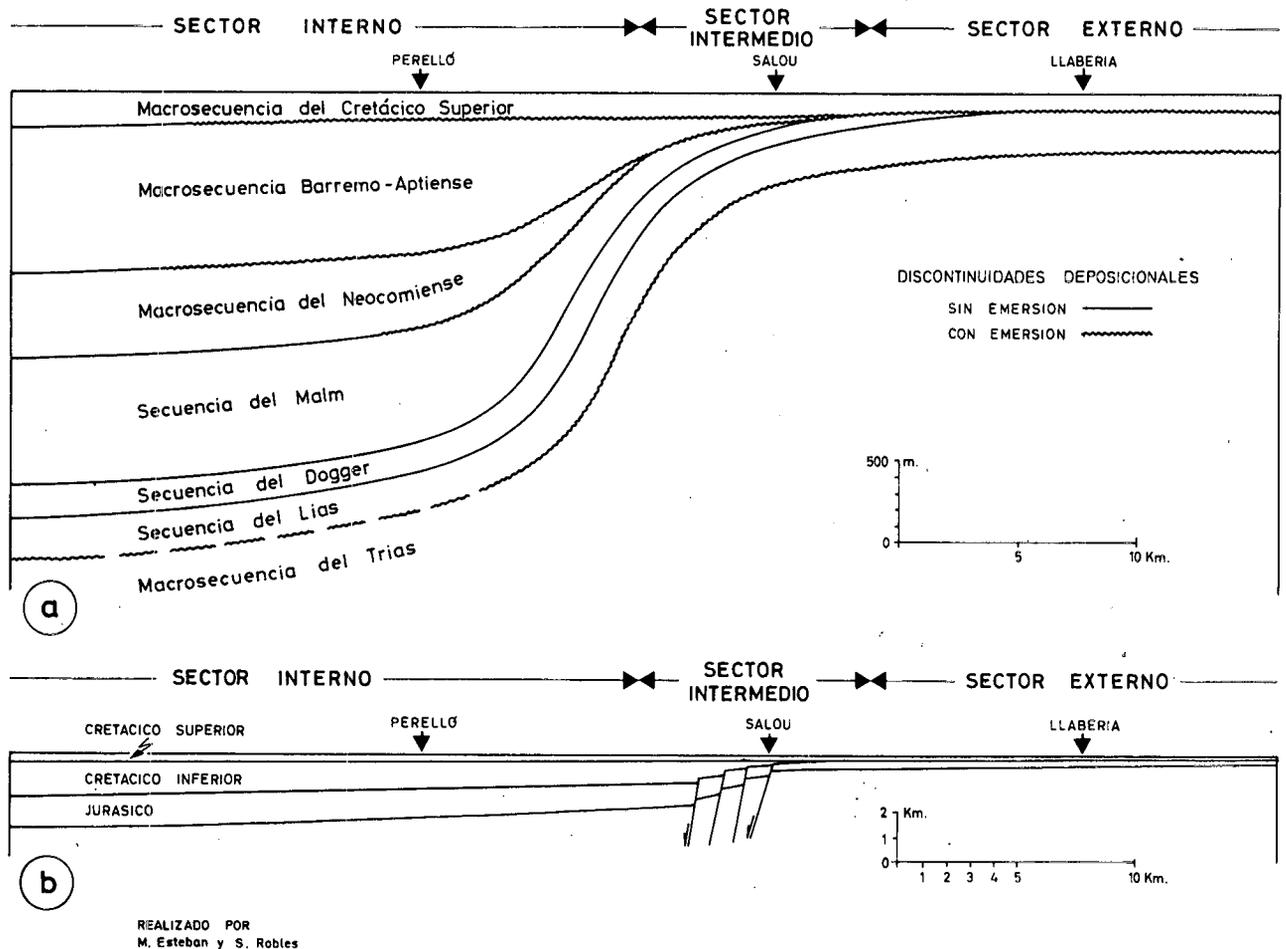


Fig. 5. Secciones esquemáticas transversales a la cuenca catalánide que muestran el acuñamiento de las macrosecuencias en el sector intermedio, así como sus relaciones geométricas. a, escala vertical notoriamente exagerada. b, misma sección con igual escala vertical y horizontal.

cordillera Ibérica (Bulard et al., 1971; Bulard, 1972). Muy posiblemente en el dominio meridional de los Catalánides se trate sólo de una etapa de no deposición submarina, en facies de plataforma abierta y profunda. De todas maneras, de momento no se han reconocido superficies de condensación, «hard-ground», etc. El resto del Oxfordiense y el Kimmeridgiense inferior continúan, encima de esta posible interrupción, con facies pelágicas parecidas, aunque más calcáreas, al Bajociense-Calloviense.

Secuencia superior (esencialmente Malm)

En esta secuencia se acusan mejor las diferencias entre dominios. En el sector interno del dominio meridional siguió la sedimentación de plataforma abierta y profunda: se reconocen el Oxfordiense medio y superior y el Kimmeridgiense inferior (Robles, 1974), en aparente continuidad litológica y deposicional con la secuencia del Dogger (fig. 7). Estos materiales se dolomitizan intensamente hacia el SW, apareciendo un potente paquete de dolomías grises (500-700 m), en su gran mayoría superiores a las últimas facies pelágicas datadas del Kimmeridgiense inferior (fig. 6). Al

techo de estas dolomías se localizan facies de «tidal-flat» (Portlandiense-Berriasiense) que representan un notable cambio en el tipo de depósito. El Malm no existe, esencialmente por erosión previa al Cretácico superior, en Llaberia (sector externo del dominio meridional), ni en Salou y Tarragona (sector intermedio) (fig. 7). En el dominio central (Garraf y Marmellar) se pueden reconocer bien desarrollados los «tidal-flat» portlandiense-berriasienses y la intensa dolomitización que sufren. También se incluyen en el Malm los restos de vertebrados en arcillitas asfálticas de Garraf (Calzada, com. pers.). Con ello resulta que la mayor parte del Jurásico de Garraf sería Malm (facies costeras, «tidal-flat») en discordancia angular y erosiva sobre las supuestas brechas liásicas (Esteban, 1973; Esteban y Julià, 1973); esta base erosiva pudiera ser la responsable de la ausencia de Dogger en esta zona. Aunque esta hipótesis precisa de mayores comprobaciones, queda claro que las facies de «tidal-flat» son mucho más evidentes y de ambientes más restringidos en el dominio central, en el que, por el contrario, no existen indicios de las series pelágicas del dominio meridional.

La geometría de los cuerpos dolomíticos del Dogger y del Malm se puede explicar por un mecanismo de mezcla de aguas en relación con episodios de emersión en los sectores

externos (Giner, 1980).

El techo de la secuencia del Malm resulta perceptible localmente en el sector interno del dominio meridional, en forma de discordancia cartográfica de muy pequeño ángulo con indicios de laterización (Robles, 1974). En la mayor parte de los Catalánides se notan sólo algunas superficies ferruginosas locales, posibles suelos, grandes pisolitos, brechas, etc. (Esteban, 1973, Rosell, 1978).

Esta discontinuidad en el techo de las tidalitas del Portlandiense-Berriasiense anuncia la irrupción brusca de calizas lacustres de gasterópodos y las cuñas marinas valanginienses. En los sectores orientales de la cordillera Ibérica y del Maestrazgo Bulard et al., (1971) consideran que el «ciclo neojurásico» que empieza en el Oxfordiense no finaliza hasta el Hauteriviense.

MACROSECUENCIA NEOCOMIENSE (*Neocomiense-Barremiense inferior*)

Esta macrosecuencia deposicional (fig. 6) viene marcada por un predominio de calizas de agua dulce y salobre, con ocasionales bancos de ostreidos y calcarenitas oolíticas con microfauna que permite datar el Valanginiense (Canérot y Calzada, 1973; Guigon, 1973; Ramirez del Pozo y Esteban, 1973).

El Hauteriviense pudiera estar representado por facies lacustres (Calzada, 1972) que incluso podrían llegar al Barremiense inferior (Esteban, 1973). Son frecuentes los horizontes de lateritas y bauxitas, sobre todo hacia el techo de la secuencia (Combes, 1969). Esta secuencia tampoco existe en Llaberia, Salou y Tarragona, es decir en los sectores externos y en parte de los intermedios (fig. 7). En el dominio central es más notable la presencia de calizas de agua dulce y en cambio en el dominio meridional se notan más intercalaciones margosas lacustres y sobre todo salobres (bancos de ostreidos). En el dominio meridional el conjunto alcanza una potencia que puede sobrepasar los 400 m (fig. 9). La base suele estar intensa e irregularmente dolomitizada (bancos de fango emergentes), apreciándose además en detalle un control de la dolomitización tardía (post-tectónica) por las fracturas (Robles, 1974). En los sectores intermedios esta secuencia está presente en Salomó, (Esteban, 1973) con potencias de hasta 30 m y se aprecian dolomitizaciones locales en el techo de los bancos micríticos.

En gran parte de los Catalánides el techo de la macrosecuencia neocomiense viene señalado por un potente horizonte laterítico (hasta 2 m) a unos 15 m por encima de otros menos desarrollado (Guigon, 1973). Este doblete se convierte en un solo horizonte hacia los sectores intermedios. Es la gran etapa erosiva y emergente previa a la transgresión del Barremiense superior. Hacia el SW (Beseit) y en la ciudad de Tarragona, esta discontinuidad incluye una delgada cuña de arenitas rojas cuarzosas que constituyen la facies weald (Esteban, 1973).

MACROSECUENCIA BARREMO-APTIENSE (*Barremiense superior, Aptiense y en parte Albiense*)

Esta macrosecuencia está limitada por las bien desarrolladas superficies de erosión de la base del Barremiense superior y del techo del Aptiense o Albiense basal. En los Catalánides sólo se puede diferenciar una secuencia deposicional: la

Barremo-Aptiense. Se produce un notable cambio en el comportamiento de la cuenca mesozoica, acentuándose las subsidencias diferenciales y la compartimentación muy clara en sectores y dominios (figs. 5 y 6).

La secuencia Barremo-Aptiense es netamente transgresiva sobre la superficie de emersión y erosión intra-barremiense. En las zonas de Salou, Tarragona y Salomó (sector intermedio) esta superficie de erosión se superpone a otras más antiguas. Los bancos de rudistas del Barremiense superior-Bedouliense solapan diferentes horizontes de la serie jurásica e incluso del Triásico (Esteban y Julià, 1973; Esteban, 1973; Gomà y Bayó, com. pers.). Sólo los sectores externos carecen de sedimentos de esta secuencia. En los sectores internos (El Perelló, Garraf,...) más subsidentes, el Barremiense superior aparece más continuo encima de la macrosecuencia neocomiense, pero se hallan siempre los «hard-ground» ferruginosos y los horizontes lateríticos de la base (Combes, 1969, Robles, 1974, Guigon, 1973). En los sectores intermedios sus potencias son menores y oscilan entre 2 y 40 m (Esteban y Robles, 1976).

Durante el Barremiense superior y el Aptiense inferior es cuando se puede establecer con mayor precisión la paleogeografía del Mesozoico de los Catalánides (Esteban 1973, Robles, 1974, Esteban y Robles 1976). Se dibuja la pequeña bahía de Garraf-Montmell y la amplia cuenca de El Perelló-Tortosa, que enlaza directamente con la cuenca del Maestrat. En estas cuencas los bancos fangosos de Rudistas y Orbitolínidos se establecen en los márgenes, mientras que hacia el interior de la cuenca aparecen (hacia el Bedouliense inferior) barras bioclásticas de orbitolinas y construcciones arrecifales de corales y estromatopóridos, que posteriormente serán cubiertas por facies pelágicas. Así, en las partes centrales de las cuencas se acumulan seguidamente facies pelágicas de margas y margo-calizas con ammonites (Bedouliense inf.) y calizas con *Nannoconus* (del Gargasiense según Moreno de Castro, 1969), correspondiendo a las zonas de mayor subsidencia y profundidad. Estas facies pelágicas están bastante más desarrolladas en el dominio meridional que en el central (fig. 7). Unas barras calcareníticas separaban estas facies pelágicas de los bancos de rudistas de los márgenes. En el Aptiense superior (Gargasiense) se registró una brusca regresión con desarrollo de núcleos arrecifales de corales y estromatopóridos y barras de calcarenitas de alta energía. Esta regresión culmina ya entrado el Albiense con la irrupción de las facies utrillas (terrigenos de influencia continental). En algunas localidades de los sectores internos más subsidentes (Ulldecona, Marmellar) se hallan restos del Albiense inferior marino con facies de orbitolínidos y ostreidos, pero en la mayoría de las secuencias los materiales continentales de la facies utrillas yacen encima del último horizonte aptiense.

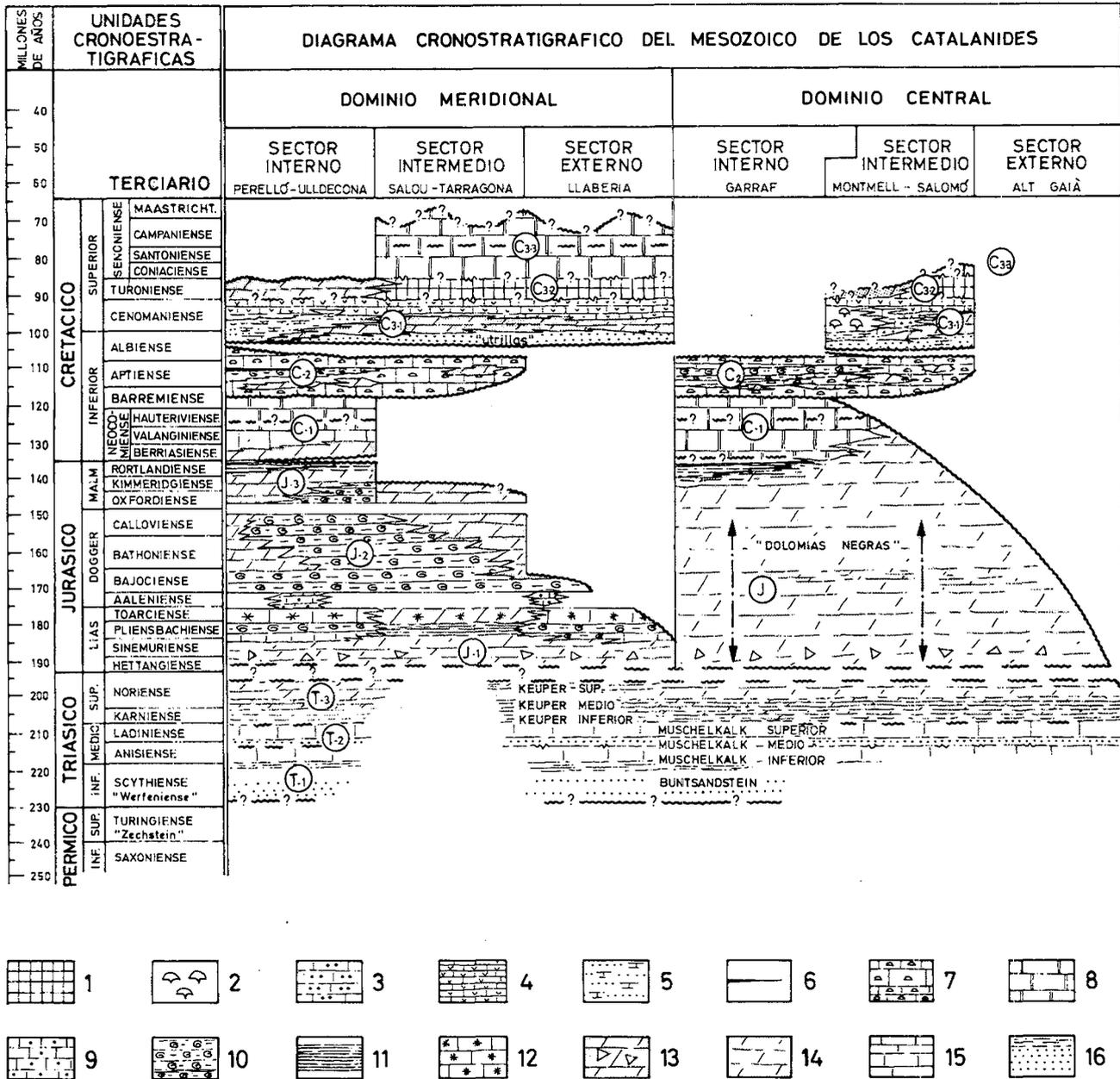
Muchos bancos de rudistas sufren una intensa dolomitización local relacionada con la exposición subaérea del techo de los bancos. A diferencia de lo que sucede en las secuencias jurásicas, la dolomitización barremo-aptiense no parece estar ligada a una superficie de erosión y emersión de importancia regional. Asimismo también se aprecia un control tardío de dolomitización a través de fracturas que afectan a las margas bedoulienses (Esteban, 1973).

Otro aspecto poco estudiado de esta secuencia es la presencia de olistostromas de materiales barremienses dentro de las secuencias aptienses (por ej. en Salomó y Canyelles, Esteban, 1973), que denotan una marcada inestabilidad en los márgenes durante los periodos de fuerte subsidencia.

La subsidencia en los sectores internos alcanza un máximo durante el desarrollo de esta macrosecuencia depositándose hasta 800 m de calizas y margas en Tortosa y 150 m en Garraf, lo que contrasta con los escasos metros (o su ausencia) en los sectores externos. Hay que destacar la penetración hacia el N de facies pelágicas, mucho más

acusada en el dominio central que en el meridional, hecho sobre el que trata ampliamente la nota de Esteban y Robles (1976).

Esta macrosecuencia representa un ciclo sedimentario más o menos complejo (fig. 9) con una amplia y relativamente progresiva fase transgresiva y una fase regresiva más brusca.



