

Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro.

ORIOLE RIBA ARDERIU⁽¹⁾ y MARÍA JOSÉ JURADO⁽²⁾

(1) Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. c. Martí Franquès s/n. Zona Universitària de Pedralbes. 08028 Barcelona.

(2) Institut de Ciències de la Terra «Jaume Almera». C.S.I.C. c. Solé Sabarís s/n. Zona Universitària de Pedralbes. 08028 Barcelona.

RESUMEN

Se resume el desarrollo de los conocimientos geológicos de la Rioja (cuenca del Ebro) y zonas vecinas, y se sintetizan con los resultados de investigaciones recientes. A partir de esta base se propone un modelo evolutivo de la parte occidental de la cuenca del Ebro en el cual están implicadas las unidades alóctonas cabalgantes marginales de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes por un lado y Sierra de la Demanda-Cameros, por otro (ligadas a una reducción de superficie del orden del 70%). Se analiza la sedimentación sintectónica del Terciario continental y la evolución del substrato del mismo, primero de elevación durante la fase de *rift* prealpino y luego de subsidencia durante la de compresión. Se delimitan nuevas cuencas de *piggyback* y se hacen algunas consideraciones sobre el diapirismo.

Palabras clave: Rioja. Cuenca del Ebro. Pirineos-Cantabria. Ibérica. Terciario. Subsidencia. Paleogeografía. Diapirismo. Cuencas *piggyback*.

ABSTRACT

A short history on the development of geological knowledge about the Rioja Basin (western Ebro Basin, Spain) and the neighbouring areas is presented and integrated with the results of recent subsurface studies. An evolutive model is proposed for the western part of the basin. Major thrusting along northern and southern margins are responsible for the reduction of the extension of the original basin in the order of 70%. Syntectonic sedimentation of continental Tertiary beds as well as vertical movements of the basin basement (from Paleozoic to Mesozoic) first as uplift coeval to preorogenic rifting and later as subsidence during alpine compressive events. The *piggyback* basins are delimited and considerations are made regarding diapirism in the northern margin.

Key words: Rioja. Ebro Basin. Pyrenees. Cantabrian Chain. Iberian Chain. Tertiary. Subsidence. Paleogeography. Diapirism. *Piggyback* basins.

INTRODUCCION

En el transcurso de los últimos decenios el conocimiento geológico de la parte occidental de la Depresión del Ebro ha experimentado un notable avance. Hoy en día se dispone de buenas cartografías y muchos datos de subsuelo aportados, en su mayor parte, por la prospección de hidrocarburos. Con dichos resultados han ido asimismo cambiando los conceptos estructurales y estratigráficos, lo cual permite ahora revisar un buen número de cuestiones geológicas, muy debatidas. Algunas de ellas pueden darse por resueltas, otras en cambio, se plantean como meras hipótesis.

Se expone aquí un análisis histórico del desarrollo de las opiniones geológicas sobre esta unidad occidental de la Depresión del Ebro y además se proponen algunos problemas que pueden ser objeto de futuras investigaciones.

EVOLUCIÓN CONCEPTUAL SOBRE LA GEOLOGÍA DE LA FOSA RIOJANA.

La Rioja como graben.

La unidad geológica deprimida, ocupada por el Terciario continental en el sector de la Rioja - Bureba y sector meridional de Navarra está comprendida entre dos alineaciones montañosas: los Montes Obarenes - Sierra de Cantabria al Norte y la Sierras de la Demanda y de Cameros, por el Sur. La primera unidad pertenece a los Pirineos, tomados en sentido amplio, la segunda a la Cordillera Ibérica noroccidental, en la Rama Castellana.

mental, no la flecha de la unidad alóctona que, sin duda, es enormemente mayor. Para Casas (1990) dicho recubrimiento se aproxima a los 40 km. Sobre este punto existen además los comentarios de Ramírez del Pozo (1987) y los datos publicados del sondeo de Corres-1 (Lanaja *et al.*, 1987).

b) *Unidad Cameros-Demanda*. El desplazamiento del manto meridional de Cameros-Demanda hacia el Norte pudiera ser, tomando como referencia la base del Terciario y según la línea sísmica interpretada (ITGE, 1990, EP-27, línea TOR.84-05), del orden como mínimo 27 a 30 km, aunque el reflector de la base del Terciario pierde definición hacia el Sur, bajo la superficie de cabalgamiento. Casas (1990) proporciona una cartografía de la base de la unidad alóctona de Cameros, con isobatas de la superficie de cabalgamiento e isobatas de la base autóctona del Terciario (Fig. 3)

Téngase presente además que el Terciario continental presenta, en su sección vertical, unidades superpuestas desplazadas hacia el Norte que, según la columna del sondeo Rioja-2 (IGME, 1987), existen dos unidades del Cretácico superpuestas por debajo de la base del Terciario, reflejo de estructuras cabalgantes. Se trata de fallas ciegas que, en superficie, se revelan en forma de flexuras, visibles en el Terciario rojo aflorante (Fm. de Nájera) en el corte del río Najerilla (véase la figura adjunta).

De acuerdo con lo dicho, si se dispusiera de un corte restaurado N-S por el borde de Cameros, se pondría de manifiesto que los recubrimientos tectónicos del borde Sur deben de ser mucho más importantes que los 27-30 km apuntados. Hay que tener en cuenta, que se abandonó el sondeo de Arnedo-1 a los 1576 m de profundidad después de cortar el Mesozoico y al incidir en el Paleozoico. Se desconocía en aquel momento del sondeo que por debajo del Paleozoico pudiese existir un Terciario subyacente, según interpretación de Casas (1990) basada en la sísmica. Se podía tratar pues de una lámina cabalgante alóctona mesozoica y paleozoica

Atendiendo los valores aportados aquí, se hace posible recomponer palinspásticamente la cuenca antes de iniciarse los desplazamientos compresivos ligados a la tectónica que se desarrollaron desde el Cretácico superior hasta el Mioceno Vallesiense. Si se admite, de forma conservadora, que la traslación del borde Sur es de 30 km (o más) y el opuesto del borde Norte es de otros 40 km y añadiendo los 30 kilómetros (o menos) aproximadamente de anchura actual de la cuenca terciaria, se obtiene un total de 100 kilómetros de anchura para la cuenca primitiva del Terciario. Esto implica una reducción tectónica de de toda la superficie original de la cuenca del orden del setenta por ciento o más. Esta reducción superficial de la cuenca constituye un hecho sorprendente.

