

Tectónica distensiva jurásica en el Subbético Externo oriental (Sureste de España)

Extensional Jurassic tectonism in the External Subbetic (South eastern Spain)

J. Rey

Escuela Universitaria Politécnica de Linares. Dpto. de Geología. Univ. de Jaén. 23700 España.

ABSTRACT

The stratigraphy and evolution of the subsidence during the Jurassic in an eastern section of the External Subbetic (External Zones of the Betic Cordilleras) have been analyzed. Backstripping curves are constructed, and they are compared with theoretically calculated tectonic subsidence curves. Margin evolution was quite complex, with distinct syn-rift and post-rift phases, affected by significant tectonic activity.

Key words: *External Subbetic, Jurassic, tectonic subsidence curves.*

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1683-1686
ISSN: 0213683X

Introducción

Durante el Mesozoico, las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas constituyeron la cobertera sedimentaria del margen sud-ibérico, con una evolución propia de margen pasivo, aunque afectado por fallas transformantes (Vera, 1981, 1988). Existe una ruptura sedimentaria de carácter regional en el Carixiense superior que marca el paso de la etapa pre-rift a la sin-rift en la evolución de dicha cuenca. La fase post-rift se inicia a partir del límite Dogger-Malm, con profundizaciones generalizadas en el registro (Vera, 1988).

A pesar de los numerosos y detallados estudios geológicos realizados en esta cordillera, son escasos los trabajos en los que se proponen modelos de dinámica litosférica para este margen. Tan sólo se podrían citar los estudios de Ruiz-Ortiz (1990), Ruiz-Ortiz & Vera (1992), Van Wees *et al.*, (1992), Peper & Cloetingh (1992), Van der Beek & Cloetingh (1992), Rey (1993, 1995a), en los que el análisis de la subsidencia demuestra que la evolución de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas corresponde a la de un margen pasivo de tipo rift.

En este trabajo, se pretende aportar nuevos datos sobre la evolución de la subsidencia en esta región durante el Jurásico. Para ello, el análisis se centra en la Zona Subbética, y más concretamente, en el Subbético Externo (*sensu* Azéma *et al.*, 1979) de las proximidades de Caravaca (Fig. 1A).

Estratigrafía

En este apartado se describen las características esenciales de las cuatro formaciones jurásicas de la región. Éstas se representan en las columnas estratigráficas de la Fig. 1 B. Por otro lado, se analiza el posible medio de depósito para cada una de ellas, aspecto fundamental para el análisis de la subsidencia. Se remite a los trabajos de Seyfried (1978), Rey & Vera (1988), Rey (1993, 1995b) para un estudio estratigráfico más detallado.

Fm. Gavilán: Limita en su base, generalmente de forma mecánica, con materiales del Trías con facies keuper. El límite superior, muy neto, coincide con una ruptura sedimentaria de carácter regional: la intra-Carixiense superior. Está constituida básicamente por calizas, dolomitizadas en la base. Estos materiales, con potencias que pueden superar los 600 m, se han interpretado como depósitos típicos de una plataforma carbonática marina somera (García-Hemández *et al.*, 1980).

Fm. Zegrí: Sobre la Fm. Gavilán se instala la Fm. Zegrí (Fig. 1B), unidad que representa el registro estratigráfico del intervalo Domeriense-Toarciense terminal (Rey, 1993). Las potencias, muy variables, oscilan entre los 0 y 250 m. En la parte inferior aparece una ritmita de margocalizas y margas, cuyas microfacies constituyen *mudstone* con radiolarios, espículas de esponjas, "filamentos" y foraminíferos bentónicos. Sobre ésta se instalan

calizas margosas nodulosas rojas o calizas masivas rojas con microfacies muy semejantes a las anteriormente descritas.

Esta formación se habría depositado en un ambiente pelágico o hemipelágico por debajo del nivel de base del oleaje (Vera, 1989), con batimetrías que oscilarían entre el nivel de base de las olas de tormentas y los 200 m (Molina, 1987; Rey, 1993).