REALIZADO POR
M. Esteban y S. Robles

Fig. 7. Diagrama cronostratigráfico del Mesozoico de los Catalánides. Leyenda: 1, Calizas blancas con abundantes foraminíferos planctónicos. Facies pelágicas. 2, arrecife de corales. 3, calizas oolíticas. Facies someras. 4, calizas con Praealveolina. Facies marina somera. 5, facies costeras detritico-margosas con Ostreidos. 6, facies pelágicas de Nannoplancton. 7, calizas con bancos de Orbitolinas y Rudistas. Facies marina somera. 8, calizas y margas en facies de transición marino-salobre. 9, calizas con oolitos ferruginosos. 10, margo-calizas, margas y calizas con ammonites de facies pelágica. 11, calizas y dolomías laminadas. Facies de plataforma mareal. 12, calizas encriníticas con Pectinidos. 13, brechas dolomíticas. 14, dolomías. 15, facies de plataforma carbonática somera. 16, complejos terrígenos de facies continental.

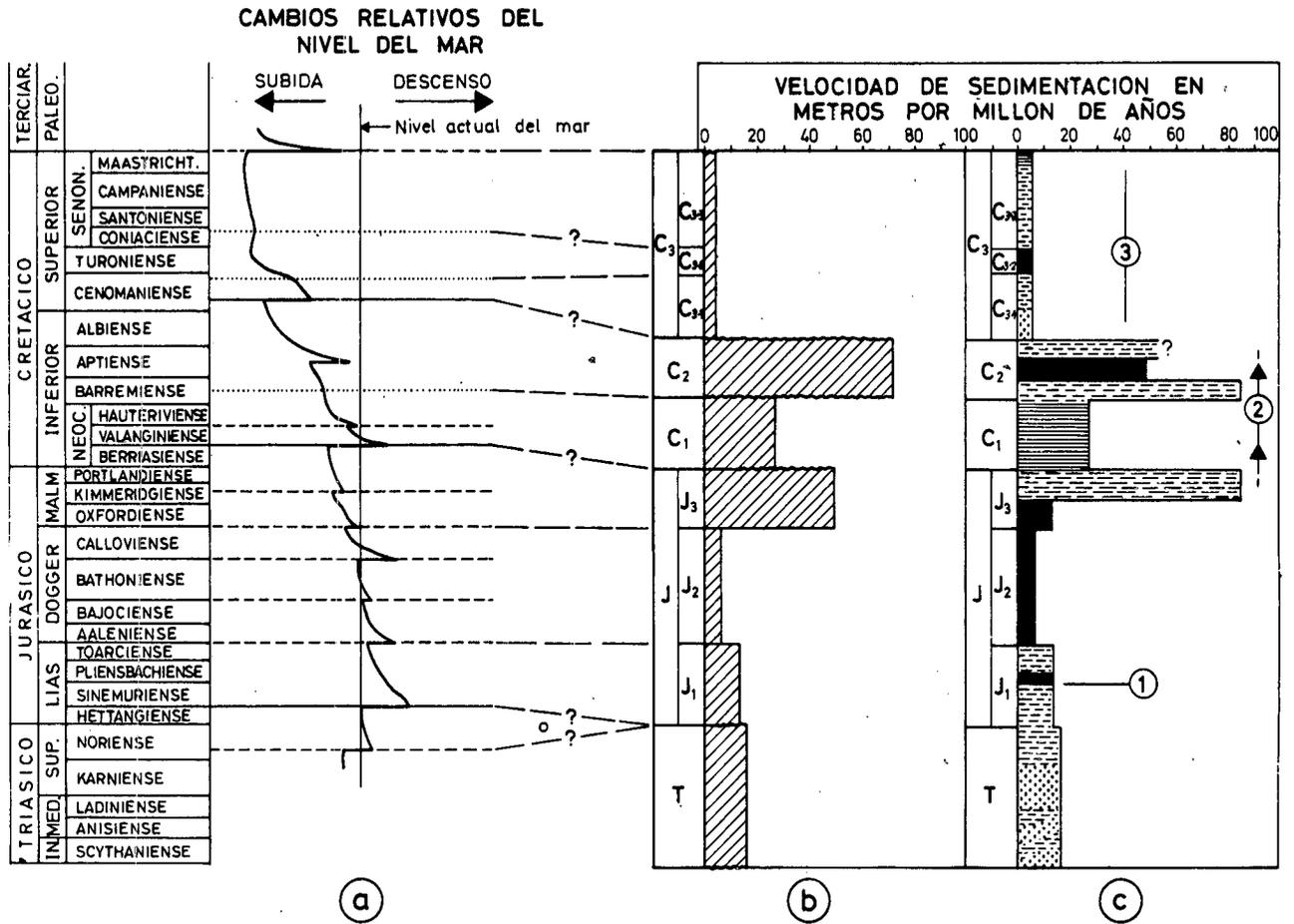


Fig. a

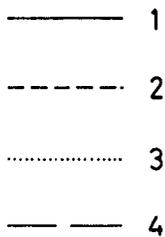


Fig. b

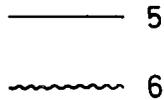
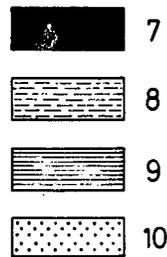


Fig. c



REALIZADO POR
M. Esteban y S. Robles

Fig. 8. Ciclos globales de cambios relativos del nivel del mar (Mitchum et al., 1977) y las secuencias deposicionales de los Catalánides (índices de velocidad de sedimentación y tipos de facies). Leyenda: Fig. a: 1, límite de superciclo; 2, límite de ciclo; 3, límite de magnitud aproximada de ciclo (modificación introducida); 4, hipotéticas relaciones entre los ciclos globales y las secuencias deposicionales. Fig. b: 5, superficie de discontinuidad sin emersión; 6, superficie de discontinuidad de emersión. Fig. c: 7, facies pelágicas y hemipelágicas; 8, facies marinas someras; 9, facies calcáreas salobres; 10, facies continentales terrígenas y evaporíticas. 1, ruptura de la plataforma carbonatada; 2, compartimentación de la cuenca; 3, homogeneización de la cuenca. Escala vertical proporcional al tiempo.

MACROSECUENCIA DEL CRETÁCICO SUPERIOR

El estudio de las secuencias deposicionales del Cretácico superior ofrece grandes dificultades debido a la escasez de afloramientos. Las ideas que aquí se ofrecen deben tomarse con precaución y someterse a los resultados de estudios regionales más amplios. La macrosecuencia del Cretácico

superior se define entre la superficie de erosión intra-albiense, sobre la que yacen las facies utrillas, y la superficie de erosión de la base del Terciario. De una manera tentativa podemos subdividirla en tres secuencias deposicionales: la basal (Albiense-Cenomaniense), la intermedia (Turoniense) y la superior (Senoniense).

Secuencia basal (*Albiense-Cenomaniense*)

Con esta secuencia parece atenuarse en gran medida la marcada subsidencia diferencial que se registró durante el Barremo-Aptiense y el Neocomiense entre los diferentes sectores de los Catalánides (figs. 5 y 6). Los materiales «terrigenos» de ambiente continental (facies utrillas) invadieron el ámbito de los Catalánides y no muestran cambios de facies o potencia de mayor importancia, a excepción de los condicionados por las irregularidades (de hasta unos pocos metros) que muestra el techo de la secuencia subyacente. Sólo se registró una mayor influencia marina (facies de ostreidos y orbitolínidos, arenas del Maestrazgo de Canérot, 1974) en áreas que antiguamente habían sido las más subsidentes (parte de los sectores internos). Esta tónica general se mantuvo durante todo el Cretácico superior. Durante el Cenomaniense medio-superior se inició la nueva transgresión con las típicas facies de prealveolínidos (Moreno de Castro, 1970, Esteban, 1970, Robles, 1974) de características muy constantes en todas las zonas en las que afloran (fig. 7). Estas calizas de prealveolínidos están asociadas en su base a bancos oolíticos tableados, más o menos dolomitizados, y en Marmellar (sector interno, dominio central) excepcionalmente a arrecifes de coral aparentemente bien desarrollados (Bataller, 1956, Esteban, 1973).

La secuencia albiense-cenomaniense es expansiva, recubriendo finalmente incluso el substrato jurásico desmantelado de las zonas más externas, en clara discordancia cartográfica (Robles, 1974-75).

Secuencia intermedia (*Turoniense*)

Esta secuencia es de escasa potencia en los Catalánides (15-30 m) y aflora en dos localidades (ciudad de Tarragona y Llaberia). Son calizas masivas blancas con abundantes foraminíferos plantónicos (*Hedbergella*, *Pithonella*,...) de edad Turoniense (Moreno de Castro, 1970, Ramírez del Pozo y Esteban, 1973) y que probablemente corresponden a las dolomías superiores de la zona de Uldecona (fig. 7). Esta secuencia se justifica por la brusquedad del contacto entre las facies costeras de Prealveolínidos y las facies pelágicas turonienses, contacto coincidente con una superficie de estrato mostrando estructuras de intensa presión - disolución y posibles pequeños paleocanales.

Secuencia superior (*Senoniense*)

Esta secuencia está todavía peor conocida que la anterior. Sólo aflora en la ciudad de Tarragona y Llaberia (sectores intermedio y externo respectivamente del dominio meridional) con algunos pequeños restos en Salomó, sector intermedio del dominio central (Esteban, 1973, Robles, 1974). Gradualmente, las calizas repletas de foraminíferos planctónicos del Turoniense pasan hacia arriba a algunos decímetros de calizas tableadas con braquiópodos (*Coniacense* ?), y bruscamente aparecen unos pocos bancos de calizas tableadas y laminadas (paleosuelos y horizontes de condensación ?). Las calizas inmediatamente por encima de estos niveles contienen ya fauna lacustre somera. La brusquedad de este contacto nos induce a suponer la presencia de una nueva secuencia deposicional formada por un máximo de unos 40 m de margas y calizas predominantemente de facies salobres (ostrácodos, carofitas) y lacustres, con ocasionales

intercalaciones de calizas glauconíferas con miliólidos y margas con restos de rudistas, corales y equínidos que sugieren el Maastrichtiense (Robles, 1974) o el Campaniense (en Llaberia, Colombo, 1980) (fig. 7). El techo de esta secuencia está profundamente afectado por la irregular superficie de erosión de la base del Terciario, que soporta materiales terrigenos rojos y paleosuelos.

La gran macrosecuencia del Cretácico superior, y con ella el periodo preorogénico, pueden considerarse finalizados con esta superficie.

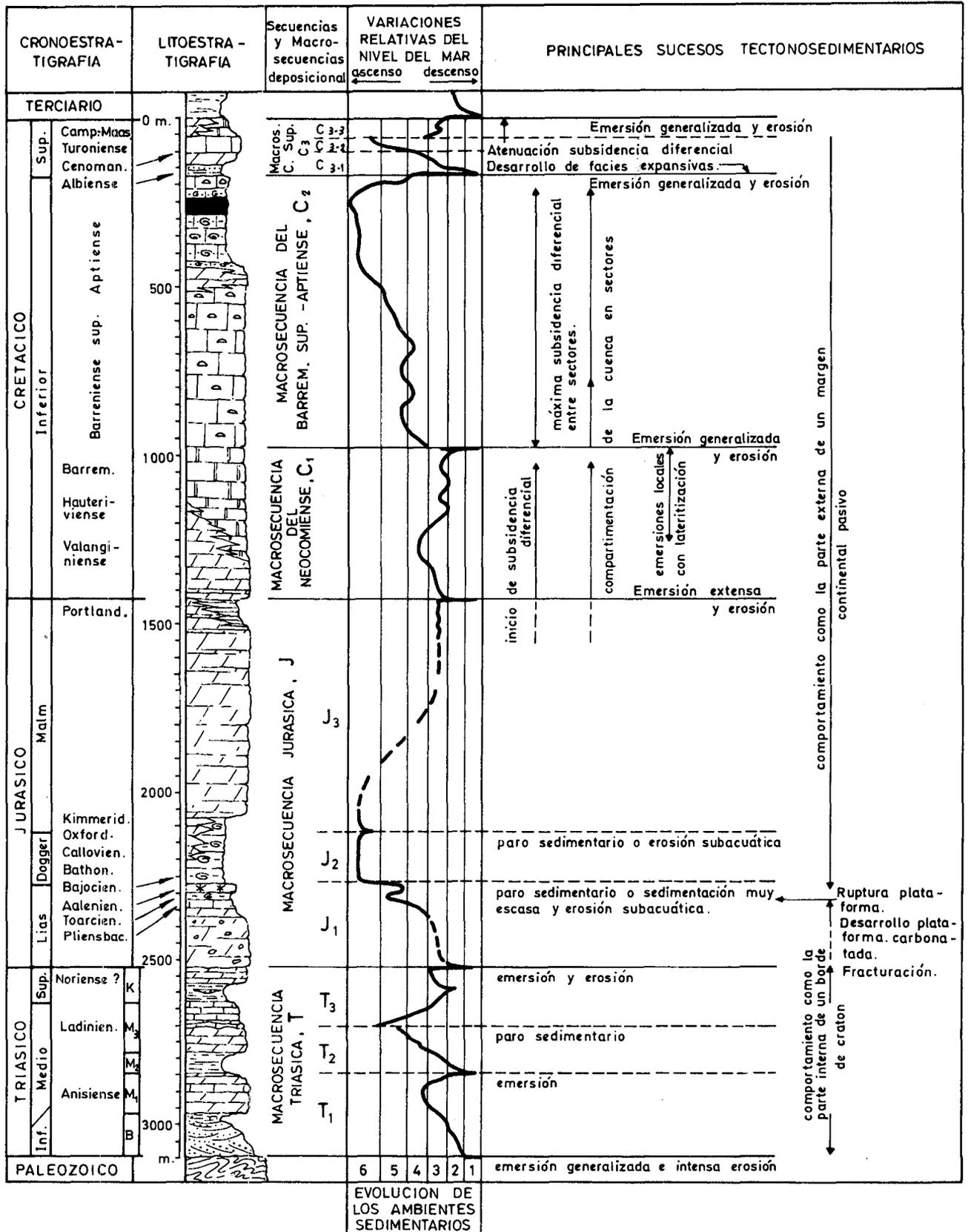
EVOLUCIÓN TECTÓNICA DURANTE EL MESOZOICO

Este breve análisis estratigráfico en secuencias sedimentarias ha permitido visualizar de una manera dinámica la sedimentación del Mesozoico y ha resaltado que durante este tiempo la cuenca sedimentaria catalánide manifestó una división en zonas con diferencias de subsidencia, reflejadas en variaciones de potencias, de facies y de continuidad estratigráfica.

Estas zonas con subsidencia diferencial se corresponden con una serie de bloques, más o menos individualizados entre sí por dos sistemas de fracturas de zócalo, aproximadamente ortogonales, que se han movido verticalmente con diferente magnitud, dentro de un régimen esencialmente distensivo. Ni el número o tipo de bloques (verbigracia el tipo de fracturas), ni tampoco sus desplazamientos absolutos o relativos han sido constantes a lo largo del Mesozoico para todo el ámbito de los Catalánides, si bien se ha mantenido una determinada tendencia general. Asociado a esta tectónica distensiva mesozoica se desarrolla, en el dominio meridional, un volcanismo básico que da lugar a las ofitas del Keuper y a los basaltos intramesozoicos (San Miguel, 1950), cuya edad no se conoce todavía con precisión.

Durante el Triás y sobre todo durante el Lias y el Dogger, el área de los Catalánides parece dividida en grandes bloques rígidos correspondientes a los dominios septentrional, central y meridional. En estas etapas las diferencias de potencias no son muy significativas, pero queda bien manifiesta ya una clara tendencia a una mayor influencia marina en el dominio meridional, que a su vez presenta mayores potencias, así como una mayor influencia continental en el dominio central. Con todo pueden detectarse en el dominio meridional unas ligeras variaciones a nivel del Lias que pudieran sugerir una mayor influencia marina hacia el Sur del dominio, tal como si se tratara de un ligero basculamiento de este dominio con hundimiento de su parte meridional. Parecen ser pues unas hipotéticas fracturas transversales los principales elementos del control.

Durante el Malm y el Neocomiense se manifiesta claramente la creación de lo que serían más tarde las cuencas de Garraf-Montmell y del Maestrat. Esta diferenciación podría ser debida a la acción de una hipotética falla transversal relacionada con la falla de El Pont d'Armentera y su prolongación hacia el SE. En general, para el Malm, la diferenciación fundamental continúa siendo evidente entre los bloques correspondientes a los dominios y queda reflejada en las diferencias de potencia y por la presencia de facies pelágicas en el dominio meridional, facies que no existen en el dominio central. Durante el Neocomiense (*Valanginiense-Barremiense inferior* ?) es perceptible ya el control por sectores.



El Barremo-Aptiense registra un control preponderante por sectores ya iniciado durante el Neocomiense, aunque también continúa, en menor grado, la acción de los dominios. Ello se atribuye a la acción de fracturas longitudinales produciendo una estructura escalonada, con los sectores externos poco o nada subsidentes y con amplios periodos de emersión, situados hacia el NW. Los sectores intermedios, los más estrechos, se sitúan en las zonas de máxima concentración de fracturas y quedan caracterizados por el acunamiento de unidades estratigráficas. Los internos, situados hacia el SE, poseen una subsidencia mucho mayor y más continuada. De esta manera, tal como se observa en la fig. 5, los sectores intermedios representan una zona de articulación entre zonas de subsidencia diferencial muy marcada.

La escasez de afloramientos de Cretácico superior no permite continuar esta visión de conjunto de una manera detallada. Existen, sin embargo, datos indicativos de un cambio en el comportamiento tectónico con subsidencias diferenciales menos acusadas entre dominios (central y meridional) y entre sectores, desarrollándose facies expansivas sobre los sectores más externos. En resumen, desde el Triás al Cretácico inferior asistimos a una subdivisión en bloques cada vez más pequeños (compartimentación más acusada) y a un progresivo incremento de sus movimientos verticales diferenciales. No se puede precisar si además estos bloques se desplazaron horizontalmente entre sí o si rotaron.