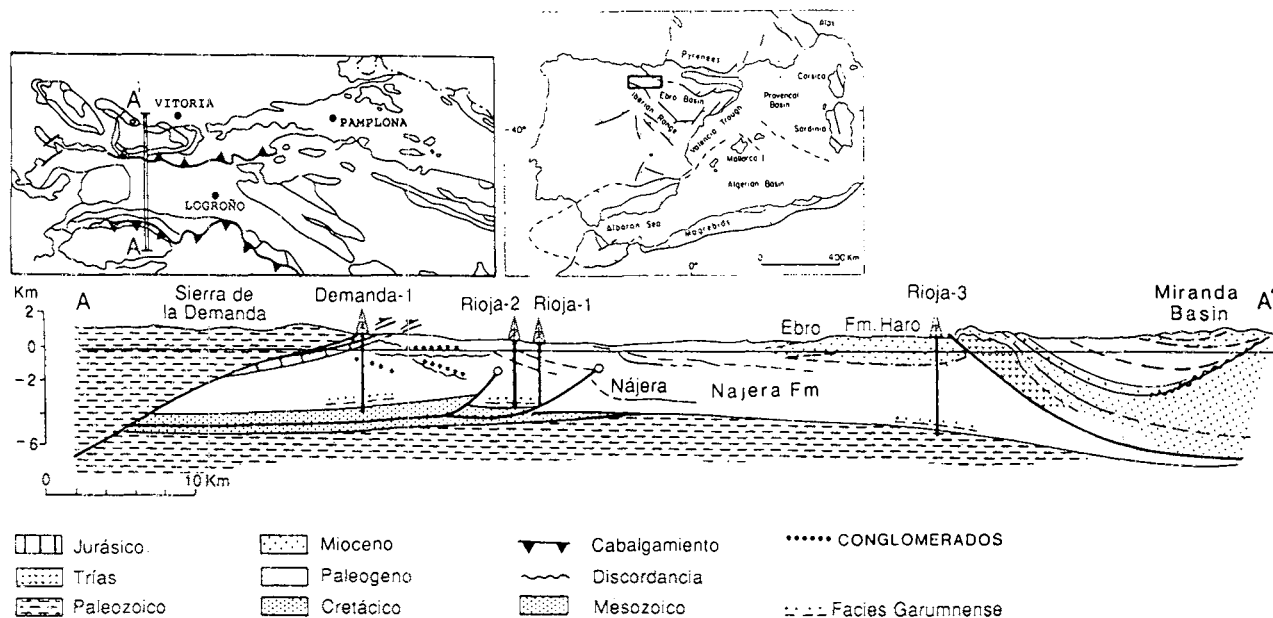


Figura 2.- Corte geológico a través de la Rioja, según O.Riba (1992), modificado. Los sondeos Demanda-1, Rioja-4 y Rioja-5 están proyectados.

Figure 2.- Geological cross section of the Rioja area, modified from Riba (1992). Demanda-1, Rioja-4 and Rioja-5 wells are projected.

Reflexiones relativas al basamento de la cuenca y la subsidencia.

Mediante sondeos y sísmica de reflexión se han podido trazar mapas de isobatas de la base del Terciario en la Rioja (véanse Antón *et al.*, 1965; Lanaja, Querol y Navarro, 1990, EP-45). Se ha comprobado que dicha base está a una profundidad considerable. En una zona próxima a Logroño se rebasan los 5200 m de profundidad b.n.m. Se hunde suavemente hacia el Norte y asciende hacia la Bureba.

El mapa de yacientes del Terciario (Lanaja *et al.* 1990, EP-49, y perfil Núm.3, EP-47) revela que dicha base descansa directamente sobre el Paleozoico en una parte considerable de la Rioja, salvo para los sondeos Rioja-1 y Rioja-2.

La subsidencia en la Rioja ha tenido que ser muy considerable, tratándose de un proceso sintectónico acaecido durante toda la fase compresiva. Es probable que haya sido inducida por la superposición de las unidades alóctonas. El problema de la subsidencia general de la cuenca del Ebro ha sido tratada por Desegaulx (*et al.* 1988) y Zoetmeijer (*et al.*, 1990), aunque, particularmente no se refieren a esta cuestión.

Suponiendo que el Terciario continental (incluyendo el *Garumniense*) se ha depositado desde el Maastrichtiense superior hasta el Vallesiense inferior (Mioceno), a niveles próximos al del nivel del mar, y que representa un intervalo de 50 Ma, la tasa media de subsidencia, en una serie de 5200 m, sin descompactar, viene a ser de 104 mm por milenio que, en este caso, también sería la tasa de sedimentación por tratarse de sedimentos continentales.

La unidad formada por el Terciario más el *Garumniense* descansa en discordancia sobre el substrato. Dicha discordancia está representada por una superficie de erosión elaborada antes del depósito *Garumniense*, en la que se truncan materiales pertenecientes al Paleozoico y al Cretácico superior y/o inferior (Weald). Esta zona representa un umbral no alcanzado por las transgresiones marinas del Paleoceno y Eoceno. Poco se ha dicho acerca de este punto.

Se plantean aquí dos posibilidades que explicarían la ausencia de niveles estratigráficos:

1. Que existió un umbral, o macizo erosivo durante el Paleozoico superior y Mesozoico sin depósito alguno de Permotrías, Trías, ni Jurásico contra el cual todas esas unidades se acuñarían a modo de *onlap*.

2. Que, por el contrario, el Permotrías, Triásico y Jurásico se hubieran sedimentado y que luego hubieran sido erosionados antes y durante el Weald, formando el «Macizo del Ebro», invocado por numerosos autores precedentes.

Paleogeografía del Mesozoico y Terciario.

Es necesario analizar el problema desde un punto de vista paleogeográfico para obtener argumentos en vistas a admitir una u otra hipótesis. La solución del problema pasa por la reconstrucción paleogeográfica del Mesozoico del Norte de España. Las referencias bibliográficas son bastante numerosas. Sin embargo, sorprende de entrada que el «surco riojano» haya servido a muchos autores como límite separador en los análisis de dos cuencas: la Ibérica por un lado y la cuenca cántabro-pirenaica por otro. Pocos autores han relacionado los datos de una y otra parte del surco.

Es preciso añadir que las reconstrucciones referentes a las facies del Trías inferior (Permotrías) resultan muy difíciles de realizar por escasez de afloramientos y de datos de subsuelo, dificultades que aumentan aún más si se emplazan las unidades alóctonas en sus «patrias» respectivas. Lo mismo ocurre con el Jurásico. Por esta razón las interpolaciones se han realizado sobre grandes distancias.

1. **Permotrías y Trías.** Los afloramientos y datos de subsuelo referentes al Trías inferior y medio están muy dispersos y distantes entre sí en el territorio vasco-navarro. Los más próximos a la depresión de la Rioja se encuentran en el norte de la Demanda, según Colchen (1963a, 1963b y 1966) e IGME (Hojas Magna, 239 y 240). Los mapas de Garrido-Megías (*et al.*, 1977) están publicados a escala muy reducida y no recogen el detalle de la parte oeste de la cuenca del Ebro. Los esquemas paleogeográficos del Trías de la tesis de M.J. Jurado (1989) no rebasan hacia el Oeste la línea Sangüesa - Arnedo. Se percibe en ellos una tendencia de las isopacas a expresar un adelgazamiento hacia poniente y hacia el SW. Tal vez el área desprovista de Trías de Sangüesa se prolongue enlazando con el de la Rioja. El mapa de isopacas del Buntsandstein EP-30 (ITGE, 1990) expone un área sin Trías cuyo límite erosivo iría de Estella a Logroño pasando por Falces, Calahorra y Rioja-5; en el mismo mapa la isopaca de 100 m está dibujada paralelamente a este límite lo cual indica que las potencias disminuyen en este sentido, coincidiendo con la cartografía de M.J. Jurado (1989). De admitirse estas representaciones el Trías inferior no habría existido en el umbral de la Rioja, lo que concuerda con los datos de sondeos.

Existe, sin embargo, el sondeo Rojas NE-1, situado en la Bureba, en el extremo Oeste del surco riojano, que cortó 286 m de areniscas y conglomerados del Trías inferior bajo un Keuper muy potente. Lanaja (*et al.*, 1987) por lo visto dudan la atribución al Trías inferior y piensan que tal vez se trate de un Weald (por similitud de facies, error no poco corriente). Por todo lo dicho la hipótesis de la erosión no puede abandonarse. A pesar de todo es necesario apuntar que el sondeo de Rojas NE-1 fue emplazado, según las interpretacio-

nes de los autores, en una unidad alóctona desplazada hacia el Sur, y que la perforación no alcanzó el substrato autóctono. Cabe añadir que es probable además que por la Bureba pase alguna falla de desgarre NNE-SSW, paralela a las del Norte de Estella (sector de Abarzuza, Navarra), (la tan citada «falla de Pamplona» de los autores pirenaicos), limitando por el Oeste el macizo de la Demanda y la terminación NW de la Ibérica.

2. El *Jurásico* tiene muy pocos afloramientos en la unidad cántabro-pirenaica y, por consiguiente, los pocos mapas paleogeográficos publicados es preciso tomarlos como meras interpretaciones (Dahm, 1966, pl.13). Numerosos sondeos realizados en la unidad cántabro-pirenaica se han pasado con frecuencia del Weald al Trías, sin cortar el Jurásico. Tales anomalías podrían ser atribuidas a la existencia de fallas lístricas sustractivas, durante la fase de «rifting».

El estudio paleogeográfico del Jurásico de la unidad ibérica está basado en observaciones mucho más densas. Mensink (1966, lám 29 y 30) publicó un estudio detallado en el que se observa la presencia de un surco de dirección ibérica, con algunas zonas de sedimentación somera, como en la Demanda. Brinkmann (*et al.*, 1968, fig 3) extrapolan hacia la Rioja los datos de la unidad Norte.

Por otra parte, Ramírez del Pozo (1971a figs 30, 31, 32; y 1971b, figs. 3 y 4) estudia las facies e isopacas del Jurásico del Norte de España confirmando la existencia de un surco sedimentario marino de 800 a 1000 m de potencia, cuyo eje pasa por Torrecilla en Cameros-Haro-Quintanaopio-Reinosa, oblicuo con respecto a la depresión riojana. Dicho autor habla de una fase erosiva precretácica que hubiera podido barrer parte o todos los depósitos jurásicos durante la cual se depositaron bancos de conglomerados de cantos calizos (*ibid.* p.499), hallados en algunos sondeos riojanos y, por descontado, en la facies wealdense.

El esquema de Lanaja (*et al.*, fig 12) referente a la sedimentación del Jurásico marino también indica un ancho surco sedimentario de dirección NW-SE con presencia del sistema jurásico marino entre dos macizos erosivos: Pirineos centrales (al E de Pamplona y Sangüesa) y otra gran área al W de Burgos. Tanto en el País Vasco como en Soria, la edad de los depósitos marinos más recientes del Jurásico asciende de Oeste a Este (Calloviense-Oxfordiense-Sequaniense).

Sin duda los resultados que dan los autores están extrapolados para la cuenca terciaria riojana, aún lo están más con la amplitud que aquí se quiere otorgar a la misma. En ellos no se entrevé ningún umbral sedimentario en dicha región.

3. El *Cretácico* hallado bajo el Terciario continental de la Rioja es extraordinariamente delgado, reducido e incompleto si se compara con las cuencas vecinas del Pirineo vasco-cantábrico y de la Ibérica. Hecho notable en lo que atañe a las facies marinas y de transición, atribuidas al Cretácico superior.

Rioja-1, Albo-Cenomanense a Turonense.

Rioja-2, Albo-Cenomanense a Turonense.

Demanda-1 Albo-Cenomanense a Maastrichtiense (?)