Si bien a lo largo de todo este tiempo actuaron tanto las fallas transversales como las longitudinales, hasta el Neocomiense predominan las transversales (NW-SE), tales como las del Llobregat, Capellades-Vallcarca, El Pont d'Armentera, Francolí,...) mientras que durante el Neocomiense y sobre todo el Barremo-Aptiense alcanzan gran importancia las longitudinales de dirección NE-SW, tales como el futuro límite entre los sectores interno y externo. Así pues, las hipotéticas fracturas longitudinales y transversales que activamente controlaron la sedimentación mesozoica coinciden aproximadamente, a veces sólo en su orientación, con el trazado de los accidentes tectónicos de la orogenia terciaria, como las fracturas del Llobregat, Capellades-Vallcarca (Guimerà, 1978), El Pont d'Armentera, Alforja, del Vallès-Penedès, Camp de Tarragona y Baix Ebre, y la franja de cabalgamiento Beseit - Benifallet - Tivissa - Vandellòs - Salou - Tarragona - Salomó - Alt Gaià, aunque en algunos casos estas fracturas pueden estar muy enmascaradas.

Al final del Mesozoico se produce una emersión generalizada que posiblemente preludia los primeros impulsos compresivos de la orogenia alpídica, a partir de la cual cambia el esquema tectono-sedimentario existente durante el periodo preorogénico.

PERÍODO OROGÉNICO: EL PALEÓGENO

La estructura de compresión que se observa en los Catalánides se formó fundamentalmente durante el Paleógeno.

Prácticamente todos los materiales paleógenos afectados por la tectónica compresiva están situados en el borde de la cuenca del Ebro y en la depresión de Mora, excepto algunos pequeños afloramientos como el de Campins (Anadón y Villalta, 1975), el Montiense-Thanetiense marino de Salou (Hottinger, in Guigon, 1973), los de Llaberia (Robles, 1974), los de las cercanías de Rossell, (Canérot et al., 1973 y Colombo, 1980), y los del Baix Ebre (Canérot, 1974).

EL PALEÓGENO DEL BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO por P. Anadón y F. Colombo

Los materiales del borde de la cuenca del Ebro registran la evolución tectónica de los Catalánides durante el periodo compresivo y permiten poner en evidencia los movimientos de las fracturas longitudinales del borde, así como los de las fallas transversales. Estos materiales han sido estudiados recientemente por numerosos autores entre los que cabe destacar por su interés general: Almela y Rios (1953); Julivert (1954); Hottinger (1960); Via (1966); Riba (1967); Kromm (1967); Reguant (1967); Ferrer et al. (1968); Plaziat (1969); Ferrer (1971); Rosell et al. (1973); Rosell y Robles (1975); Anadón (1978 a); Malmshheimer y Mensink (1979); Colombo (1980).

En la fig. 10 se han esquematizado las principales unidades litoestratigráficas del Paleógeno del borde de la cuenca del Ebro y sus relaciones con los accidentes tectónicos más notables. La diversificación de unidades litoestratigráficas, que se traduce en numerosos cambios de facies, es debida a esta situación marginal del corte presentado.

Hacia el centro de la cuenca las unidades litoestratigráficas son más extensas y la estratigrafía del Paleógeno es más simple. Los sondeos efectuados en zonas cercanas del interior de la cuenca (Santpedor, Castellfollit del Boix) muestran una sucesión paleógena similar a la que se encuentra en el área de Igualada, pudiéndose distinguir los siguientes tramos:

a) Tramo basal discontinuo constituido por materiales predominantemente lutíticos rojos, de origen continental, que en el dominio central poseen una edad thanetiense superior (Fm. Mediona), Anadón (1978 a).

b) Tramo de calizas con abundantes foraminíferos bentónicos, caracterizado por la presencia generalizada de alveolinas. Representa el Ilerdiense inferior y medio (Fm. Orpi), Ferrer (1971).

c) Tramo de litología compleja (materiales detríticos, carbonáticos y evaporíticos, predominantemente rojos), de origen continental, cuya edad abarcaría desde el Ilerdiense superior al «Biarritziense» basal (Grupo Pontils), Anadón (1978 a).

d) Tramo de origen marino que en la base presenta unos niveles arenosos muy constantes a lo largo de la cuenca. Se le superpone un potente tramo de margas azules que está recubierto por calizas organógenas o por evaporitas (Grupo Santa María). Edad «biarritziense» medio a priaboniense inferior, (Ferrer, 1971).

e) Tramo continental superior de litología compleja, de extensión generalizada en toda la cuenca, estudiado por Riba (1967) y Malmshheimer y Mensink (1979).

Estos tramos están constituidos por estratos genéticamente relacionados y sus límites quedan fijados por cambios en los tipos de facies, que obedecen a transgresiones y regresiones generalizadas a escala de la cuenca.

En el borde de la cuenca estudiada, los episodios marinos citados quedan bien definidos únicamente en el área de Igualada y en la de Vic. En él se observan importantes variaciones en la representación de los episodios marinos, así como de la localización de las masas importantes de conglomerados en los diferentes dominios. A pesar de estas variaciones las numerosas unidades litoestratigráficas definidas (fig. 10) pueden agruparse, dentro de cada dominio, en unidades mayores o tramos:

Dominio meridional

Los niveles marinos no están representados. A grandes rasgos se pueden diferenciar dos tramos:

Tramo inferior, de litología compleja, está constituido principalmente por materiales detríticos finos, evaporíticos y carbonáticos. Edad thanetiense superior a «biarritziense». En la parte basal se presentan unos niveles discontinuos, principalmente lutíticos y carbonáticos, de edad thanetiense superior (Fm. Mediona).

Tramo superior, constituido predominantemente por materiales conglomeráticos a los que se asocian otros materiales que presentan una disposición geométrica amplia y llegan a estar representados hasta en la porción meridional del dominio central. Su edad, en el conjunto del dominio meridional comprende desde «biarritziense» a stampiense, llegando probablemente hasta aquitaniense en la zona más meridional.

La unidad inferior corresponde a materiales depositados en áreas relativamente alejadas del borde activo de cuenca durante el período Thanetiense superior-«Biarritziense». La unidad superior se inicia, a partir del «Biarritziense», con materiales detríticos gruesos depositados en áreas próximas al borde activo de cuenca, y prosigue con otros materiales que se presentan asociados y que corresponden a una deposición en áreas cada vez más alejadas en las que, a partir del Stampiense, no existen influencias directas del borde de cuenca en la sedimentación (Fm. Fatarella). El conjunto parece corresponder a un sistema de abanicos aluviales próximos a un borde de cuenca activo a partir del «Biarritziense» hasta el Stampiense como mínimo, que condiciona la sedimentación y la repartición geométrica y geográfica de las diferentes facies asociadas.

Dominio central:

Se caracteriza por la presencia de tramos marinos desigualmente representados, lo que permite considerar dos áreas:

Área de la Conca de Barberà, limitada por las fracturas del Francolí y de El Pont d'Armentera. Se caracteriza por la presencia, en la base de la serie paleógena, de un nivel de origen marino de edad ilerdiense inferior y medio (Fm. Orpi) al que se le superpone una potente serie de origen continental de litología compleja (Grupo Pontils y unidades superiores).

Área de Igualada, limitada por las fracturas de El Pont d'Armentera y del Llobregat. Se caracteriza por la presencia de dos tramos marinos bien caracterizados (Fm. Orpi y Grupo Santa María) entre unidades de origen continental (Fm. Mediona, Grupo Pontils y formaciones continentales superiores). El límite de extensión del Grupo Santa María hacia el SW coincide aproximadamente con la prolongación hacia el NW de la fractura de el Pont d'Armentera.

En el límite entre estas dos áreas y coincidiendo con la prolongación de la falla de El Pont d'Armentera, se localizan los Conglomerados de Sant Miquel, de edad priaboniense medio-sannoisiense, adosados al borde de cuenca y en discordancia progresiva y angular con respecto a los materiales preexistentes.

Dominio septentrional

Se han distinguido dos áreas:

Área entre la fractura del Llobregat y la transversal de St. Feliu de Codines:

Se caracteriza por la ausencia de niveles marinos a excepción de las cuñas de Montserrat, Vacarisses, Sant Llorenç Savall, cuya importancia aumenta hacia el N y NW (centro de la cuenca). Predominan las formaciones conglomeráticas y arenosas, que muestran numerosos cambios de facies.

Estas formaciones, características de una sedimentación próxima a un borde de cuenca tectónicamente activo, pasan lateralmente hacia el N y NW a materiales detríticos continentales y marinos de grano más fino (sucesión de los sondeos de Castellfollit y Santpedor). En la transversal de St. Feliu de Codines se aprecia un importante cambio de facies en dirección NE, que se caracteriza por la aparición de niveles marinos (Grupo Santa María). Las unidades continentales inferiores detríticas de grano grueso muestran también cambios de facies a otras de grano más fino.

Área al NE de la transversal de St. Feliu de Codines:

Se caracteriza por la presencia de tramos marinos desigualmente representados. A lo largo de toda el área se han podido considerar dos unidades principales:

Tramo inferior, constituido por materiales detríticos de origen continental, de tamaño de grano variable, aunque en la zona del Far presentan alguna intercalación de material carbonático de origen marino (Ilerdiense medio).

Tramo superior, constituido por materiales detríticos y carbonáticos de origen marino (Grupo Santa María, en esta área, de edad luteciense superior-priaboniense).

En resumen, las formaciones del borde de la cuenca del Ebro reflejan la siguiente historia:

1. La Fm. Mediona, más o menos continua, está presente en todos los dominios y representa una sedimentación continental anterior a los primeros eventos tectónicos importantes y a las transgresiones marinas eocenas.

2. Durante el Ilerdiense inferior una transgresión marina importante afectó distintamente a los dominios septentrional y central. Así mientras en el dominio central la Fm. Orpi está bien representada, en el dominio septentrional únicamente se encuentra en su parte nororiental (área del Far.) En el área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt se depositan importantes masas conglomeráticas, que registran una actividad tectónica en un borde próximo, con desmantelamiento de la cobertera mesozoica, el cual se efectuó incluso mediante importantes deslizamientos gravitacionales.

3. A finales del Ilerdiense medio se produjo una regresión generalizada en esta parte de la cuenca, a la que siguió la deposición de materiales diversos de origen continental, de características variables en función de su proximidad a los bordes de la cuenca: Materiales detríticos gruesos en el dominio septentrional y materiales detríticos finos, carbonáticos y evaporíticos en los dominios central y meridional.

4. Durante el Eoceno medio una transgresión marina importante afectó al dominio septentrional y a parte del central. Una primera pulsación de esta transgresión tuvo lugar en el Luteciense y afectó sólo a la parte más septentrional del corte estudiado (área de Vic). La segunda pulsación más generalizada es la edad «biarritziense» inferior-medio y por el S queda limitada por la falla de El Pont d'Armentera. Las condiciones marinas prevalecieron hasta el Priaboniense inferior-medio.

Fig. 10. Esquema de correlación de las unidades estratigráficas terciarias adosadas al borde occidental de las Catalánides (referida a la base de la transgresión «biarritziense» en el área de Igualada). Esquema litoestratigráfico (fig. superior) y esquema cronoestratigráfico (fig. inferior).

Explicación de la figura:

(1) *Fm. Mediona*: Enunciada como «nivel» por Rosell, Julià y Ferrer (1966) y definida formalmente como Formación por Anadón (1978 a). Lutitas rojas con abundantes niveles de caliche (a veces pisolítico) y costras calcáreas con *Microcodium* (Esteban, 1972). Posee niveles arenosos y conglomeráticos esporádicos. Localmente presenta bancos calcáreos y dolomíticos. Los materiales de esta formación, de origen continental, a veces parecen rellenar discordantemente depresiones preexistentes sobre substrato paleozoico o mesozoico. Aflora discontinuamente a lo largo del área estudiada. Incluye el clásico «Nivel de Bulimus». Este nivel bioestratigráfico se localiza en otras áreas de la cuenca del Ebro y aun fuera de ella. Edad thanetiense, probablemente superior.

(2) *Fm. Orpi*: Definida formalmente por Ferrer (1971). En la zona comprendida entre las fallas de Capellades-Vallcarca y del Francolí: Calizas «grainstone» de foraminíferos (*Alveolina*, *Orbitolites*, miliólidos, etc.) y dolomías blancas. Desde el SW de Pontils hasta las inmediaciones de Montblanc está constituida casi exclusivamente por dolomías. Edad: ilderdiense inferior y medio. En el área del Far (al N. del macizo del Montseny-Guilleries): «Wackestones» con foraminíferos (*Alveolina*, *Orbitolites*, etc.) con niveles arenosos intercalados. Edad: ilderdiense medio. Diversos sondeos del interior de la cuenca del Ebro (Castellfollit del Boix, Santpedor) muestran su presencia en dichas áreas y en posición estratigráfica similar.

GRUPO PONTILS. Definido formalmente como Formación por Ferrer (1971) y elevado a rango de Grupo por Anadón (1978 a). Generalmente constituido por materiales detríticos de grano fino (localmente conglomerados) y materiales carbonáticos y evaporíticos depositados en ambientes continentales o de transición a marinos (área Igualada-Montblanc). Poseen el significado de depósitos de ambientes relativamente alejados del borde de cuenca activo. Su edad puede abarcar desde el Ilderdiense-Cuisiense a «Biarritziense» inferior. Está constituido por diversas formaciones (Anadón, 1978 a):

(3) *Fm. Santa Cándia*: Calizas y margas grises alternantes, con fauna salobre y carofitas. Esporádicamente presenta areniscas y lutitas rojas y dolomías.

(4) *Fm. Carme*: Lutitas rojas con escasos niveles de areniscas y de yeso nodular poco potentes.

(5) *Fm. Poble de Claramunt*: Tramos de areniscas y lutitas predominantemente rojas que intercalan potentes niveles de areniscas y conglomerados, a veces de sección lenticular y forma de relleno de paleocanal.

(6) *Fm. Fontanelles*: Alternancia de calizas en bancos delgados y margas. Escasos niveles de arenisca, dolomía y yeso. Fauna y flora lacustres.

(7) *Fm. La Portella*: Areniscas y lutitas grises y amarillentas en disposiciones complejas. Algún nivel de areniscas y conglomerados rojos. Fauna lagunar.

(8) *Fm. Valldeperes*: Tramos de dolomías con sílex, calizas y margas gris-verdosas alternando con tramos de lutitas rojas. Desarrollo de abundantes niveles de yeso nodular en los tramos dolomíticos que pueden llegar a constituir la litología dominante de dichos tramos.

(9) *Fm. Bosc d'en Borràs - La Morera*: Calizas en bancos potentes, rosadas grises y pardas, con abundantes señales de pedogénesis. Localmente (Pontils) intercalan lutitas rojas, margas y lignitos.

Al SW de la falla del Francolí, debido a la ausencia de la *Fm. Orpi*, es difícil diferenciar los materiales de la *Fm. Mediona* de los del Grupo Pontils (Colombo, 1980), por lo que se han definido tres unidades de carácter continental, de edad thanetiense (?) - luteiciense superior:

(10) *Complejo de Ulldemolins*: Unidad constituida por materiales predominantemente lutíticos que presenta una asociación compleja de diversos litotipos en posición estratigráfica diversa. En los tramos inferiores predominan las calizas, en los intermedios los yesos y en los superiores, calizas y areniscas. En la base existen materiales lateríticos.

(11) *Niveles de Gandesa*: Calizas, predominantemente pisolíticas. Yacen sobre niveles jurásicos carbonáticos corroídos por *Microcodium*.

(12) *Niveles de Horta de St. Joan*: Lutitas rojas con tramos de yeso masivo y esporádicos bancos de calizas. En la base existen materiales lateríticos.

GRUPO SANTA MARÍA. Definido como Formación por Ferrer (1971) y elevada a rango de Grupo por Palli (1972). Materiales carbonáticos y detríticos depositados en ambientes marinos. Se extiende por las zonas del interior de la cuenca del Ebro, siendo sustituido hacia los bordes por materiales arenosos y conglomeráticos allí donde éstos han sido preservados. Edad: «biarritziense» (luteiciense superior en la zona de Vic) - priaboniense.

(13) *Fm. Tavertet*: Definida por Reguant (1967). Areniscas silíceas y calizas numulíticas en la parte superior.

(14) *Fm. Banyoles*: El nombre de Margas de Banyoles (Almela y Ríos, 1943) ha sido empleado por diversos autores para designar una formación constituida por arcillas y margas azules con débiles intercalaciones de limolitas del mismo color y areniscas de grano fino y medio. En parte se corresponde con las Margas del Coll de Malla (Mb. Malla de Gich, 1969).

Las unidades siguientes (15-16-17) fueron definidas por Ferrer (1971) en el área de Igualada como miembros y elevados al rango de Formación por Palli (1972).

(15) *Fm. Collbàs*: (Folgueroles, Centelles, *pro parte* en Reguant, 1967). Areniscas con niveles subordinados de calizas y margas. Estos dos últimos

materiales se vuelven predominantes en la zona de Igualada.

(16) *Fm. Igualada*: (Margas de Vic en Reguant, 1967 y de Manlleu en Almela y Ríos, 1943). Margas azules con escasas intercalaciones calcáreas y arenosas.

(17) *Fm. Tossa*: Calizas coralinas y niveles lutíticos y arenosos subordinados, estudiados en detalle por Salas et al. (1977) y Salas (1979).

FORMACIONES CONTINENTALES SUPERIORES:

(18) *Fm. Artés*: Definida por Ferrer (1971). Lutitas rojas con bancos de arenisca y esporádicamente conglomerados. En la zona de Igualada yace sobre los yesos de Odena (19). Edad priaboniense.

En la zona de Montblanc y sectores meridionales se han distinguido (Colombo, 1980):

(20) *Fm. Montblanc*: Lutitas rojas con intercalaciones de bancos de yeso que aumentan de potencia hacia la parte superior. Esporádicamente se encuentran bancos arenosos y conglomeráticos. Edad «biarritziense» - sannoisiense medio. Corresponde a la denominada *Fm. Cabra del Campo* por Guigon (1973), el cual le atribuye una edad sannoisiense - aquitaniense.