Estas unidades marinas tienen espesores inferiores a los 300 m

Las facies detríticas atribuibles al Weald y Utrillas se han cortado en los sondeos: Rioja-1, Rioja-2, Rioja-4, Rioja-5, Demanda-1. En estos casos, el grosor total ha arrojado valores inferiores a los mil metros, aunque muy variables de una perforación a otra.

Por la posición meridional de los sondeos aquí mencionados, los depósitos de facies Weald inducen a suponer que puedan pertenecer a las unidades más altas de la cuenca de Cameros (Fm. Oliván, ciclo IV de Guiraud *et al.*, 1985), ya que en aquella cuenca el surco deposicional migró claramente hacia el Norte (Salomón 1982, Guiraud *et al.*, 1985; Martín, 1989).

El llamado «surco riojano» (un surco geomorfológico, claro) desde el Jurásico superior hasta el Terciario se habría comportado como un verdadero macizo emergido; se trata de la extensión hacia poniente del «Macizo del Ebro» de Plaziat (1981) y Lanaja (*et al.*, 1987, Pl.15), el cual sólo quedó parcialmente recubierto por la gran transgresión cenomaniense-turonense (el máximo transgresivo en la Cantábrica, según García-Mondéjar y Pujalte, (1982), corresponde al Turoniense inf.). Esto queda reflejado en los mapas y cortes paleogeográficos parciales o globales, empezando cronológicamente con Ríos (1956) y Saeftel (1959) para el Albiense, siguen Wiedmann (1962, 1964, 1974, *et al.*, 1976) y Brinkmann (*et al.*, 1967, 1968), para el Cretácico en general. Ramírez del Pozo (1969) estudia el Purbeck-Malm-Valanginiense inferior, Aguilar (1970) el Albiense; Wiedmann y Kaufmann (1976) el Cretácico medio y superior. Ya ha sido mencionada la síntesis de García-Mondéjar (*et al.*, 1982 figs. 3.9 y 3.11). A esta le sucede el estudio detallado de Amiot (*et al.*, 1983) en el que la Rioja está dejada en blanco, sin conexión con el «Bloc de l'Ebre». De igual modo son notables los detallados mapas paleogeográficos seriados de Plaziat (1981) referentes al Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense, secuencia seguida de los mapas del Paleoceno y Eoceno, lo que permite ver

retrospectivamente los cambios paleogeográficos del tránsito Cretácico-Terciario. También cabe recordar a Babinot (*et al.*, 1983) y Rat (1983). El estudio más moderno se debe a Lanaja (*et al.*, 1987, pl. 13, 14, y 15) para el Aptense-Albense y el Cretácico superior. El ITGE (1990, C-25) da una cartografía del Weald, (C-29) y del Cretáceo superior.

Además, en relación con el margen ibérico, véanse las síntesis de J. Salomón (1982), del Cretácico inferior y de Floquet (*et al.*, 1982), para el Cretácico superior.

La regresión del Cretácico superior estaría ligada al paso de condiciones de régimen extensivo a condiciones de compresión. El «Macizo del Ebro», perfectamente individualizado hasta finales de este período, invierte su tendencia y pasa a subsidir a partir del depósito del *Garumniense* hasta el Vallesiense (Mioceno sup.).

4. En **resumen**, en lo que concierne a la paleogeografía del Trías (Permotrías) y del Jurásico del área de la Rioja (s.l.) no existen evidencias que permitan suponer que no se produjera sedimentación durante dichos períodos. Tal vez hay datos que inducen a pensar que, al menos, existió, durante el Trías inferior y medio, un umbral. Para el Jurásico la hipótesis de una sedimentación marina seguida de erosión, parece la más verosímil. La discordancia anterior al depósito de la facies Utrillas está confirmada al N. de Burgos (Madrid de las Caderechas). A partir del Cretácico inferior, aún en régimen distensivo, el substrato riojano hubiera tenido una tendencia a la emersión y a la erosión completa en la parte Norte del macizo del Ebro. Sólo la transgresión del Turonense alcanzó a solapar la parte meridional del mismo. El llamado «Macizo del Ebro» quedaría conformado, aunque transversalmente, por todo lo indicado, debe de ser mucho más extenso, de acuerdo con las grandes superposiciones de las unidades cabalgantes. Más tarde, y en forma discordante, se depositaron materiales, primero terrígenos, luego lacustres del *Garumniense*, de acuerdo con el inicio de la subsidencia de todo el conjunto geológico e inicio de las fases compresivas.

EL TERCIARIO DE LA RIOJA, UN MODELO DE CUENCA.

La cuenca terciaria del Ebro en la zona riojana y navarra presenta una evolución diferenciada respecto a la tectónica y el desarrollo regional de la cuenca del Ebro. Por los datos de sondeo y la geofísica se ha demostrado que la base del Terciario continental es discordante y erosiva. Sobre la misma tiene lugar la sedimentación en régimen lacustre de la facies «garumnense».

Lateralmente, dichos depósitos pasarían hacia el Norte al Paleoceno-Eoceno marinos. No puede sorprender que en el frente de cabalgamiento de la Sierra de Cantabria existan en la misma vertical facies marinas del Terciario y cobijado por debajo el cabalgamiento (Corres-1) y en la base del mismo las facies lacustres garumnienses, según lo confirma el sondeo Rioja-3. Restituyendo en un perfil, como ya se ha indicado, se requiere un espacio paleogeográfico bastante considerable (los 40 km apuntados más arriba?) para que se pueda cumplir el paso lateral de facies.

Todos los mapas paleogeográficos del Eoceno marino cántabro-pirenaico hacen coincidir el límite meridional del mismo con el borde de la unidad alóctona Obarenes-Sierra de Cantabria-Codés-Estella-Puente la Reina-Campanas-Sierra de Alaiz. Véanse los importantes trabajos paleogeográficos de Plaziat (1975, 1981). El área paleógena de depósitos terrígenos presenta aportes, de componente Sur a Norte, derivados del interior de la Península. La formación de areniscas y conglomerados rojos de Arnedo (UTS 1 y 2 de Muñoz, 1991) es correlacionable con las areniscas de Mués (Riba, 1960; Solé 1972). Las unidades estratigráficas anteriores a la discordancia de Barbarín, aflorantes entre Monjardín y Monte Codés, en Cirauqui y Puente la Reina (Navarra), vertiente Norte de la Sierra del Perdón, etc. no presentan conglomerados, ni paleocorrientes de procedencia pirenaica (Riba *et al.*, 1961; Solé, 1972). Son depósitos rojos de llanura aluvial y *mud flats* de origen ibérico, no procedentes del Pirineo, como podría suponerse por su posición marginal. Poseen además importantes episodios evaporíticos (yesos de Puente la Reina, yesos de Desojo). Dicha serie sedimentaria así como la discordancia de Barbarín en la actualidad permanecen ocultos bajo el cabalgamiento de la unidad alóctona de la Sierra de Cantabria, concretamente, en la Peña de La Población (Na).

La discordancia de Barbarín (Navarra) se corresponde con un importante cambio paleogeográfico regional. Estratigráficamente está emplazada en el Oligoceno superior, bajo los yesos de Los Arcos y del nivel aquitaniense de Tudela-1 (Crusafont *et al.*, 1966). A partir de este nivel discordante se registra la llegada de importantes masas de conglomerados procedentes de los Pirineos o de estructuras diapíricas aflorantes como los que envuelven los diapiros de Estella, Salinas de Oro, etc. La cuenca del Ebro tiene a partir de este momento un carácter sedimentario con aportes de origen bilateral.

Las unidades del Terciario continental ya miocenas - las formaciones de Nájera y Haro - que afloran en las vertientes de las sierras de Cantabria y Obarenes (Silanes, Pancorbo, Cellórigo, Conchas de Haro, La-

guardia, etc.) no presentan conglomerados porque todos ellos quedan bajo la lámina alóctona cántabro-pirenaica. Sin embargo, en el frente de la misma unidad se encuentran involucrados algunos litosomas de estos materiales, en los pliegues recumbentes y fallas inversas, algunos litosomas de esta naturaleza, como ocurre en el cerro de la Lobera (al N. de Briñas y Labastida), cerca del Puerto de Herrera (Vi) o en Santa María - Silanes (Bu), etc.

Por el contrario, los conglomerados de edad paleógena y miocena del borde sur de la depresión del Ebro, afloran extensamente. Esta asimetría induce a suponer que el *corrimiento del manto meridional se detuvo antes que el septentrional*.

Cabe recordar el carácter sintectónico de la mayor parte de la serie terciaria, estudiada por A. Muñoz (1991), subdividida en ocho unidades tecto-sedimentarias

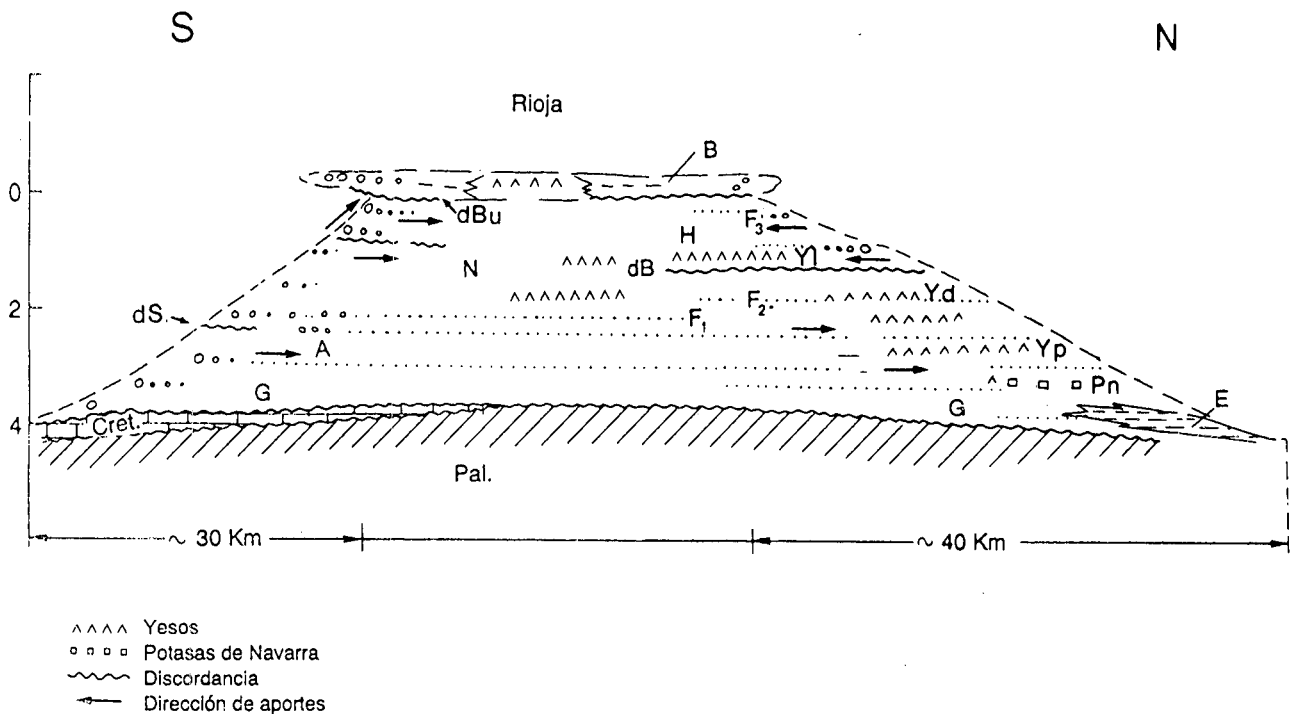


Figura 3.- Modelo de cuenca tectónicamente restringida. Esquema estratigráfico de la evolución de las facies Garumniense y del Terciario continental en la depresión de la Rioja, según un perfil ideal Norte-Sur, omitiendo las unidades alóctonas. Explicación: Pal: Paleozoico, sin diferenciar. Cret: Cretácico, sin diferenciar. E: Paleoceno-Eoceno marinos. G: Facies Garumniense. Pn: Potasas de Navarra. Y: yesos, varias formaciones en el borde Norte (Navarra), Yp: Yesos de Puente la Reina, Yd: Yesos de Desojo, Yl: Yesos de los arcos. A: Fm de Arnedo. N: Formación de Nájera. H: Formación de Haro. B: Mioceno superior de la Bureba (conglomerados de Santurdejo, Yesos de Cerezo de Río Tirón, Fm. de Altable). d: discordancia angular. dB: Discordancia de Barbarín; dS: discordancia del Serradero. dBu: discordancia de la Bureba. F1: yacimiento fosilífero de Tudela-1, F2: id. Tudela-2. F3: id. de Cellorigo (Vallesiense sup.).