(21) *Fm. Sarraí*: Calizas margosas, localmente arenosas con fauna lacustre y esporádicos niveles de lignitos. Edad sannoisiense medio. Corresponde a la denominada *Fm. Sarreal* por Guigon (1973), el cual le atribuye una edad sannoisiense - aquitaniense.

(22) *Fm. Blancaflor*: Lutitas rojas predominantes que intercalan areniscas, yesos y algunos conglomerados. Los niveles superiores presentan algunos bancos carbonáticos. Edad sannoisiense medio - estampiense probablemente.

(23) *Fm. Fatarella*: Calizas generalmente margosas con fauna lacustre, algunos niveles de lignitos y esporádicos yesos. Corresponde en parte a la *Fm. Talladell*, nombre utilizado por Riba (1971) para designar los materiales carbonáticos que aparecen en La Panadella, así como los conocidos clásicamente como Calizas de Tàrraga. Edad estampiense.

(24) *Fm. Flix*: Lutitas rojizas que se presentan alternando con diversos litotipos: areniscas en los tramos basales, yesos en los tramos intermedios y calizas en los superiores. Edad, estampiense - aquitaniense (?).

FORMACIONES CONGLOMERÁTICAS Y ARENOSAS DE BORDE:

Poseen una edad desde ilderdiense a suprasannoisiense, pero distribuidas irregularmente en el espacio y en el tiempo.

Área de Sant Feliu de Codines - Pals:

Colombo (1980) distingue las siguientes unidades:

(25) *Fm. Vilanova de Sau*: Corresponde a la parte inferior de las unidades «Conglomerados y areniscas rojas de Riells del Fai» y «Conglomerados y areniscas rojas de las Guilleries» de Reguant (1967). Está constituida predominantemente por lutitas rojas, con trazas de pedogénesis, e intercala niveles conglomeráticos lenticulares que presentan abundantes clastos carbonáticos triásicos.

(26) *Fm. Romagats*: Corresponde a la parte superior de las unidades de Reguant (1967) citadas en el párrafo anterior. Constituida predominantemente por conglomerados poligénicos, areniscas arcóscicas y escasos niveles lutíticos rojos.

En conjunto estas unidades (25-26) abarcan desde el Ilderdiense hasta el luteiciense en el área de Vic - Pals y hasta el «Biarritziense» en el área de Sant Feliu de Codines - Vic.

Área de Montserrat - Sant Llorenç del Munt:

Formaciones de conglomerados masivos:

- *Pudingas poligénicas: Conglomerados de Montserrat* (27), de edad luteiciense superior - priaboniense (Anadón, 1978 a); *Conglomerados de Sant renç del Munt* (28), de edad cuisense (?) - priaboniense (Anadón, 1978 a); *Conglomerados del Cingle de Gallifa* (29), de edad «biarritziense».

- *Brechas de cantos de materiales mesozoicos fundamentalmente: Fm. Cairat* (30), de edad ilderdiense - cuisense (?) (Anadón, 1978 a); *Brechas de Can Manel* (31) y de *Can Tort* (32), de edad «biarritziense» las primeras y «biarritziense» - priaboniense inferior las segundas (Anadón, 1978 b).

- *Brechas de cantos de materiales paleozoicos fundamentalmente: Brechas de Can Ferrer, Can Sabater y de La Torre* (33), de edad cuisense (?) - «biarritziense» (Anadón, 1978 a); *Brechas de Les Morelles* (34), de edad priaboniense (Anadón, 1978 b).

Formaciones arenosas y conglomeráticas rojas (Anadón, 1978 a):

- *Fm. La Salut* (35): areniscas, lutitas y escasos niveles de conglomerados. Intercala algunos niveles carbonáticos de origen lacustre. Edad cuisense - luteiciense. «*Facies*» de *Vacarisses* (36), de edad «biarritziense» - priaboniense; «*Facies*» de *Sant Llorenç Savall* (37), de edad luteiciense - «biarritziense» y «*Facies*» de *Els Brucs*, de edad «biarritziense» - priaboniense basal (38). Son unidades fundamentalmente arenosas con abundantes tramos lutíticos y niveles de pudingas equivalentes marginales y/o distales de los conglomerados masivos.

Área del Gaigà:

- *Conglomerados de Sant Miquel* (39): Pudingas poligénicas, en tramos masivos con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas. Edad probablemente sannoisiense (Colombo, 1980).

Área del Montsant:

- *Conglomerados del Montsant* (40): Pudingas fundamentalmente monogénicas de cantos calcáreos mesozoicos heterométricos. Los tramos inferiores

presentan intercalaciones de areniscas y lutitas con algún esporádico banco calcáreo. Los tramos superiores presentan carácter masivo. Edad desde «biarritziense» a estampiense (?). Los conglomerados de *Corbera d'Ebre* (41), *Puig Cavaller* (42) y *L'Ermita* (43), muestran características y edades similares (Colombo, 1980).

- *Fm. Margalef* (44): Areniscas, lutitas amarillentas y algunos niveles de conglomerados más abundantes hacia la parte basal. Se intercalan esporádicos nivelillos yesíferos en la parte media y algunos bancos carbonáticos en la parte superior (Colombo, 1980).

En el dominio meridional el borde de cuenca se trasladó hacia el interior de la misma y condicionó la deposición de potentes masas de conglomerados adosados a él como los de Montsant, Corbera d'Ebre, Puig Cavaller, L'Ermita, etc. en los que se desarrollaron discordancias progresivas. Algunas discordancias angulares, presentes además en el área del Montsant y Montserrat, posiblemente estén ligadas a la presencia de accidentes transversales.

5. A partir del Priaboniense inferior-medio, tras la regresión generalizada en toda la cuenca, la deposición tuvo carácter continental en todos los dominios. En el dominio meridional, y durante el Priaboniense-sannoisiense la reactivación del borde de la cuenca originó discordancias progresivas en los conglomerados (Ulldemolins - Horta de St. Joan). En el dominio central, la presencia de una discordancia progresiva en los conglomerados de Sant Miquel indicaría la traslación hacia el interior de la cuenca, del borde activo.

En zonas alejadas de estos bordes se depositaron los materiales detríticos finos, carbonáticos y evaporíticos característicos de las áreas centrales de la cuenca del Ebro.

LA ESTRUCTURA DE COMPRESIÓN

por P. Anadón, F. Colombo, S. Robles y P. Santanach

Las estructuras compresivas de cada sector difieren notablemente. En el sector externo aflora ampliamente el zócalo paleozoico y la delgada cobertera mesozoica se comporta solidariamente con el mismo, mientras que la cobertera, relativamente potente, del sector interno está despegada y diversamente plegada. Cabalga sobre los sectores externos a lo largo del sector intermedio. Este edificio compresivo está fracturado y enmascarado por la estructura distensiva posterior (fig. 11). Para su descripción se distinguirán:

- I) las unidades de los *sectores externos* y su contacto con la cuenca del Ebro;
- II) las unidades de los *sectores internos* y;
- III) las unidades de los *sectores intermedios*.

Estructura de los sectores externos: el contacto con la cuenca del Ebro

El borde de la cuenca del Ebro es complejo. Hay que diferenciar el actual límite cartográfico de la cuenca, del borde sedimentario de la misma. El primero de ellos se presenta, cartográficamente, escalonado con los peldaños oblicuos a la costa, aunque paralelizándose a la misma en el dominio septentrional (véanse figs. 2 y 11). Los escalones coinciden con fallas transversales (Llobregat, Capellades-Vallcarca, Francolí, Alforja). Durante el Paleógeno, debido a la tectónica, el borde activo de la cuenca sufrió traslaciones. La última posición del mismo en cada transversal viene señalada por una importante sedimentación conglomerática con una o varias discordancias progresivas (Conglomerados de St. Llorenç de Munt, de Montserrat, de St. Miquel, del

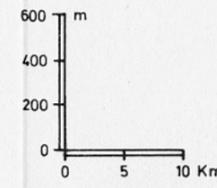
Montsant, de Corbera d'Ebre, de Puig Cavaller, de l'Ermita, etc.) Su edad varía longitudinalmente (Ashauer y Teichmüller, 1935; Llopis Lladó, 1947), siendo más reciente en el SW que en el NE. La evolución del borde de la cuenca, tanto temporal como espacialmente, no es gradual. Los cambios bruscos en la sedimentación y en la estructura van asociados a la presencia de los accidentes transversales, antes mencionados y a los de El Brull, El Pont d'Armentera, Pla de Burgars y Baix Ebre (Esteban 1969, 72, 73, Guigon, 1973, Robles 1974, 75, Robles e Iniesta, 1977).

En el extremo NE de los Catalánides, el zócalo herciniano de la Unidad Montseny-Guilleries y algunos restos de su cobertera mesozoica están recubiertos normalmente por los sedimentos paleógenos de la cuenca del Ebro. Éstos fosilizan un relieve atenuado y buzan suavemente hacia el interior de la cuenca. Ni las facies de los materiales thanetienses, ni las de los ilerdienses y cuienses denotan la presencia de un borde de cuenca activo en sus inmediaciones.

Entre las fallas del Congost y de Capellades-Vallcarca el contacto con la cuenca del Ebro tiene un carácter muy diferente. El zócalo paleozoico cabalga la cuenca del Ebro. La superficie de falla, muy tendida en el frente (especialmente en la zona NE), se verticaliza hacia el SE hasta unirse con la falla que limita por el NW la depresión del Vallès-Penedès (Fontboté, 1954). Entre los materiales paleozoicos y los terciarios de la cuenca del Ebro se encuentran los triásicos intensamente plegados y arrastrados, despegados, principalmente, a nivel del Buntsandstein superior. Esta estructura se ve complicada por la presencia de olistostromas de materiales triásicos, emplazados durante o previamente a la progresión del cabalgamiento principal, a lo largo del Ilerdiense - Cuiense y del Biarritziense superior. (Gich, com. pers., Anadón, 1978 b).

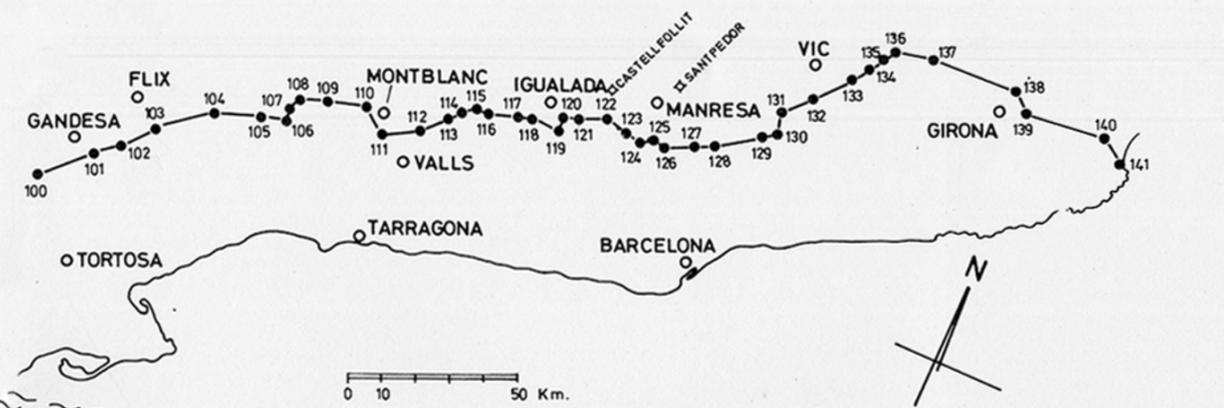
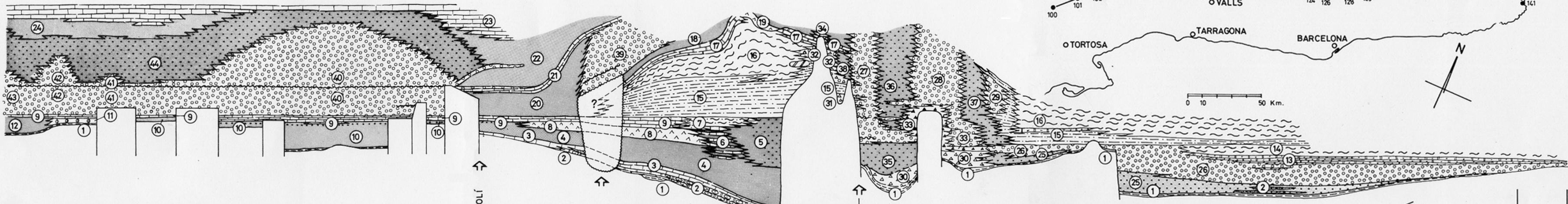
La unidad cabalgante (Sierra Prelitoral s. str., Fontboté, 1954), que hemos denominado unidad Congost-Anoia, está interrumpida por la falla de rumbo dextrógira del Llobregat y por la levógira de Capellades-Vallcarca. Ambas fallas casi paralelas, aunque de dirección algo más N-S la de Capellades-Vallcarca.

Los datos sedimentológicos muestran que esta zona de la cuenca del Ebro fue tectónicamente activa durante la mayor parte del Paleógeno. Durante el Thanetiense la sedimentación era todavía tranquila, pero a partir del Ilerdiense se inició la actividad tectónica que culminó en el Priaboniense superior. Fruto de esta actividad es el depósito, durante el Ilerdiense-Cuiense (?) de las Brechas del Cairat, procedentes del desmantelamiento de la cobertera triásica de esta zona de borde de cuenca en vías de formación. En la zona de Matadepera esta actividad provoca deslizamientos olistostromáticos de la cobertera triásica (niveles del Muschelkalk), despegada a favor de los tramos lutíticos rojos del Muschelkalk medio. Durante el Cuiense-Luteciense y el «Biarritziense», prosigue el desmantelamiento de la cobertera y erosión del zócalo paleozoico del borde, así como la del interior del macizo. Como resultado de ésto, el dispositivo sedimentario en esas épocas correspondía a una serie de conos o taludes, con depósitos de cantos fundamentalmente paleozoicos, poco rodados, de extensión restringida, adosados al borde de cuenca. Estos depósitos se interdigitaban con los extensos conos que recibían aportes del interior del macizo. Posteriormente, el escarpe del borde de cuenca se convertiría, en parte, durante la fase paroxismal, en el frente del cabalgamiento de los materiales del zócalo hercínico sobre los paleógenos. Los conglomerados de St. Llorenç del



millones de años

HARDENBOL & BERGGREN (1978)	UNIDADES EMPLEADAS EN ESTE TRABAJO
AQUITANIENSE	AQUITANIENSE
CHATTIENSE	CHATTIENSE
CHATTIENSE	AQUITANIENSE
RUPELIENSE	STAMPIENSE "S. L."
PRIABONIENSE	Sannoisiense
PRIABONIENSE	Ludiense
BARTONIENSE	PRIABONIENSE
BARTONIENSE	BIARRITZIENSE
LUTECIENSE	LUTECIENSE
LUTECIENSE	CUISIENSE
YPRESIENSE	YPRESIENSE Superior
YPRESIENSE	YPRESIENSE Medio
YPRESIENSE	YPRESIENSE Inferior
THANETIENSE	THANETIENSE
THANETIENSE	THANETIENSE



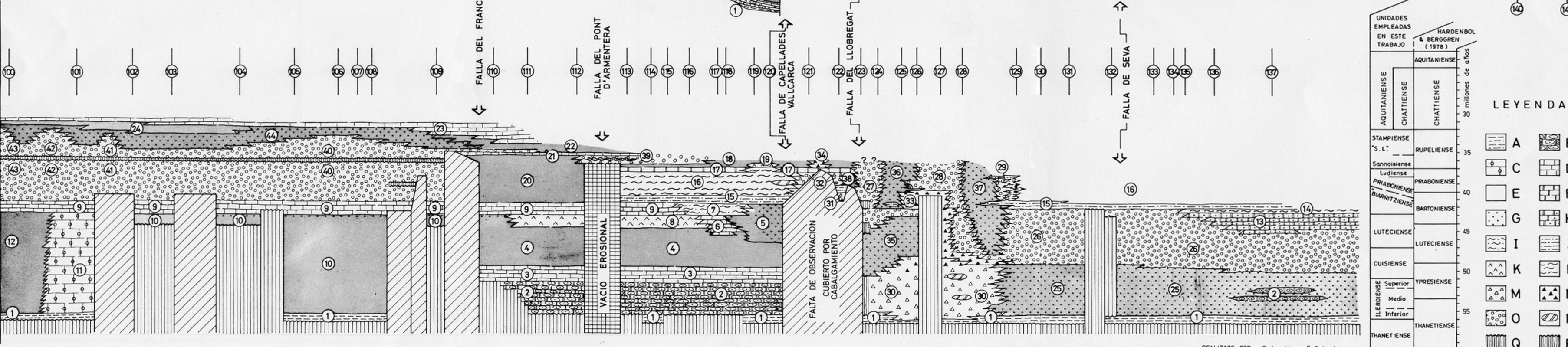
FALLA DEL FRANCOLÍ

FALLA DEL PONT D'ARMENTERA

FALLA DE CAPELLADES VALLCARCA

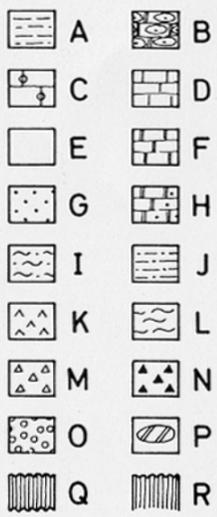
FALLA DEL LLOBREGAT

FALLA DE SEVA



UNIDADES EMPLEADAS EN ESTE TRABAJO	HARDENBOL & BERGGREN (1978)
AQUITANIENSE	AQUITANIENSE
CHATTIENSE	CHATTIENSE
CHATTIENSE	AQUITANIENSE
STAMPIENSE "S. L."	RUPELIENSE
Sannoisiense	RUPELIENSE
Ludiense	RUPELIENSE
PRIABONIENSE	PRIABONIENSE
PRIABONIENSE	PRIABONIENSE
BIARRITZIENSE	BARTONIENSE
BIARRITZIENSE	BARTONIENSE
LUTECIENSE	LUTECIENSE
LUTECIENSE	LUTECIENSE
CUISIENSE	CUISIENSE
YPRESIENSE Superior	YPRESIENSE Superior
YPRESIENSE Medio	YPRESIENSE Medio
YPRESIENSE Inferior	YPRESIENSE Inferior
THANETIENSE	THANETIENSE
THANETIENSE	THANETIENSE

LEYENDA



REALIZADO POR P. Anadn y F. Colombo

Munt y de Montserrat corresponderían a depósitos de estos grandes conos, mientras que las brechas de La Torre, Can Ferrer y Les Morelles a los depósitos de extensión restringida adosados al borde de cuenca. A partir del «Biarritziense», tras la transgresión que tuvo lugar en esta época, los abanicos se convirtieron además en aparatos deltaicos, «fan deltas», (Taberner, 1978; Anadón, 1978 a). En la zona de Iguàlada, durante el «Biarritziense» superior, tuvo lugar el emplazamiento del qlistón de Els Mollons (Anadón, 1978 b). Puede concluirse, dado el continuo carácter proximal de la sedimentación en este área, que durante prácticamente todo el Eoceno, el borde activo de la cuenca estuvo localizado en las cercanías del borde cartográfico actual de la misma (Anadón, 1978 a).