Figure 3.- Model of a tectonically restricted basin. N-S stratigraphic sketch showing the evolution of Garumnian facies and continental Tertiary in the Rioja trough. Allocthonous units are not represented. Explanation: Pal: undifferentiated Paleozoic. Cret: undifferentiated Cretaceous. E: marine Paleocene-Eocene. G: Garumnian facies. Pn: Navarra Potash Formation. Y: gypsum, different formations on the northern margin (Navarra). Yp: Puente la Reina Gypsum. Yd: Desojo Gypsum. Yl: Los Arcos Gypsum. A: Arnedo formation. N: Nájera formation. H: Haro formation. B: Bureba formations belonging to Upper Miocene (Santurdejo Conglomerates, Cerezo de Río Tirón Gypsum, Altable Formation). d: angular unconformities, dB: Barbarin unconformity; dS: Serradero unconformity. Fossiliferous levels, F1: Tudela-1 (Burdigalian); F2: Tudela-2 (Aquitanian); F3: Cellorigo (Vallesian, Upper Miocene).

(UTS) separadas por discordancias-discontinuidades intraformacionales que acreditan dicho carácter.

Las unidades posteriores a la compresión se depositaron por consiguiente en una cuenca de superficie ya muy reducida, fosilizando los paleorelieves y las estructuras de los márgenes, como ocurre de una forma muy clara en las cumbres de Cabi Monteros y Yerga (al S de Arnedo, Lo), en Poza de la Sal, Santa Casilda, Belorado (Bu). En el centro de la misma, se emplazó la pequeña cuenca evaporítica de Cerezo de Río Tirón y San Millán de Yécora (Bureba) (Riba 1955a, Anadón, 1990).

En **resumen**, el modelo estructural se aproxima a un «ramp valley», es decir una cuenca limitada por fallas inversas (Biddle *et al.*, 1985). El emplazamiento de las láminas cabalgantes marginales seguramente fué simultáneo pero no tuvo la misma duración. La septentrional se movió más tardíamente (hasta el Vallesiense), la meridional se detuvo antes. Se trata pues de una cuenca que quedó rellena de materiales terrígenos continentales sintectónicos con espesores que superan los 5 km e instalada sobre un substrato muy erosionado y que experimentó una gran subsidencia durante el Terciario. La cuenca pasó de recibir aportes unilaterales (relacionados con el margen Sur de la cuenca marina paleógena) a bilaterales, con aportes ibéricos y pirenaicos. La fase compresiva redujo progresivamente el área de depósito en más de un 70 %. En conjunto pues se trata de una *cuenca restrictiva por efectos tectónicos* con un dispositivo facial en «offlap» y, a grandes rasgos, con una secuencia global granocreciente.

DIAPIRISMO.

El diapirismo del sector cántabro-pirenaico fue estudiado durante las décadas de los cincuenta y sesenta por la escuela alemana de la universidad de Bonn, bajo la dirección de R. Brinkmann, quien emplazó varias tesis de doctorado en España. La última de ellas (Kind, 1963) sintetiza los resultados precedentes relacionando el desarrollo de los diapiros con el de la sedimentación terciaria. De todo ello Brinkmann y Lögters publicaron dos resúmenes (1967 y 1968). Recientemente, Serrano (*et al.*, 1989 y 1990) han publicado una nota que actualiza la interpretación estructural integrando información de subsuelo y han aportado nuevos datos cartográficos de acuerdo con las concepciones actuales, especialmente con la tectónica de grandes unidades alóctonas. Las figuras son ilustrativas y justifican una concepción aloctonista.

El desarrollo diapírico del Trías superior salino cántabro-pirenaico es resultado de sucesivas etapas de evolución. Las etapas iniciales cabe situarlas en el Mesozoico (Jurásico y Cretácico ?) consideramos que seguirían los mecanismos propios de tectónica

halocinética en contextos extensivos, como los propuestos por Trusheim (1960) para el NW de Alemania y citados por Serrano (*et al.*, 1989 y 1989). No obstante, las estructuras salinas forman actualmente parte de un conjunto de unidades alóctonas que han experimentado desplazamientos hacia el Sur en el marco de la tectónica compresiva. Asimismo, existen evidencias tanto de datos de superficie como de subsuelo de que las zonas en las que se reconoce la existencia de diapiros están estructuradas por cabalgamientos N-S y desgarres de dirección aproximada WNW-ESE según se representa y se reconoce en los mapas y cortes de Serrano (*et al.*, 1989). En consecuencia, sería preciso tener en consideración la concurrencia de la tectónica compresiva en la evolución de la tectónica salina en la zona vasco-cantábrica.

Debe de relacionarse la actividad tectónica compresiva, que duró desde el Cretácico superior al Mioceno alto (Vallesiense), con el diapirismo y buscar la influencia que la primera haya tenido sobre el segundo. Las columnas diapíricas ascendentes tendrían que haberse deformado y estrangulado por el efecto de cizallamiento de los *floor thrusts*. Las intumescencias salinas (*Salzkissen*, o *Aufbeulung*) señaladas por Serrano (*et al.*, 1989, fig 4) probablemente estarían preformadas antes de la fase compresiva, es decir ya en el Cretácico inferior, como indica Kind (1967, figs. 73 y 74), lo cual, ya en época de distensión finimiocena, habría permitido el desarrollo perforante y ascendente de verdaderos diapiros.

Obsérvese que los diapiros bien desarrollados del Norte de España son de edad reciente y están emplazados o bien en ejes sinclinales de cuenca (Salinas de Rosío, Salinas de Añana, etc) o en cuencas de *rim syncline*, rodeados de unidades sedimentarias muy modernas (ej. el diapiro de Maeztu). Otros, por el contrario, son más antiguos quedado bloqueados en el frente de unidades alóctonas, como ocurre con los de Peñacerrada, Salinillas de Buradón, de Alloz, otros han permanecido fosilizados como en Treviño, etc. o han tenido un comportamiento muy particular como el de Estella. Todo lo dicho, junto con el cuadro de Kind (1967, figs. 73 y 74) en el que se relaciona la actividad diapírica con el tiempo, parece sugerir la hipótesis que aquí se presenta, no expuesta en trabajos anteriores.

LAS CUENCAS SATÉLITES O DE «PIGGYBACK».

El modelo de cuenca satélite o de *piggyback* de Ori y Friend (1984) fue establecido en los Apeninos próximos al Po y en los Pirineos de la Cuenca de Jaca y depresión del Ebro.

Sin embargo, en la parte occidental pirenaica no se han reconocido cuencas de esta naturaleza, la existencia de las cuales está en relación con el desarrollo de

- PÉREZ LORENTE, F. 1988: Heterogeneidad de un borde cabalgante. La asociación de domo y cubeta en Torrecilla (Sistema Ibérico, La Rioja). *II Congr. Esp. Geol.*, 2:173-176.
- PÉREZ LORENTE, F. 1990: Datos tectónicos de un área alrededor de Mesones de Isuela e Illueca (Provincia de Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 85/1-4:23-43.
- PFLUG, R. 1967: Der diapir von Estella (Nordspanien). *Beihefte Geol. Jb.* 66:21-62. Hannover. Idem. 1973: El diapiro de Estella. *Munibe* 25, 2/4:171-202, 26 figs, 1 mapa col. Rev. Soc. Cienc. Nat. (Aranzadi), San Sebastián.
- PLAZIAT, J.C. 1975: L'Ilerdien à l'intérieur du Paléogène languedocien; ses relations avec le Sparnacien, L'Ilerdien sud-pyrénéen, L'Yprésien et le Paléocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 17/1:168-182.
- PLAZIAT, J.C. 1981: Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of Southwest Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 36:263-320.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. 1975: La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Tesis doct. *Pirineos*. 104:1-188.
- RAMBAUD PÉREZ, F. 1960: La falla inversa del borde N. de la Sierra de la Demanda en Cerro Peñalba (Logroño). *Bol. R. S. E. H. N.*, 58/1:283-299. 5 fig.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. 1969: Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies purbeckiense y wealdense del Norte de España. 1 vol. *Edic. CIEPSA*, 68 p. Madrid.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. 1971a: Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretácico del Norte de España, región cantábrica. 3 vols. *Edic. Ciepsa*, 357 p + láms y figs. Madrid.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. 1971b: Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2:491-508.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. 1973: Síntesis geológica de la Provincia de Alava. *Obra Cultural. Caja de Ahorros Mun. Ciudad de Vitoria*. 66 p.+ 44 pl. 1 mapa geol. Vitoria.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. 1987: Resumen de la conferencia sobre geología del subsuelo en el sector meridional de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 3:40-44, 5 fig. Madrid.
- RAT, P. 1952: Les pays crétacés basco-cantabriques. *Thèse, Univ. Dijon*, 547 p.
- RAT, P. 1964: Problèmes du Crétacé inférieur dans les Pyrénées. *Geol. Rundschau*, 53:205.
- RAT, P. 1983: Vue sur le Crétacé Basco-cantabrique et Nord-Ibérique. *Inst. Sc. de la Terre. Ed. Diffusion BRGM*. 1 vol. Orléans.
- RIBA, O. 1954: El Terciario continental de la Rioja Alta y La Bureba. *Inf. CIEPSA*, con 1 mapa E:50.000. Madrid-Vitoria.
- RIBA, O. 1955a: Sur le type de sédimentation du Tertiaire de la partie ouest du Bassin de l'Ebre. *Geol. Rundschau*, 43:b363-371.
- RIBA, O. 1955b: Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de la Demanda y Cameros. *Not. Com. IGME*. No.39:39-50.
- RIBA, O. 1956: La cuenca terciaria de Miranda-Treviño, con 1 mapa E:50.000. *Informe CIEPSA*. Vitoria - Madrid.
- RIBA, O. 1957: Nuevas observaciones sobre el Terciario continental de la Depresión del Ebro, (Rioja, Ribera de Navarra). con 1 mapa E:200.000. *Informe CIEPSA*. Vitoria - Madrid.
- RIBA, O. 1957: El Terciario continental de la zona de Treviño. *Informe CIEPSA-Deilmann*. 1 mapa geol.1:25.000. Vitoria-Madrid.
- RIBA, O. 1960: Informe Geológico sobre el Terciario continental entre Monte Codés y Montejurra. *Informe Ciepsa*, núm. 108 con Mapa de litofacies del Terciario continental entre Montejurra y Aguilar Codés, 1 mapa E: 25.000, 1 despl. Madrid-Vitoria.
- RIBA, O. y PÉREZ MATEOS, J. 1961: Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde norte de la cuenca terciaria del Ebro (Navarra). *II Reun. de Sedimentol., Sevilla.1961*. Vol. com. p.201-221. *Inst. Edafología. CSIC*. Madrid.
- RIBA, O. 1967: Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la Depresión Central Catalana. *Acta Geol. Hisp.*, 2/1:1- 6.
- RIBA, O. 1977: Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bull. BRGM*. 2ème Sér. Sect., 1/4:383-401. Orléans.
- RIBA, O., REGUANT, S y VILLENA, J. 1987: Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro.: *Libro Jubilar J.M. Ríos*. Vol.2. p. 131 - 159, 16 figs. *Inst. Geol. y Min. de Esp.* Madrid.
- RIBA, O. 1992: Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. *In A. Arche coord. Sedimentología* vol. 2:489-522, 23 figs. *C.S.I.C.* Madrid.
- RIBA, O. 1992: la Conca de l'Ebre. Consideracions generals. *Història Natural dels Països Catalans*. Vol.2, 2.4.1-2. p. 135-148, 10 figs. *Enciclop. Catalana*. Barcelona.
- RICHTER, G. 1930: Die Iberischen Ketten zwischen Jalon und Demanda. *Beitr. Geol. Westl. Medit. Geb.* Num. 5. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, Ed. 16, Num.3:47-118. Berlín. Trad. *In Publ. Extr. sobre Geol. España*, 9:61-142, CSIC. Madrid, 1956.
- RÍOS, J.M. 1956: El sistema Cretáceo en los Pirineos de España. *Mem. IGME*, 57:1-128.
- SAEFTEL, H. 1959: Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Kette Spaniens. *Z.deutsch. geol. Ges.* 111/3:684-711. Hannover. Idem. 1961: Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España. *Not. y Com. IGME*, 26:109-134.
- SAENZ, C. 1931: Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español. *Conf. Hidr. del Ebro*, núm. 36. Zaragoza.
- SAENZ, C. 1942: Estructura general de la cuenca del Ebro. *Est. Geogr.* 3/7:249-269.
- SAEZ, A. y SALVANY, J.M. 1990: Las formaciones evaporíticas de Barbastro y Puente la Reina Eoceno superior - Oligoceno basal de la Cuenca Surpirenaica. *In: F. Ortí y J.M. Salvany eds. Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie. ENRESA, GPPG. Dept. Geoquím. i Prosp. Geol., Univ. Barcelona*, p.100.
- SALOMÓN, J. 1982: Cameros-Castilla. El Cretácico inferior. *In El Cretácico de España. Ed. Univ. Complutense*. 1 Vol. p.345-378. Madrid.
- SALVANY DURAN, J.M. 1989: Las formaciones evaporíticas del terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja, litoestratigrafía, petrología y sedimentología. *Tesis Fac. Geol. Univ. Barcelona*. Dept. Geoq. Petrol. y Prosp. Geol. 397 p. 61 fig., 129 fotos. An. con 21 fig. Barcelona.
- SALVANY, J.M. 1990: El Keuper del diapiro de Poza de la Sal. *In: F. Ortí y J.M. Salvany, eds. Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*.