La estructura de cabalgamiento descrita acaba por el SW contra la falla del Penedès. Pocos kilómetros al SW de la falla de Capellades-Vallcarca (St. Quinti de Mediona) el contacto entre la cuenca del Ebro y los materiales mesozoicos adquiere un carácter totalmente distinto. En este área el contacto no es tectónico. El mesozoico de las unidades del Alt Gaià y de Miramar constituye el substrato de la cuenca del Ebro y se hunde bajo las formaciones paleógenas de la misma. La unidad del Alt Gaià está constituida esencialmente por la serie sedimentaria triásica ligeramente ondulada, formando una serie de pliegues en relevo de orientación más próxima a N-S que el borde cartográfico de la cuenca del Ebro. Se encuentran restos de materiales terciarios (Fm. Mediona, Fm. Orpí, Grupo Pontils) bastante más al SE, aislados de la cuenca.

La unidad del Alt Gaià está limitada por el SE por la falla del Penedès y por el extremo SW está cabalgada por el complejo haz de pliegues de materiales triásicos de la unidad de Aiguaviva (sector intermedio). La falla de El Pont d'Armentera separa por el SW la unidad del Alt Gaià de la depresión de Valls y de la unidad de la Sierra de Miramar, la cual, como ya se ha indicado, representa también el substrato de la cuenca del Ebro. La falla del Francolí constituye el límite SW de la unidad de la Sierra de Miramar.

Las características sedimentológicas del Paleógeno del sector comprendido entre la zona de cabalgamiento Llobregat-Capellades y la falla del Francolí son netamente distintas a las de la zona comprendida entre el Montseny y el Llobregat. Así, al NE del Llobregat, durante el Ilerdiense, Cuisiense y Luteciense, hay un borde de cuenca activo, mientras que al SW de esta línea se desarrolla una plataforma carbonática durante el Ilerdiense, y durante el Cuisiense-Luteciense se depositan los materiales del Grupo Pontils que corresponden a áreas alejadas del borde de cuenca activo. A la altura de la falla de El Pont d'Armentera se localiza el límite SW de las facies marinas del Eoceno medio (grupo Santa María). En la transversal de esta falla se encuentran dispuestos en discordancia progresiva las acumulaciones de conglomerados sannoisienses de St. Miquel, que en la parte SE de su afloramiento, reposan, en discordancia angular, sobre materiales triásicos y eocenos (Fm. Orpí, Grupo Pontils, Grupo Santa María). Así pues, en la zona comprendida entre las fallas de Capellades-Vallcarca y de El Pont d'Armentera el único borde de cuenca activo detectable es de edad sannoisiense, y puede seguirse hasta la falla del Francolí. Durante el Eoceno, el borde de cuenca activo, si existía debía de encontrarse más hacia el SE. Hay que señalar que la falla del Francolí marca aproximadamente el límite SW del Ilerdiense marino (Fm. Orpí).

A la altura del río Francolí las capas de la cuenca del Ebro

forman una flexión de eje fuertemente inclinado y se ponen en contacto con los materiales paleozoicos mediante una falla muy vertical, localmente inversa, de dirección ENE-WSW. Esta falla, unos kilómetros al SW queda fosilizada en parte, por los materiales conglomeráticos del Montsant y equivalentes, que se disponen discordantemente sobre las unidades del Priorat y Cavalls-Pàndols (ver fig. 11). Más al SW los materiales de la cuenca del Ebro son cabalgados directamente por las unidades del sector intermedio. Al SW de la falla del Francolí la sedimentación indica actividad tectónica a partir del «Biarritziense» (Montsant), que culmina en el Sannoisiense durante el cual se desarrollan dos discordancias progresivas. La primera, en Vilanova de Prades, que probablemente pueda correlacionarse con la de St. Miquel, y la segunda en Ulldemolins. Ambas se siguen hasta la terminación SW de los Catalánides. Los materiales inferiores al «Biarritziense» (complejo de Ulldemolins) presentan facies distales y/o marginales. Este hecho junto con el hallazgo de clastos de materiales paleozoicos sobre la unidad de la Sierra de Prades hace suponer que el borde activo de la cuenca en el Eoceno inferior se encontraría más hacia el SE, en la zona de Reus aproximadamente (Colombo, 1980).

Las unidades de los sectores externos, limitadas por los frentes de corrimiento y cabalgamiento de Tivissa y de Beseit, las fallas del Camp de Tarragona, la del Francolí y la cuenca del Ebro, presentan características diversas.

La unidad del Priorat está constituida por materiales hercinianos y representa el zócalo. Sobre ellos, en la parte más oriental, se encuentra la cobertera mesozoica (Triásico y Jurásico inferior) ligeramente flexurada y fracturada, la cual constituye la unidad de la Sierra de Prades.

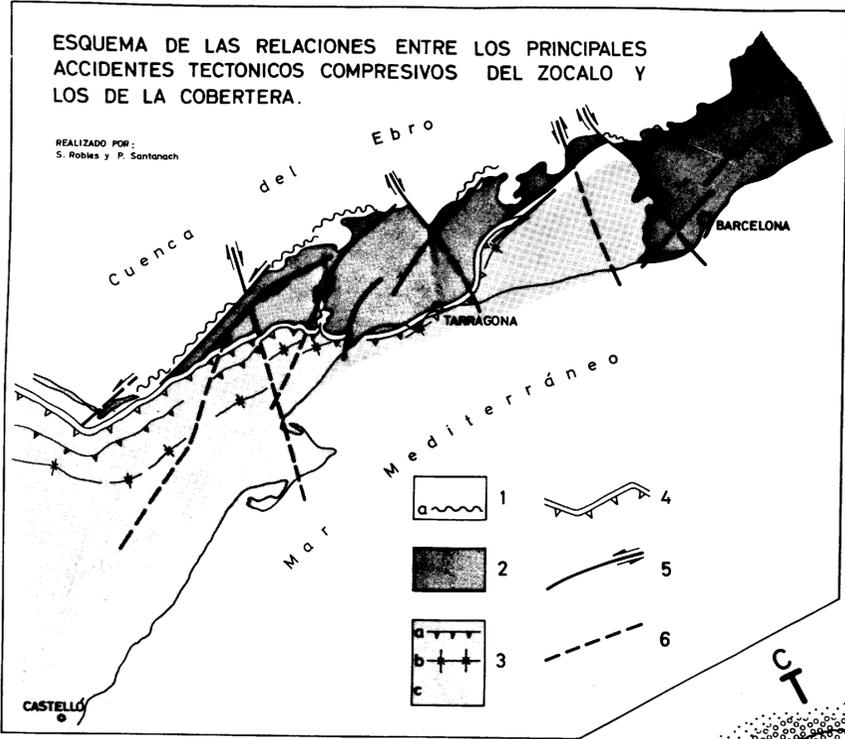
La cobertera de la parte meridional de la unidad del Priorat es más compleja. Hay que distinguir la unidad de la Sierra de la Llaberia, al SE, de la unidad de Cavalls-Pàndols, al SW, que separa la depresión de Mora de la cuenca del Ebro.

La unidad de la Sierra de la Llaberia presenta un plegamiento relativamente intenso en su mitad meridional, mientras que en la septentrional no hay estructuras de plegamiento y, en conjunto, la cobertera se comporta solidariamente con el zócalo. Los pliegues de la mitad meridional se desarrollan principalmente por encima del Muschelkalk medio, que ha actuado como principal nivel de despegue. Localmente el Muschelkalk inferior también presenta una complicada estructura de plegamiento y autocabalgamiento, favorecidos ambos tipos de estructura por el despegue a nivel del tramo arcilloso superior del Buntsandstein. Los pliegues son vergentes al N o NNW y van asociados a fallas inversas de dirección E-W (Robles, 1974).

La unidad de Cavalls-Pàndols es el substrato mesozoico de la cuenca del Ebro elevado a favor de las fracturas que la limitan por el NW y SE. La serie mesozoica forma un anticlinal complejo (fig. 11, perfil A). Los materiales de la cuenca del Ebro y de la depresión de Mora son muy similares en su parte basal y se diferencian sólo en las partes altas de la serie (García Boada, 1974). Descansan discordantemente sobre los materiales mesozoicos de Cavalls-Pàndols. Esta discordancia es especialmente manifiesta en la transversal de la falla del Pla de Burgar. En esta región ocurrió un movimiento dextrógiro precoz de esta falla, que indujo a la formación de pliegues escalonados (Robles e Iniesta, 1977), cuya erosión, antes de la sedimentación terciaria permitió que el Paleógeno continental descansase sobre distintos niveles de la serie mesozoica. Por el SW esta unidad es cabalgada por las unidades del sector intermedio.

ESQUEMA DE LAS RELACIONES ENTRE LOS PRINCIPALES ACCIDENTES TECTONICOS COMPRESIVOS DEL ZOCALO Y LOS DE LA COBERTERA.

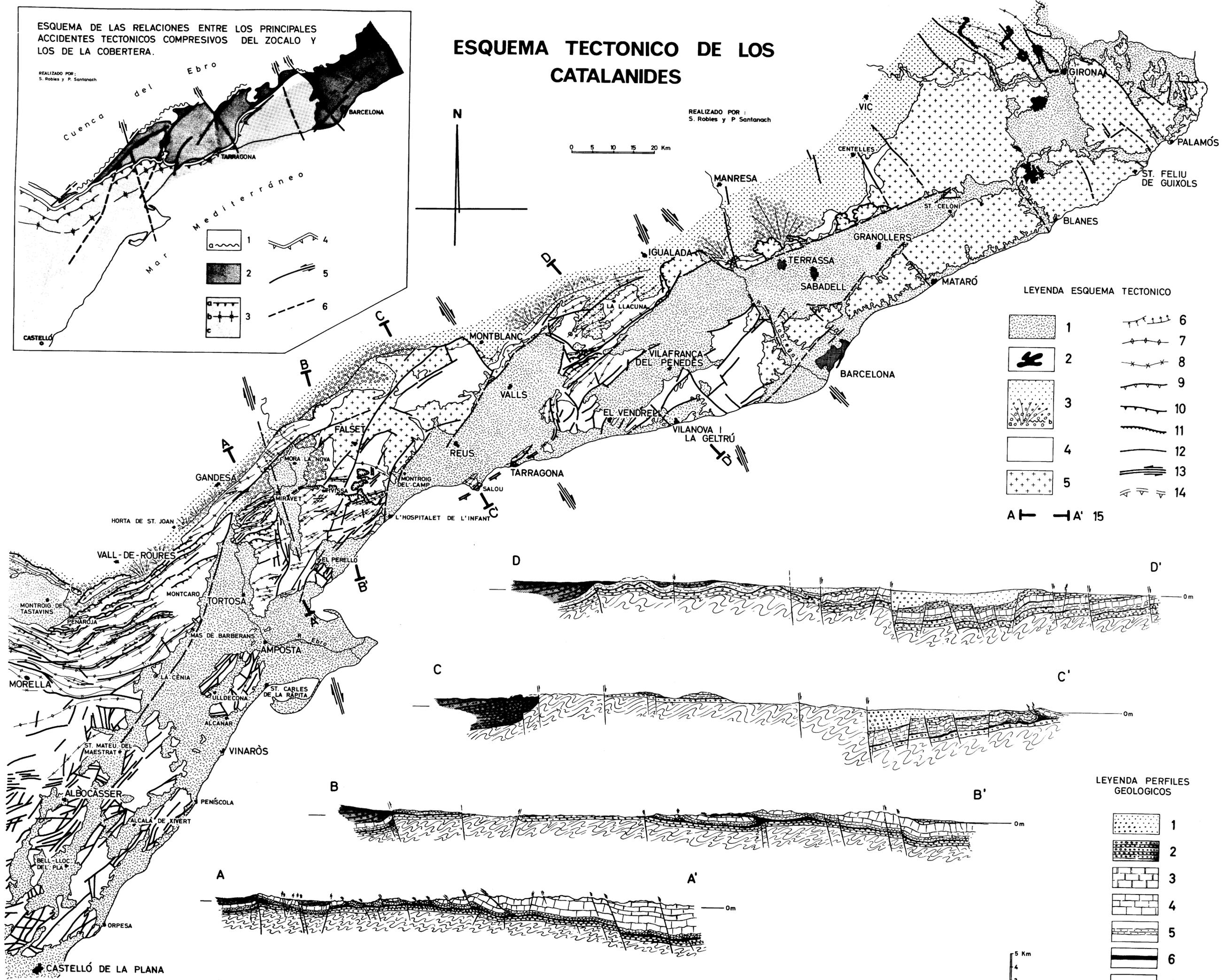
REALIZADO POR:
S. Robles y P. Santanach



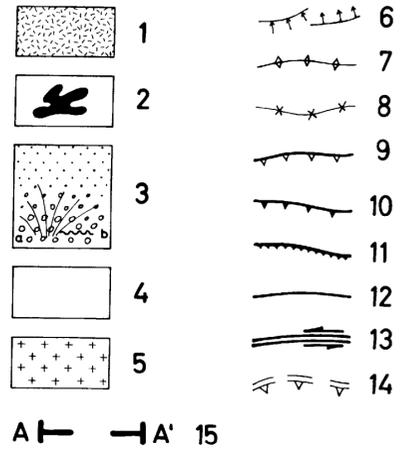
ESQUEMA TECTONICO DE LOS CATALANIDES

REALIZADO POR:
S. Robles y P. Santanach

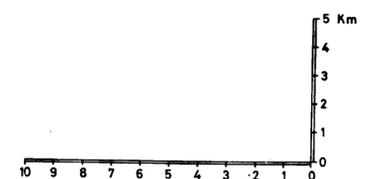
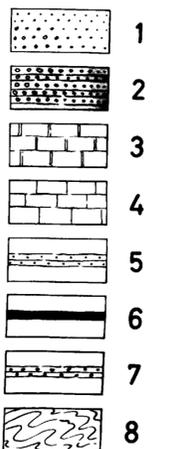
0 5 10 15 20 Km



LEYENDA ESQUEMA TECTONICO



LEYENDA PERFILES GEOLOGICOS



desarrollo de pisos tectónicos puede ocurrir en una misma vertical o aparecer diferentes pisos en distintas áreas. Esta disposición en pisos es también observable, aunque con menor intensidad, en la parte meridional de la unidad de la Sierra de Llaberia, perteneciente al sector externo.

En la parte oriental del dominio meridional y en la mitad SW del central los pliegues más apretados, imbricados y vergentes hacia los sectores externos se encuentran en el extremo NE de la unidad Salou-Aiguaviva (sector intermedio), los cuales afectan exclusivamente a materiales triásicos. En los alrededores de Tarragona y del Cap de Salou los pliegues no son tan apretados, quizás debido al hecho de que en este área está involucrada toda la serie mesozoica, aunque ésta presenta un espesor considerablemente reducido (Esteban, 1971, 73 y Guigon, 1973). Los materiales más modernos, paleontológicamente datados, involucrados en estas estructuras corresponden al Paleoceno superior (Hottinger, in Guigon 1973).

En las unidades internas (Baix Gaià y Garraf) la estructura es ligeramente ondulada, casi tabular. Tanto en una unidad, como en otra predominan las potentes series carbonáticas jurásico-cretácicas. En estas unidades, hacia el SE, los pliegues son muy laxos y se desarrolla una tectónica típicamente frágil con predominio de las fallas de rumbo. Su estudio detallado ha permitido poner de manifiesto (Guimerà, 1978 y Guimerà y Santanach, 1978) que la dirección principal de acortamiento durante la compresión ha evolucionado desde una dirección NW-SE a otra perpendicular (NE-SW), lo que implica un comportamiento complejo de la mayoría de las grandes fracturas de zócalo de los Catalánides durante el Paleógeno.

PERÍODO DISTENSIVO: TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN NEÓGENAS por Ll. Solé Sugrañes

Los rasgos más aparentes del relieve actual de los Catalánides, así como la mayoría de sus aspectos morfogénicos, se deben sin duda a la interacción de la tectónica y la sedimentación durante el Neógeno. Básicamente esta interacción se halla regulada por la existencia de grandes fallas normales, de dirección aproximadamente NE-SW, la mayoría de las cuales ya fueron puestas en evidencia por los primeros autores que se ocuparon de la región (Chevalier, 1926; Schriël, 1929; Llopis, 1947; Fontboté, 1954; Solé Sabaris, 1957).

Estas fallas, muchas de las cuales se corresponden con antiguas fracturas desarrolladas durante las etapas preorogénica (Mesozoico) y compresiva (Paleógeno) actúan, durante el Neógeno, principalmente como fallas normales, relacionándose probablemente con los fenómenos de distensión que a partir del Oligoceno afectan este sector del Mediterráneo occidental y aun en la actualidad presentan evidentes muestras de actividad. Dentro de este régimen distensivo general han podido detectarse algunos pequeños episodios compresivos, como lo prueban por ejemplo la estructura del Oligoceno de Campins (Anadón, 1973) y las estructuras menores del Burdigaliense de las cercanías de Rubí (Cabrera, 1980; Julià y Santanach, 1980). Las alineaciones de estas fallas y sus saltos marcan las directrices principales del relieve, delimitando depresiones rellenas de materiales neógenos muy poco deformados, y bloques levantados de zócalo pre-neógeno. También durante esta etapa se configuran los límites actuales

de los dominios marino y continental, en gran parte determinados por fracturas de dirección NE-SW o ENE-WSW.

Aunque el esquema general es relativamente simple, con fosas de dirección NE-SW, ligeramente oblicuas a la dirección de la costa y de la cordillera, lo que permite que todas tengan comunicación con el mar por el S, la estructura de detalle aun presenta varios problemas. Estos derivan, en parte, de la superposición de movimientos tectónicos sobre unas mismas estructuras, de tal forma que algunos de los sistemas de fallas han actuado en épocas muy diversas con comportamientos muy distintos.

Las tres fosas más importantes son la del Vallès-Penedès, la de Reus-Valls y la del Baix Ebre, siendo la primera la más característica y la que ha dado lugar a la clásica subdivisión de los Catalánides en una cordillera Litoral y una cordillera Prelitoral separadas por una depresión Prelitoral. Hay que considerar también la depresión Litoral, con los afloramientos neógenos de Montjuïc y del Baix Llobregat.

GEOMETRIA DE LAS FOSAS

Al este del accidente del Llobregat la depresión del Vallès presenta una clara orientación ENE-WSW subparalela a la costa, con la fractura del borde septentrional (falla del Vallès) prácticamente continua y rectilínea desde el valle del Llobregat a Campins. Los datos gravimétricos y los perfiles sísmicos permiten suponer que la potencia de los sedimentos acumulados junto a esta falla es del orden de 4.000 m y que la superficie de falla es subvertical sin desdoblamientos notables. Los materiales más recientes que afloran junto a la fractura suelen estar afectados por ésta y no se observa una cobertera cuaternaria importante que la fosilice, sino más bien los conos de deyección atribuibles a esta edad tienden a desarrollarse a partir del escarpe de falla. Incluso algunas desnivelaciones observadas en depósitos aluviales recientes permiten suponer la existencia de movimientos tectónicos cuaternarios (de Mas, 1978). Por el contrario, en el borde meridional es difícil apreciar una fractura neta, y tanto los niveles más altos que afloran del Mioceno como el Cuaternario desbordan los límites de la cubeta. Sin embargo, sondeos y perfiles sísmicos muestran que existen hasta 2000 m de depósitos neógenos cerca de Rubí. El distinto comportamiento de las fracturas de ambos bordes provoca que los materiales miocénicos presenten un buzamiento general hacia el NW y que junto al borde septentrional afloran niveles más altos dentro de la serie miocénica que en el borde meridional.

Al oeste del Llobregat, las fallas del Penedès y del Baix Camp presentan una clara orientación NE-SW, oblicua a la costa y son parecidas a la falla del Vallès. Asimismo, el borde SE también presenta en las depresiones del Penedès y de Reus-Valls características análogas a las del borde del Vallès.

El Penedès se halla interrumpido por dos horsts longitudinales (Pacs y Viloví), paralelos a la falla del Penedès y que permiten que aflore el substrato cretácico y la base evaporítica de la serie neógena. No obstante el cretácico que aflora en Pacs no corresponde al substrato como el de Viloví, sino que constituye un olistolito, el cual, como demuestran los sondeos existentes, está interrumpido por una falla normal que hunde el bloque meridional como mínimo 450 m (Bayó, 1977).

Estos accidentes probablemente se continúan en el Vallès a la altura de Sabadell y Granollers por un umbral con menos de 1.000 m de sedimentos (comprobado en perfiles sísmicos y

en un sondeo en Granollers donde el zócalo se halla a 799 m de profundidad) con el que probablemente deba relacionarse la falla de Granollers (Solé Sugañes, 1978) observada en fotografías LANDSAT y que en superficie se manifiesta por cambios bruscos de buzamiento y alteraciones de la altitud relativa de los yacimientos vallesienses y turolenses (Santafé, 1977).

LOS MATERIALES NEÓGENOS

Junto a las fallas que delimitan por el SE la fosa del Vallès se encuentran las formaciones neógenas más antiguas, que corresponden a conos de deyección probablemente asociados a los movimientos iniciales de estas fallas. Al mismo tiempo, sedimentos de facies lacustres y evaporíticas se depositaron en áreas tectónicamente más tranquilas, rebasando los límites morfológicos de las cuencas, habiéndose conservado en pequeñas depresiones marginales como la de Sant Andreu de la Barca en el borde del macizo de Garraf (Cabrera, 1980). Las evaporitas, con facies de «sebja», alcanzan un espesor máximo de 60 m en Vilovi (Ortiz, 1977) donde Magné (1978) les atribuye una edad burdigaliense superior-langhiense. Series evaporíticas de edad mioceno inferior-medio se encuentran también en el valle del Llobregat y en la base visible de la serie neógena de la depresión de Reus (Trilla y Obrador, 1973).

Los materiales más antiguos parecen corresponder a los conos de deyección del Vallès occidental que, en Castellbisbal, una abundante fauna de mamíferos permite atribuir al Burdigaliense (Crusafont et al., 1955; Magné, 1978). Sin embargo la base de la transgresión neógena no es isócrona, pudiendo presentar importantes diferencias de unas depresiones a otras y aún dentro de una misma depresión.

Dentro mismo del Vallès la base de la transgresión debe ser mucho más reciente en el sector oriental donde el zócalo es mucho menos profundo y llega a emerger en las Gavarres. También en el borde meridional de la depresión se observan frecuentes casos de solapamiento de los niveles superiores que se apoyan directamente sobre el zócalo. En la Depresión de Reus-Valls es probable que la base de la serie se sitúe en los niveles de evaporitas del Mioceno inferior-medio.

A finales del Mioceno inferior debió producirse una fuerte activación de las fallas del borde S y SE de las depresiones, tal como lo demuestran la distribución de los conos de deyección burdigalienses (Rosell et al., 1973), la presencia de frecuentes olistostromas (Esteban y Santanach, 1974) y la amplia transgresión marina que caracteriza el Mioceno medio. La escasez de afloramientos de los niveles basales en el borde septentrional de las depresiones del Vallès-Penedès y de Reus-Valls hace difícil comparar la actividad de este borde con el meridional durante la transición del Mioceno inferior al medio. Sin embargo la mayor importancia de las fallas del borde septentrional y los indicios de que los aportes procedentes de este margen llegaban muy próximos al borde meridional (Cabrera, 1980) hacen suponer que ambos márgenes debieron ser muy activos en esta época.

El progresivo hundimiento de las fosas permitió que a finales del Mioceno inferior el mar penetrase hasta el río Francolí en la depresión de Reus-Valls (Solé Sabarís, 1957) y hasta el valle del Llobregat a través del Penedès. Al mismo tiempo se abrieron algunas otras líneas temporales de penetración marina, como la correspondiente a la cuña de Cerdanyola (Vindoboniense según Rosell et al., 1973 y

Langhiense según Magné, 1978). Localmente la transgresión marina puede rebasar los límites de los depósitos continentales y solapa directamente el substrato como ocurre en el Baix Llobregat y en Sant Pau d'Ordal.

En el Penedès y en la depresión de Reus la sedimentación marina perdura durante todo el Mioceno medio, con predominio de facies arrecifales en el borde exterior y facies de «lagoon» en los sectores internos de las depresiones (Esteban y Permanyer, 1977). Estos sistemas arrecifales fueron datados como tortonienses por Chevalier (1961); sin embargo, basándose en la microfauna, Magné (1978) les atribuye una edad langhiense.

Por el contrario, en la depresión de Valls (al NE de la falla del Francolí) y en el Vallès (al E de la falla del Llobregat) la sedimentación mantuvo un carácter continental a lo largo de todo el Mioceno inferior y medio, con sólo esporádicas penetraciones marinas muy localizadas (Villalta y Rosell, 1966; Villalta et al., 1968). Las zonas de fractura transversales del Francolí y del Llobregat determinaron durante gran parte del Mioceno la posición de las líneas de costa, lo que hace pensar que estas fracturas, que durante las fases compresivas presentaron movimientos esencialmente horizontales, hubieran podido actuar como fallas normales o zonas de inflexión durante el Mioceno.

El Mioceno superior está muy mal representado y es regresivo en todas las cuencas neógenas catalanas. Los únicos niveles atribuibles a esta edad se han encontrado en el Penedès, en las inmediaciones de Piera donde han podido ser datados mamíferos del Vallesiense superior - Turolense (Santafé, com. pers.) y en el llano de Barcelona donde los depósitos de playa de Montjuïc ya fueron datados como Serravalliense-Tortoniense por Almera (1899), edad confirmada por Magné (1978). Porta (1969) cita algunas especies de *Pecten*, características del Tortoniense, en los afloramientos del Penedès más cercanos a la costa (entre Vilanova i la Geltrú y Vilafranca). En todo caso el Tortoniense marino debió haber quedado relegado a los sectores más cercanos a la costa actual confirmando una importante regresión durante el Mioceno superior. Al igual que sucede en la plataforma continental catalana y en la mayor parte del ámbito mediterráneo occidental una fuerte etapa erosiva caracteriza el Messiniense, acumulándose depósitos salinos únicamente en las cuencas más profundas del mar Catalano-balear.

El Plioceno es transgresivo y fosiliza paleorelieves de relativa importancia originados durante la erosión messiniense. Las facies marinas penetran poco y sólo localmente hacia el interior de las cuencas, como ocurre en el Baix Llobregat (Almera, 1894; Civís, 1970; Magné, 1978), en el Baix Ebre (Solé Sabarís et al., 1965; Maldonado, 1972; Magné, 1978; Julià y Santanach, 1980) y en la depresión de Reus (Mangano, 1968), donde parece que puede demostrarse la presencia del Mioceno terminal, confirmando que la superficie de erosión sería intramesiniense. En el interior de las depresiones el Plioceno debe estar representado por depósitos continentales, como los de las inmediaciones de Piera, en el Penedès, que son discordantes sobre el Mioceno y en los que se han encontrado microforamíferos (Gallart, Piera, en el Penedès, que son discordantes sobre el Mioceno y en los que se han encontrado micromamíferos (Gallart, 1978).

VOLCANISMO

Asociada a la tectónica distensiva neógena se desarrolla

una intensa actividad volcánica, tanto en el mar como en el continente emergido. En el ámbito de los Catalánides el volcanismo neógeno se circunscribe a sus dos extremos, en particular a las depresiones de La Selva, Empordà y Olot, donde las efusiones se extienden desde el Mioceno superior al Cuaternario (Solé Sabarís, 1962), y al Baix Ebre donde en las proximidades de Alfara existen algunos afloramientos de basaltos plagioclásicos postmiocénicos (San Miguel, 1950).

Los materiales más antiguos corresponden a traquitas y traquiandesitas que sólo afloran en el Empordà; Donville (1973) les atribuye una edad radiométrica de 10.2 ± 0.8 Ma, que las sitúa en el Tortoniense.

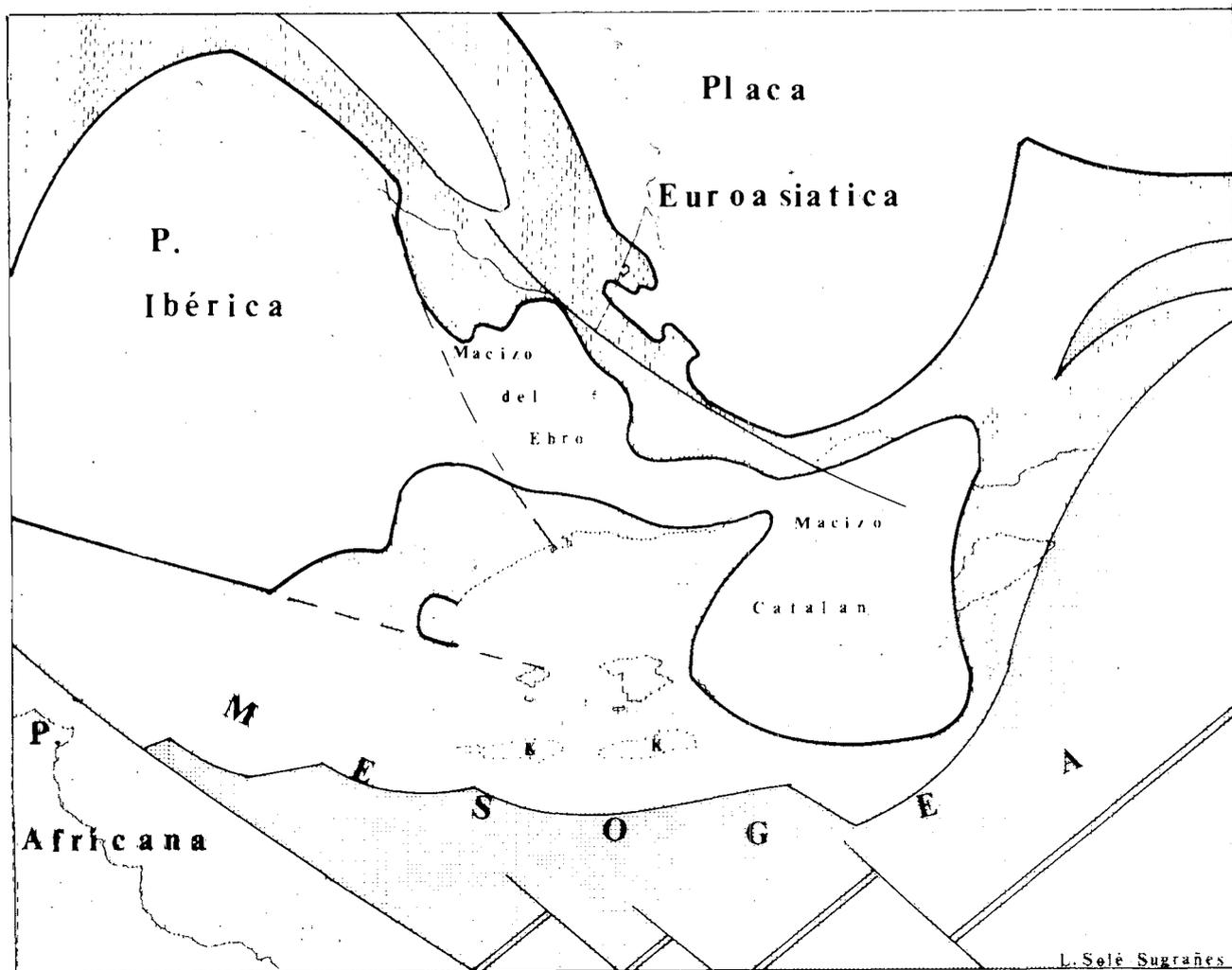
En La Selva y Olot se trata de lavas básicas, cuya composición varía de forma continua desde traquibasaltos a basaltos leucíticos (Coy-Yll et al., 1974) y cuyas edades se hallan comprendidas entre los 2 Ma en Hostalric (La Selva) y 0.11 Ma en Castellfollit de la Roca, en la Garrotxa (Donville, 1973).

A pesar de lo reducido del área donde afloran estas emisiones volcánicas en los Catalánides (algo menos de 800 km^2) se insinúa una cierta tendencia a evolucionar con la edad desde los diqués de traquitas miocénicos a los basaltos

toleiticos cuaternarios, así como una clara emigración hacia los sectores más marginales de las depresiones.

LOS CATALÁNIDES EN EL ENCUADRE DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL por L. Solé Sugrañes

Las reconstrucciones palinspásticas más probables para el Mediterráneo occidental permiten suponer que el bloque Corso-Sardo fue solidario de la placa Ibérica durante el Mesozoico y parte del Paleógeno, hallándose Cerdeña y Córcega situadas en un umbral, prolongación de las Baleares (Biju Duval et al. 1978). Tal reconstrucción sitúa la cuenca mesozoica catalana como la continuación nororiental de la plataforma prebética y separada del surco oceánico ligur-piamontés por el umbral definido por Menorca, Córcega y Cerdeña, donde los materiales mesozoicos faltan o son de aguas muy poco profundas. La cuenca catalana estaría probablemente cerrada por el Norte y separada del surco pirenaico-provenzal por el umbral o macizo parcialmente emergido del Ebro. La principal vía de penetración de aguas



oceánicas se situaría en el actual emplazamiento de la isla de Mallorca, que ocupaba una posición de talud continental. Durante el Cretácico este talud se prolongaría hacia el Suroeste por el tránsito entre las zonas subbética y prebética, mientras que hacia el Norte se situaría frente a la costa oriental de Cerdeña y Córcega (fig. 12).

Los materiales mesozoicos de los Catalánides reflejan claramente que se sedimentaron en una cuenca en general poco profunda, en la que fallas longitudinales y transversales diferenciaban surcos y umbrales en los que son bruscos los cambios de potencias y de facies de los sedimentos. Lo que se ha definido como sector interno de los Catalánides correspondería según este esquema a una fosa bastante local, de notable subsidencia y poca profundidad, ubicada entre el macizo del Ebro y el umbral balear. El sector externo representa el margen suroriental del macizo del Ebro.

Este dispositivo caracteriza prácticamente todo el Mesozoico, con épocas de predominio de la sedimentación fluvial y lagunar, como ocurre en el Triásico, y épocas como el Jurásico y Cretácico inferior con mayor predominio de sedimentos carbonáticos marinos. La acción de fracturas durante el Mesozoico determina la existencia de surcos, algunos de aguas relativamente profundas.