- Nuevas aportaciones y guía de superficie. *ENRESA, GPPG. Dept. Geoquím. i Prosp. Geol., Univ. Barcelona*. p.54-58, 2 figs. Barcelona.
- SANTAFÉ-LLOPIS, J.V., CASANOVAS-CLADELLAS, M.L. y ALFÉREZ-DELGADO, F. 1982: Presencia del Vallesiense en el Mioceno continental de la Depresión del Ebro. *Rev. R. Acad. Exact., Fís y Nat. Madrid*, 76/2:277-284. 1 lám.
- SCHRIEL, W. 1930: Die Sierra de la Demanada und die Montes Obarenes. *Abh. Ges. Wissenschaften zu Göttingen, Math.-Phys. Kl. N.F.*, t.16, H.6, 105 p. Berlín. Trad. esp. J. GÓMEZ DE LLARENA. Op. *Inst. J.S. Elcano*, CSIC. Madrid, 1945.
- SEGURET, M. 1930: Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Thèse. Fac. Sc. Montpellier*,
- SELZER, G. 1934: Geologie der südpyrenäischen Sierren in Oberaragonien. *N. Jahrb für Min. Paläont. und Geol.*, Beil. Band, 71-B. p. 270-406
- SERRANO OÑATE, A., MARTINEZ DEL OLMO, W. y CAMARA RUPELO, P. 1989: Diapirismo del Trías salino en el dominio Cántabro-Navarro. *Lib. Homen. a Rafael Soler. Asoc. de Geól. y Geofís. Esp. Petróleo (AGGEP)*, p.115-121, 6 fig. Madrid.
- SERRANO, A. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. 1990: Tectónica salina en el dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas. In: F. Ortí y J.M. Salvany Eds. Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie. *ENRESA, GPPG. Dept. Geoqu. i Prosp. Geol., Univ. Barcelona*. p.39-53, 6 figs. Barcelona.
- SIMÓN, J.L. 1990: Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8:123-129.
- SITTER, L.U. de 1965: IPirenei. *Mem. Geopaleontologiche dell' Univ. di Ferrara*. 1/3/8:199-208. Ferrara.
- SOLÉ SABARÍS, L. 1952: España Geografía Física, El relieve. In: *Geogr. de Esp. y Port.* t.1. Muntaner y Simóm. Barcelona
- SOLÉ SEDÓ, J. 1972: Formación de Mués: litofacias y procesos sedimentarios. Tesis Lic. *Fac. Geol. Univ. Barcelona*. 61 p. (inédita). Barcelona.
- TRUSHEIM, F. 1960: Mechanism of salt migration in Northern Germany. *Bull. AAPG*. 44:1519-1540, 23 fig.
- VERGÉS, J. y MUÑOZ, J.A. 1990: Thrust sequences in the southern Central Pyrenees. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 6/2: 265-271.
- WIEDMANN, J. 1962: Contribution à la paléogéographie du Crétacé Vascothique et Celtibérique septentrional, Espagne. *Livre à la mémoire Prof. P. Fallot, Soc. Géol. Fr.*, 1:351-366. París.
- WIEDMANN, J. 1964: Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal. *Est. Geol.* 20:107-148.
- WIEDMANN, J. 1974: Subdivisiones y precisiones bio-estratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas. *Ir. Symp. Cret. Cordill. Ibérica*. Cuenca 1974, *Actas*, 134-139
- WIEDMANN, J. y KAUFFMANN, E.G. 1976: Mid-Cretaceous biostratigraphy of Northern Spain. *An. Mus. Hist. Nat. Nice*, t.4.
- WIENANDS, A. 1966: Über den Muschelkalk in der Sierra de la Demanada. *N. Jahrbuch Geol. Paläont. Mh.* (1966): 151-160. Stuttgart.
- VOORT, K.R. 1964: Zum Flyschproblem in dem Westpyrenäen. *Geol. Rundschau*, 53:220-233.
- ZOETMEIJER, R., DESEGAULX, P., CLOETINGH, S., ROURE, F. y MORETTI, I., 1990: Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro Basin. *J. Geophysical Research*, 95. B3: 2701-2711.