A finales del Cretácico, la colisión entre el extremo oriental de la Península Ibérica y el bloque europeo fue la causa del plegamiento del extremo oriental de los Pirineos y de importantes cambios paleogeográficos en todo el sector catalán. El macizo del Ebro, que había permanecido emergido, o casi, durante la mayor parte del Mesozoico, se hundió progresivamente durante el levantamiento de la Zona Axial pirenaica. A partir del Eoceno inferior, y coincidiendo con el inicio de la etapa compresiva en los Catalánides, la sedimentación marina se trasladó hacia un nuevo surco, de características pirenaicas, y abierto hacia el Cantábrico, aunque con influencias mediterráneas sobre todo en su extremo oriental. Sin embargo, en el ámbito de los Catalánides los materiales paleógenos son principalmente de tipo continental, con escasas indentaciones marinas, con un marcado carácter sintectónico y acusado control estructural en la distribución de las facies. Las fallas transversales de dirección predominante NW-SE frecuentemente se encuentran asociadas a los límites de facies y grandes acumulaciones de masas conglomeráticas (St. Llorenç, Montserrat, Montsant).

Este proceso tectónico compresivo se caracteriza al igual que durante el Mesozoico, por la fracturación y reactivación de antiguas fracturas en el interior de la placa Ibérica, entre los márgenes activos del Pirineo y las Béticas.

Durante este proceso los movimientos más importantes debieron corresponder a desplazamientos horizontales de las fallas longitudinales, de dirección próxima NE-SW. Sin embargo, los sucesivos cambios de dirección en los movimientos relativos de las placas Euroasiática y Africana debieron condicionar las orientaciones del campo de esfuerzos en el nordeste peninsular y en general en toda la zona de colisión entre la Península y el bloque europeo. La variación, casi continua de la dirección de acortamiento desde NW-SE a principios del Eoceno, hasta NE-SW a finales del período orogénico complicó extraordinariamente el movimiento de las distintas fracturas, favoreciendo las situaciones de transpresión (Harland, 1971) óptimas para el despegue y plegamiento de la cobertera sedimentaria, facilitados por la presencia de niveles plásticos, principalmente triásicos.

En algunos casos, sobre todo en las fallas marginales de la cuenca del Ebro, los movimientos verticales que acompañan

ron a los movimientos horizontales pudieron ser suficientemente importantes (de orden kilométrico) para provocar el desbordamiento de la cobertera e incluso del basamento sobre el borde de la cuenca sedimentaria paleógena.

Los movimientos distensivos y volcanismo, que afectaron a los Catalánides durante el Neógeno, deben contemplarse dentro del sistema distensivo general que afectó al Mediterráneo occidental. Dentro de este marco debe situarse, al menos en parte, la rotación del bloque Corso-Sardo (Álvarez, 1976) hacia su posición actual, con la consiguiente oceanización de la cuenca provenzal y el hundimiento durante el Mioceno y en parte durante el Cuaternario del golfo de Valencia y cuenca Catalano-balear.

CONCLUSIONES

por P. Anadón, F. Colombo, M. Esteban,
M. Marzo, S. Robles, P. Santanach
y Ll. Solé Sugrañes

1. En la evolución alpídica de los Catalánides pueden diferenciarse tres etapas fundamentales. La etapa preorogénica, que abarca del Triás inferior hasta el comienzo de las pulsaciones compresivas principales (tránsito Cretácico-Paleoceno); la etapa orogénica compresiva, esencialmente durante el Paleógeno; y la etapa postorogénica o distensiva, de edad esencialmente neógena y que abarca hasta la actualidad.

2. La división morfoestructural de los Catalánides en un sistema de cordilleras y depresiones subparalelas a la costa, no la consideramos útil desde el punto de vista genético. Esta división no tiene ninguna significación paleogeográfica, estratigráfica o tectónica durante la etapa preorogénica, ni guarda relación estrecha con el comportamiento tectónico durante la etapa compresiva.

3. Se propone una división de los Catalánides en una serie de unidades que reflejan un diferente comportamiento paleogeográfico y estratigráfico, esencialmente durante la etapa preorogénica, y que manifiestan un comportamiento tectónico relativamente diferenciado durante la etapa compresiva. Quedan más o menos individualizadas por dos sistemas de fracturas de zócalo, aproximadamente ortogonales entre sí, que han permitido, durante la etapa preorogénica, una marcada subsidencia diferencial de los bloques individualizados, dentro de un régimen esencialmente distensivo.

4. Se han distinguido dos grupos de unidades y se las ha denominado respectivamente dominios y sectores (fig. 2). Los dominios: septentrional, central y meridional, están limitados por unas alineaciones de fracturas transversales a la cadena que han condicionado, de forma más o menos importante, la sedimentación durante el Triásico y esencialmente durante el Jurásico y el Neocomiense.

Los sectores: externo, intermedio e interno, representan unidades aproximadamente paralelas a la línea de costa mesozoica y mucho más precisamente a la del Cretácico inferior. Se interpreta que quedan delimitados por unas fracturas de zócalo longitudinales, aproximadamente paralelas a la cadena (fig. 5). Esta zona de fracturación actúa a modo de bisagra entre los sectores externos e internos, que manifiestan una subsidencia diferencial muy marcada durante el Cretácico inferior. Sobre la zona de bisagra se sitúa el sector intermedio, donde se produce el acunamiento de unidades litoestratigráficas. Este acunamiento, junto con la posible reactivación de las fracturas profundas, fue el respon-

sable, durante la etapa compresiva, de la localización en este sector de los frentes de las principales estructuras de cabalgamiento y corrimiento (fig. 11). El control estratigráfico de los sectores se inicia en el Malm superior y tiene su máxima influencia durante el Barremiense-Aptiense (fig. 9). Durante el Cretácico superior se atenúa fuertemente el control estratigráfico de los sectores, desarrollándose facies expansivas.

5. Los materiales preorogénicos de los Catalánides, particularmente el Mesozoico, se pueden dividir en una serie de secuencias y macrosecuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades estratigráficas más o menos importantes. Entendemos que la mayoría de estas discontinuidades son resultado de cambios relativos del nivel del mar a escala global, de mayor o menor orden (fig. 8). Algunas de ellas podrían reflejar unos movimientos relativos más locales.

6. Las secuencias y macrosecuencias deposicionales tienen un diferente desarrollo dentro de los dominios y sectores (esencialmente entre sectores), lo que permite analizar el comportamiento dinámico relativo de los mismos.

7. Durante el período preorogénico la cuenca catalánide evoluciona tectonoestratigráficamente tanto en el tiempo como en el espacio (control ejercido por los dominios y sectores).

Durante el Triásico, el ámbito de los Catalánides se comporta como un borde de cratón. Sobre él se desarrolla durante el Lias infra Pliensbachiense, tras una etapa de fracturación, una plataforma carbonática bastante homogénea. Esta plataforma a partir del Pliensbachiense inferior muestra una diferenciación de facies y subsidencia, hecho que posiblemente pueda correlacionarse con la ruptura de la plataforma carbonática liásica del Tethys (fig. 9). A partir de este momento la evolución tectonoestratigráfica de las distintas áreas de los Catalánides es diferente. Las series de carácter más marino, más completas y más potentes corresponden al dominio meridional y dentro de él al sector interno, que se comporta como una zona externa de un margen continental estable (fig. 9). Por el contrario, las series más incompletas se desarrollan en los sectores externos, márgenes de cuenca en el Cretácico inferior, y las series de facies de carácter menos marino en el dominio central.

8. En el Mesozoico de los Catalánides, tanto en potencia, como en volumen de sedimentos y tiempo representado, predominan esencialmente las facies carbonáticas marinas someras y salobres. Existen además unas intercalaciones de facies continentales, esencialmente en el Triás y Albiense, y cuatro intercalaciones de facies pelágicas o hemipelágicas (fig. 8). Las facies hemipelágicas y pelágicas se desarrollan esencialmente en el sector interno e intermedio del dominio central (Cretácico) y en los sectores interno e intermedio del meridional (Dogger y Cretácico superior).

9. Los mayores índices de velocidad de sedimentación (fig. 8), se alcanzan esencialmente en las facies marinas someras (alcanzando valores superiores a 80 m por millón de años). Además estos máximos se localizan en las secuencias del Malm (parte superior) y Barremo-aptiense. Un máximo de segundo orden se da también en la macrosecuencia Neocomiense. (Comparar figs. 8 y 9). Estos máximos coinciden con el inicio y el desarrollo de la compartimentación en sectores (con fuerte desarrollo de subsidencia diferencial) y, lógicamente, se dan en los sectores internos.

10. En general, las facies pelágicas y hemipelágicas, a excepción parcial de las del Aptiense, son las que presentan índices de velocidad de sedimentación menores. Los mínimos

generales de velocidad de sedimentación se corresponden con etapas de no excesiva subsidencia diferencial, en las que no se aprecia compartimentación importante de la cuenca, o ésta es a nivel de los dominios (comparar figs. 8 y 9). Los mínimos absolutos corresponden a la macrosecuencia del Cretácico superior en la que se producen facies expansivas bastante homogéneas.

11. Durante el Paleógeno se formó la estructura de compresión y el esquema sedimentario de áreas emergidas y cuencas sedimentarias se invierte. El área subsidente se traslada hacia el NW (cuenca del Ebro).

En el borde de la cuenca del Ebro las facies paleógenas están directamente condicionadas por la evolución tectónica de los Catalánides. Predomina la sedimentación de tipo continental en la que se intercalan dos episodios marinos. La transgresión que produce el primero de ellos (Ilerdiense inferior) afectó a los bordes de los dominios septentrional y central, mientras que la segunda (Eoceno medio) alcanzó sólo hasta la falla de El Pont d'Armentera.

12. En el borde occidental de los Catalánides, que es un margen sinorogénico, ocurre una importante sedimentación conglomerática. Estas grandes acumulaciones de conglomerados, así como las discordancias progresivas que en ellas se desarrollan permiten establecer la edad de las principales fases tectónicas, que, con seguridad, se inician en el Ilerdiense-Cuisiense y se prolongan hasta el Oligoceno. En general la tectónica es más antigua en el NE y más moderna hacia el SW, aunque es posible que el inicio de la tectónica de corrimiento ocurriera en el Paleoceno. También puede ponerse de manifiesto la asociación de las grandes masas conglomeráticas (Montserrat, St. Miquel, etc.) con las grandes fallas transversales (Llobregat, El Pont d'Armentera, etc.).

13. Cada uno de los sectores en que se han dividido los Catalánides presenta características estructurales propias, por lo que se refiere a la tectónica compresiva. Así en el sector externo, en el que el zócalo paleozoico aflora en todas las unidades, la serie mesozoica, muy poco desarrollada, está poco o nada plegada y es autóctona. Por el contrario, las unidades del sector interno están diversamente plegadas y se caracterizan por el despegue de la serie mesozoica, principalmente a favor del Muschelkalk medio. Estas unidades están desplazadas hacia el N o NW, siendo los valores máximos de corrimiento observados del orden de 6 km. Otros niveles de despegue menos importantes, que permiten la individualización, en ciertas unidades, de diferentes niveles tectónicos son el Buntsandstein superior y el Keuper. El sector intermedio, en el que se acuñan las series estratigráficas, se estructura en un haz de pliegues vergentes hacia el sector externo y en él se localizan los principales frentes de cabalgamiento y corrimiento.

14. Si bien la mayor parte de las macroestructuras corresponden a una compresión de dirección NW-SE, el análisis detallado de las estructuras menores ha permitido establecer que la dirección de compresión ha variado, durante el Paleógeno, de NW-SE a otra perpendicular, NE-SW.

15. En el zócalo la tectónica compresiva se manifiesta esencialmente por fallas de rumbo (fig. 11), las cuales quedan bien patentes en las regiones donde afloran terrenos paleozoicos. Estas estructuras, en la cobertera se ponen de manifiesto por pliegues escalonados, virgaciones de los haces de pliegues y sistemas, más o menos complejos, de fallas de orden superior. En conjunto, el acortamiento producido en el zócalo por los distintos sistemas de fallas en dirección se traduce en

la cobertera en un acortamiento mediante pliegues y cabalgamientos, y localmente, por una estructura de corrimiento de mayor envergadura (fig. 11).

En general, durante la compresión, las fallas longitudinales se han comportado como levóginas o inversas, mientras que las transversales lo han hecho como dextróginas o/y levóginas según fuera la dirección de compresión en cada momento.

16. El relieve actual de los Catalánides se debe fundamentalmente a la interacción de la tectónica y sedimentación neógenas. Durante el Neógeno ha tenido lugar, esencialmente, una tectónica distensiva condicionada por las fracturas longitudinales (NE-SW) que han actuado como fallas normales tendiendo a bascular los bloques por ellas limitados, formándose depresiones rellenas de sedimentos escasamente deformados. La mayoría de estas fallas se corresponden con antiguas fracturas desarrolladas durante las etapas preorogénica y compresiva.

Asociado a esta tectónica distensiva se desarrolla una actividad volcánica que se extiende desde el Mioceno superior (traquitas y traquiandesitas) al Cuaternario (de traquibasaltos a basaltos leucíticos) especialmente concentrada en el extremo NE de los Catalánides (La Selva, Empordà, Olot).

17. Las fosas se comunican con el mar por el Sur y los materiales que contienen reflejan la interacción entre los ambientes marinos y continentales durante el Neógeno. La máxima transgresión marina tuvo lugar durante el Langhienense. El Mioceno superior es regresivo, de forma tal que el Tortoniense queda relegado a los sectores más cercanos a la costa actual. Una importante etapa erosiva caracteriza el Messiniense, y el Plioceno, nuevamente transgresivo, fosiliza los paleorelieves originados durante dicha etapa erosiva.

18. En el encuadre del Mediterráneo occidental, la cuenca mesozoica catalana debe contemplarse como la continuación nororiental de la plataforma prebética. Dentro de ésta plataforma, lo que se ha definido como sector interno de los Catalánides correspondería a una fosa bastante local, ubicada entre el macizo del Ebro y el umbral balear. El sector externo representa el margen suroriental del macizo del Ebro.

Las estructuras de compresión de los Catalánides son el resultado de la fracturación y reactivación de antiguas fracturas en el interior de la placa Ibérica, entre los márgenes activos del Pirineo y las Béticas.

BIBLIOGRAFÍA

ALMELA, A. y RÍOS, J. M. (1943): Las edades de los yesos del Eoceno catalán y algunas observaciones sobre la estratigrafía del mismo. *Bol. Inst. Geol. Min.*, vol. LVI, p. 391-452.

ALMELA, A. y RÍOS, J. M. (1953): El Eoceno al S.O. del Montserrat. *Bol. Geol. y Min.*, vol. LXV, p. 219-243.

ALMERA, J. (1894): Descripción de los terrenos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y llano de Barcelona. *Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona*, 3.ª ep., p. 1-102, Barcelona.

ALMERA, J. (1899): Analogie de Sant-Siméon au vallon du Riège, du Miocène de cette région de l'Hérault et de celui de Penedés dans son bord NO. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3ème. sér., t. 27, p. 778, Paris.

ÁLVAREZ, W. (1976): A former continuation of the Alps. *Geol. Soc. America Bull.*, 87, 891-896.

ANADÓN, P. (1973): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los afloramientos terciarios de Campins (Barcelona). Tesis de Licenciatura. Fac. de Geología. Univ. Barcelona, 90 + 6 + 6 pp.

ANADÓN MONZÓN, P. (1978 a): El Paleógeno continental anterior a la transgresión Biarriztiense (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (prov. de Tarragona y Barcelona). *Est. Geol.*, vol. 34, p. 341-440.

ANADÓN MONZÓN, P. (1978 b): Deslizamientos gravitacionales y depósitos asociados en el Eoceno marino del borde oriental de la Cuenca del Ebro (sector de Igualada). *Acta Geol. Hisp.*, vol. XIII, p. 47-53.

ANADÓN, P. y VILLALTA, J. F. (1975): Caracterización de terrenos de edad Estampiense en Campins (Vallés oriental). *Acta Geol. Hisp.*, vol. X, p. 6-9.

ASHAUER, H. y TEICHMULLER, R. (1935): Die variszische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 3 F., 16, 78 pp.

BATALLER, J. R. (1926): Sur le jurassique de la partie meridionale de la Catalogne (puertos de Tortosa). *Bull. Soc. Géol. France*, (4e S.), vol. XXVI, p. 101-106.

BATALLER, J. R. (1947): Notas estratigráficas sobre Cardó. *Anales Escuela Perit. Agrícolas y Sup. Agricultura*, vol. VI, p. 309-323.

BATALLER, R. (1958): El Cretácico del Macizo del Montmell (Tarragona). *Mem. R. Acad. Cienc. Artes de Barcelona*, 3.ª ep., 664, XXXVII (16), pp. 493-549.

BAYO, A. (1977): El sondeo de Can Sogues: Parada VI. *1er. Semin. práctico Arrecifales evaporíticas*. Barcelona, Dpto. Petrol. y Geoquím. Univ., p. 241-242.

BIJU DUVAL, B., LETOUZEY, J. y MONTADERT, L. (1978): Structure and evolution of the Mediterranean Basins. En Hsü, K., L. Montadert, etc.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (1), 951-984, Washington.

BULARD, P. F. (1972): Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). Thèse doct., Niza, Fac. Sc., vol. I, 353 pp., y vol. II, 100 pp., 39 lám.

BULARD, P. F., CANÉROT, J., GAUTIER, F., etc. (1971): Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes ibériques. Aperçu stratigraphique et paléogéographique. *Cuad. Geol. Ibér.* n.º 2 (1971): «I. Col. Estrat. y Petrogeogr. Jurás. Esp.», Vitoria, 1970, p. 333-344, Madrid.

CABRERA PÉREZ, L. (1980): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos continentales basales del Mioceno de la depresión del Vallés Penedés. Tesis de Licenciatura, 361, pp., Univ. Barcelona.

CALZADA, S. (1972): Torinosuella sp. y Copulus en el Valanginiense y Hauteriviense de Garraf. *Rev. Esp. Micropaleont.*, n.º extr., XXX aniv. E. N. ADARO, p. 51-58.

CANÉROT, J. (1974): Recherches géologiques aux confins des Chaînes ibériques et catalane (Espagne). (Thèse doct., Toulouse, 1974), Madrid, Enadimsa, trab. de tesis n.º 4, 517 pp.

CANÉROT, J., y CALZADA, S. (1973): Données nouvelles sur le Cretacé des massifs de Garraf et de Montmell (prov. de Barcelona, Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, vol. 109, p. 155-162.

CANÉROT, J., LEYVA, F., MARTIN, L. et al. (1973): Mapa Geol. España, E: 1:50.000, hoja 546, Uldecona, 2.ª ser., IGME, Madrid.

CASTILLO HERRADOR, R. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de Vallés de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. XXI (7), sér. 6, p. 666-676, Paris.

CIVIS LLOVERA, J. (1970): Estudio de los Foraminíferos y su variabilidad en sentido vertical en el Pliocénico de Molins de Rei. Tesis, Univ. de Barcelona.

COLOMBO, F. (1980): Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides, Tesis doct., Universidad de Barcelona, 609 pp.

COMBES, P. J. (1969): Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Thèse Doct. ès-Sc.-Nat., Univ. Montpellier; *Mém. C.E.R.G.H.*, III-IV, 375 pp.

COY-YLL, R., GUNN, B. M. y TRAVERIA, A. (1974): Geochemistry of the Catalanian volcanics, Spain. *Acta Geol. Hispanica*, vol. 9, p. 127-132.

CRUSAFONT, M., VILLALTA, J. F. de y TRUYOLS, J. (1955): El Burdigaliense continental de la cuenca del Vallés-Penedés. *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, t. XII, 272 pp.

CHEVALIER, M. (1926): Essai sur la physiographie de la Catalogne. Les formes topographiques et leurs relations avec la structure géologique. Leur évolution pendant les temps quaternaires. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXVI, p. 25-51, Barcelona.

CHEVALIER, J. P. (1961): Recherches sur les Madréporaires et les formations miocènes de la Méditerranée occidentale. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, n. s., vol. XL (93), 562 pp., Paris.

DONVILLE, B. (1973): Géologie néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale (Thèse...). 139 + LX pp. Univer. Paul Sabatier, Toulouse.

ESTEBAN, M. (1970): Geología del borde oriental del Campo de Tarragona, en: *Geología del campo de Tarragona y sus alrededores*. Informe AITASA (inédito).

ESTEBAN, M. (1971): La tectónica de los alrededores de la ciudad de Tarragona. *Vol. extr. 1er. Cent. (1871-1971) R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. I, p. 129-133, C.S.I.C., Madrid, 1975.

ESTEBAN CERDA, M. (1972): Presencia de Caliche fósil en la base del Eoceno de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona. *Acta Geol. Hisp.*, vol. VII, p. 164-168.

ESTEBAN CERDA, M. (1973): Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (prov. de Tarragona y Barcelona). Tesis doct., dept. Petrol. Univ. de Barcelona, 425 pp.

ESTEBAN, M. y JULIÀ, R. (1973): Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.*, vol. VIII, p. 153-157.

- ESTEBAN, M. y PERMANYER, A. (1977): Los arrecifes. *I Semin. práctico Asociac. Arrecifales evaporíticas*, Barcelona, Dpto. Petrol. y Geoquim., ed. R. Salas, p. 2.2-2.32, Barcelona.
- ESTEBAN, M. y ROBLES OROZCO, S. (1976): Sobre la paleogeografía del Cretácico inferior de los Catalánides entre Barcelona y Tortosa. *Acta Geol. Hisp.*, vol. XI, p. 73-78.
- ESTEBAN CERDA, M. y SANTANACH PRAT, P. F. (1974): Deslizamientos gravitacionales y olistostromas miocenos en el bajo Gaià y Campo de Tarragona. *Acta Geol. Hisp.*, vol. IX, p. 117-126.
- ESTEBAN CERDA, M., CALZADA, S. y VIA BOADA, L. (1977 a): Ambiente deposicional de los yacimientos fosilíferos del Muschelkalk superior de Alcover, Mont-ral (montañas de Prades, provincia de Tarragona). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4: «Triásico y Pérmico de España», p. 189-200.
- ESTEBAN, M., POMAR GOMA, L., MARZO CARPIO, M., y ANADÓN MONZÓN, P. (1977 b): Naturaleza del contacto entre el Muschelkalk inferior y el Muschelkalk medio de la zona de Aiguafreda (provincia de Barcelona). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4: «Triásico y Pérmico de España», p. 201-210.
- FERRER, J. (1971): El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). *Mém. Suisses de Paléontol.*, vol. 90, p. 1-70.
- FERRER, J., ROSELL, J., y REGUANT, S. (1968): Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del borde oriental de la Depresión del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, vol. III, n.º 3, p. 2-4.
- FONTBOTE, J. M.ª (1954): Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera Prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro. *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo-homenaje al prof. E. Hernández-Pacheco, p. 281-310.
- GARCÍA BOADA, J. (1974): El Terciario de la Depresión de Mora y su relación con el borde oriental de la Depresión del Ebro (prov. Tarragona). *Semin. Estrat.*, vol. 9, p. 11-20.
- GARRIDO-MEJÍAS, A. y VILLENA MORALES, J. (1977): El Trias germánico en España. Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4: «Triásico y Pérmico de España», p. 37-56, Madrid.
- GALLART GALLEGO, F. (1978): Primeros datos sobre el Plioceno continental del Penedés. *Acta Geol. Hispánica*, t. XIII, p. 70, Barcelona.
- GICH, M. (1969): Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hisp.*, vol. IV, p. 5-8.
- GINER, J. (1978): Origen y significado de las brechas del Lias de la Mesa de Prades (Tarragona). *Est. Geol.*, vol. 34, p. 529-534.
- GINER, J. (1980): Estudio sedimentológico y diagénético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (sector oriental). Tesis de doct., Universidad de Barcelona, 316 pp.
- GUIGON, I. (1973): IGME. Mapa geológico de España, esc. 1:50.000, hoja n.º 446: Valls, 2.ª serie, Madrid, Minist. Industria, 44 pp., 1 map. geol.
- GUIGON, I. (1973): IGME. Mapa geológico de España, esc. 1:50.000, hoja n.º 473: Tarragona, 2.ª serie, 1.ª ed., Madrid, Minist. Industria, 39 pp., 1 mapa geol.
- GUIGON, I. (1973): IGME. Mapa geológico de España, esc. 1:50.000, hoja n.º 418: Montblanch, 2.ª serie, 1.ª ed., Madrid, Minist. Industria, 41 pp., 1 mapa geol.
- GUIGON, I. (1973): IGME. Mapa geológico de España, esc. 1:50.000, hoja n.º 447: Vilanova i la Geltrú, 2.ª serie, 1.ª ed., Madrid, Minist. Industria, 35 pp., 1 mapa geol.
- GUIGON, I. (1973): IGME. Mapa geológico de España, esc. 1:50.000, hoja n.º 419: Vilafranca del Penedés, 2.ª serie, 1.ª ed., Madrid, Minist. Industria, 48 pp., 1 mapa geol.
- GUIMERA, J. J. (1978): Estudi estructural de les zones de fractura de Garrafi de Vallcarca. Massís de Garrafi. Tesis de Licenciatura, dept. Geomorf. y Tectón., Univ. Barcelona, 124 pp. inédito.
- GUIMERA, J. J. y SANTANACH, P. F. (1978): Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. *Acta Geol. Hisp.*, vol. XIII, n.º 2, p. 33-42.
- HARLAND, W. B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.*, 108, 27-42.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1934): Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat.*, ser. geol., vol. 38, 586 pp.
- HIRSCH, F. (1977): Essai de corrélation biostratigraphique des niveaux Méso et Néotriasiques de Faciès «Muschelkalk» du domaine sepharade. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4: «Triásico y Pérmico de España», 511-526, Madrid.
- HOTTINGER, L. (1960): Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. Suisses de Paléont.*, vol. 75-76, 243 pp.
- JULIÀ, R. y SANTANACH PRAT, P. F. (1980): Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. 26 Congr. Geol. Intern., excursión 209 A, «Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas)», *Bol. Inst. Geol. y Min. España, XCI-II*, 169-177.
- JULIVERT, M. (1954): Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno entre el Francolí y el Anoia. *Mem. Com. Inst. Geol. Prov. Dip. Prov.*, vol. XI, p. 5-22.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): IGME. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000, mem. explic. 133 pp.
- KROMM, F. (1967): Stratigraphie de l'Eocène entre Montblanch et Igualada (provincias de Barcelona et de Tarragone). *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, vol. 104, sér. B, (11), 9 pp.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1943): Estudio tectomorfológico de la terminación meridional de la depresión prelitoral catalana. *Est. Geogr.* vol. IV, p. 31-111.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. C.S.I.C., Inst. «Lucas Mallada», 373 pp.
- MAGNE, J. (1978): Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée Nord-Occidentale. Les bassins néogènes catalans., Ed. C.N.R.S., 259 pp.
- MALDONADO LÓPEZ, A. (1972): El Delta del Ebro. Estudio sedimentológico y Estratigráfico. *Bol. Estratigr.* vol. I, VII + 486 pp. Barcelona.
- MALMSZHEIMER, K. W., MENSINK, H. (1979): Der geologische Aufbau des Zentralkatalanischen Molassebeckens. *Geol. Rundschau*, vol. 68, n.º 1, p. 121-162.
- MANGANÓ, F. (1968): Premières données sur l'hydrogéologie du bassin de Reus. (Thèse 3ème cycle). Paris, Univ., 101 pp.
- MARZO, M. (1980): El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación. Tesis doct., Universidad de Barcelona, 317 pp.
- MARZO CARPIO, M. y ANADÓN MONZÓN, P. (1977): Evolución y características sedimentológicas de las facies fluviales basales de Buntsandstein de Olesa de Montserrat (provincia de Barcelona). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4: «Triásico y Pérmico de España», p. 211-222.
- MAS i CANALS, D. de (1978): Sobre la Geomorfología del Vallés Oriental. *Acta Geol. Hisp.*, t. XIII, n.º 1, p. 14-19, Barcelona.
- MITCHUM, R. M., VAIL, P. R. y THOMPSON, S. (1977): The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, in Ch. E. Payton (ed.): Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration. *A.A.P.G. Mem.*, 26, pp. 53-62.
- MITCHUM, R. M., VAIL, P. R. y THOMPSON, S. (1977): Global cycles of relative changes of sea level, in Ch. E. Payton (ed.): Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration. *A.A.P.G. Mem.*, 26, 83-97.
- MORENO DE CASTRO, E. (1969): Presencia de *Nannoconus warsalli* Bronnimann en el Aptense del Perelló, provincia de Tarragona, España. *Rev. Española Micropaleon.*, vol. 1, p. 195-203, Madrid.
- MORENO DE CASTRO, E. (1970): Presencia de Cretácico superior (Cenomanense superior) en la Cordillera Litoral Catalana. *Rev. Española Micropaleont.*, vol. 2, p. 305-314, Madrid.
- ORTICABO, F. (1977): Las evaporitas. Parada V: Vilovi. *Ier. Semin. práctico Asociac. Arrecifales Evaporíticas*, Barcelona, Dpto. Petrol. y Geoquim., ed. Salas.
- PALLI, L. (1972): Estratigrafía del Paleógeno del Empordá y zonas limítrofes. *Publ. Geol. Univ. Autón. Barcelona*, n.º 1, 338 pp.
- PLAZIAT, J. C. (1969): Stratigraphie continentale et sédimentologique: l'âge des couches à «Bulimus gerundensis» Vidal de la province de Barcelona (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 sér., t. 10, n.º 1, p. 49-55.
- PORTA, J. (1969): Catálogo sistemático y estratigráfico de los Pectinidos del Neógeno del NE de España (excepto Baleares). *Acta Geol. Hispánica*, vol. 4, p. 135-142.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. y ESTEBAN, M. (1973): Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico del sector central de los Catalánides. *Ier. Col. Estrat. y Paleogeogr. del Cretácico de España*, Bellaterra-Tremp, 5-9 Nov., resumen, 2 pp.
- RIBA, O. (1967): Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la depresión central catalana. *Acta Geol. Hisp.*, t. II, p. 1-6.
- RIBA, O. (1971): IGME. Mapa geológico de España, esc. 1:200.000, hoja n.º 33: Lérida, Madrid, Minist. Industria, 31 pp. 1 mapa geol.
- REGUANT, S. (1967): El Eoceno marino de Vic (Barcelona). *Mem. Inst. Geol. y Min.*, t. 68, 330 pp.
- ROBLES OROZCO, S. (1974): Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes. Tesis Univ. Autónoma Barcelona, Bellaterra, 436 pp.
- ROBLES OROZCO, S. (1975): Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque del Cardó y sectores adyacentes (provincia de Tarragona). *Acta Geol. Hisp.*, t. X, p. 59-66.
- ROBLES OROZCO, S. e INIESTA, J. (1977): Pliegues superpuestos en el Mesozoico de la Sierra de la Vall de la Torre (Tarragona) y su relación con desgarres regionales del zócalo, transversales a la orientación catalánide. *Acta Geol. Hisp.*, t. XII, p. 18-22.
- ROSELL, J., y ROBLES, S. (1975): Le Paléogène marin de la Catalogne. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 sér., t. 17, n.º 2, p. 195-198.
- ROSELL, J., FERRER, J. y LUTERBACHER, H. P. (1973): El Paleógeno marino del NE de España. *XIII Col. Europ. Micropaleontología*, ENADIMSA, p. 29-62.
- ROSELL, J., JULIÀ, R., y FERRER, J. (1966): Nota sobre la estratigrafía de unos niveles con Carófitas existentes en el tramo rojo de la base del Eoceno al S. de los Catalánides (provincia de Barcelona). *Acta Geol. Hisp.*, t. I, n.º 1, p. 17-20.
- ROSELL, J., OBRADOR, A. y ROBLES OROZCO, S., etc. (1973):

- Sedimentología del Mioceno del Vallés occidental (prov. de Barcelona). *Acta Geol. Hisp.*, vol. VIII, p. 25-29, Barcelona.
- ROSELL, L. (1978): Petrología y sedimentología de les tidalites del Portlandià de Garraf. Tesis de Licenciatura, Dpto. de Petrol. y Geoquím. Univ. Barcelona, 119 pp.
- SALAS, R. (1979): El sistema arrecifal del Eoceno Superior de la Cuenca de Igualada, Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 196 pp.
- SALAS, R., ÁLVAREZ, G. y ESTEBAN, M. (1977): El sistema arrecifal del Eoceno superior del sector de Igualada. *I Semin. práctico Asociac. arrecifales evaporíticas*, 1977, ed. R. Salas, p. 3.11-3.28, Barcelona.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1950): Estudio de la región volcánica del bajo Ebro. C.S.I.C., «Lucas Mallada», 224 pp., Madrid.
- SANTAFÉ LLOPIS, J. V. (1977): Nota sobre la tectónica postmiocénica del Vallés (sector Sabadell). *Acta Geol. Hisp.*, t. XII, n.º 1-3, p. 23-25, Barcelona.
- SOLE SABARÍS, L. (1957): Sobre la edad del Mioceno continental del Campo de Tarragona. *Mem. R. Acad. Cienc. y Artes*, 3.ª ép., núm. 659, vol. XXXII (11), p. 344-360, Barcelona.
- SOLE SABARÍS, L. (1962): Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense. *Mem. R. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona*, vol. 34, p. 359-372.
- SOLE SABARÍS, LL. (1968): Geografía de Catalunya. Barcelona, Ed. Aedos, vol. I, 665 pp.
- SOLE SABARÍS, L. y LLAMAS MADURGA, M. R. (1961): Estudio geológico de la Cordillera Prelitoral catalana en el curso superior del río Foix. *Bol. Serv. Geol. Obr. Publ. (Informaciones y Estudios)*, vol. 10, p. 29-47.
- SOLE SABARÍS, L., MACAU, C., VIRGILI, C., etc. (1965): Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del Bajo Ebro. *Mem. y Com.*, 2.ª ser., t. 1, p. 83-92, Barcelona.
- SOLE SUGRAÑÉS, L. (1978): Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes LANDSTAT-1. *Tecniterrae*, vol. 22, p. 6-16.
- SCHRIEL, W. (1929): Der geologische Bau der Katalonischen Küstengebirge zwischen Ebromündung und Ampurdan. *Abh. Gesell. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, t. 14, p. 62-141.
- TABERNER, C. (1978): Ambientes sedimentarios en el borde SE de la Cuenca Eocena Catalana, Tesis de Licenciatura, Univ. autónoma de Barcelona.
- TRILLA, J. y OBRADOR, A. (1973): Ambientes sedimentarios en el Mioceno del Baix Camp de Tarragona. *Acta Geol. Hisp.*, vol. VIII, p. 21-24, Barcelona.
- VIA, L. (1966): Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña. *Actas V Congr. Int. Est. Pirenaicos Jaca-Pamplona*, 58 pp.
- VIA BOADA, L., VILLALTA, J. F., y ESTEBAN CERDA, M. (1977): Paleontología y Paleoecología de los yacimientos fosilíferos del Muschelkalk superior entre Alcover y Mont-ral (montañas de Prades, provincia de Tarragona). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4: «Triásico y Pérmico de España», p. 247-256.
- VILADEVALL, M. (1980): Estudio preliminar sobre las posibilidades metalogénicas del ámbito catalán. (En prensa en este volumen).
- VILLALTA, J. F. y ROSELL, J. (1966): Aportaciones al estudio del Mioceno marino de la comarca del Vallés. *Acta Geol. Hispánica*, vol. 1, p. 5-8.
- VILLALTA, J. F., ROSELL, J. y OBRADOR, A. (1968): Una nueva aportación al conocimiento del Mioceno marino del Vallés. *Acta Geol. Hispánica*, vol. 3, p. 19-21.
- VIRGILI, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, t. LXIX, p. VII-XIII y 1-856, Madrid.
- VIRGILI, C., VIA, L., VILLALTA, J. F., etc. (1977): Guía de la excursión al Triásico de la Sierra de Prades. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4, p. 527-558, Madrid.

Recibido, enero 1980.