Fm. Veleta: Esta unidad litoestratigráfica, de edad Aaleniense-Bajociense, aparece en la región sobre la Fm. Zegrí (Fig. 1 B). Está constituida por calizas grises con abundante sílex, que presentan microfacies ricas en "filamentos" y peloides. La potencia, aunque variable, suele ser de unos 50 m.

Estas litologías se habrían depositado en ambientes marginales de umbrales pelágicos, en los que el depósito tuvo lugar por debajo del nivel de base del oleaje, aunque cerca de éste, por lo que estos materiales se verían esporádicamente afectados por olas de tormentas (Molina, 1987; Rey, 1993).

Fm. Ammonítico Rosso Superior: Limita, a muro y techo, con la Fm. Veleta y la Fm. Carretero, respectivamente. Está constituida por calizas y margocalizas nodulosas con colores rojizos. El Oxfordiense se caracteriza por la presencia de facies nodulosas «grumosas» muy llamativas, por lo que se utilizan como nivel de correlación. Localmente aparecen niveles calcareníticos y calizas con sílex (Fig. 1B). Existen texturas diferentes asociadas a

Fig. 1A.- Esquema geológico del sector estudiado, en el se sitúa la localización de las distintas columnas estratigráficas levantadas (I, II y III). Leyenda: 1.- Facies keuper (Triásico). 2.- Fm. Gavilán (infra-Carixiense Superior). 3.- Fm. Zegri+Fm. Veleta+Fm. Ammonítico Rosso Superior (Jurásico post-Carixiense). 4.- Alternancia de margas y margocalizas, localmente con intercalaciones detríticas (Cretácico). 5.- Margas, margocalizas y niveles detríticos (Terciario y Cuaternario). Fig. 1B.- Representación sintética de las distintas columnas estratigráficas levantadas. Leyenda: 1.- Dolomías. 2.- Calcarenitas. 3.- Alternancia de margas y margocalizas. 4.- Niveles detríticos. 5.- Margocalizas nodulosas. 6.- Calizas. 7.- Calizas con sílex. 8.- Calizas nodulosas. 9.- Margocalizas nodulosas «grumosas». A.R.S.= Fm. Ammonítico Rosso Superior. Car.= Fm. Carretero. R.Car= Ruptura intra-Carixiense superior. R.Bat= Ruptura intra- Bathoniense superior.

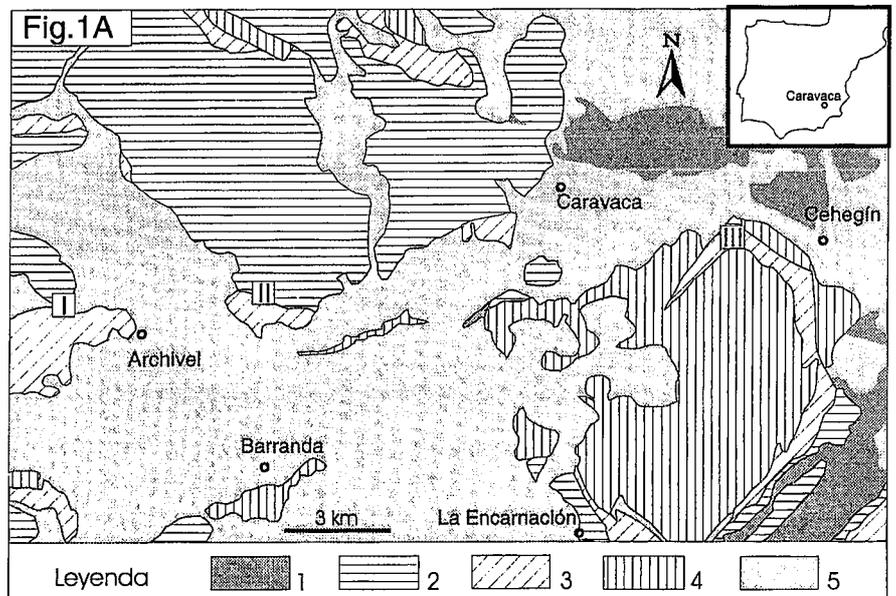
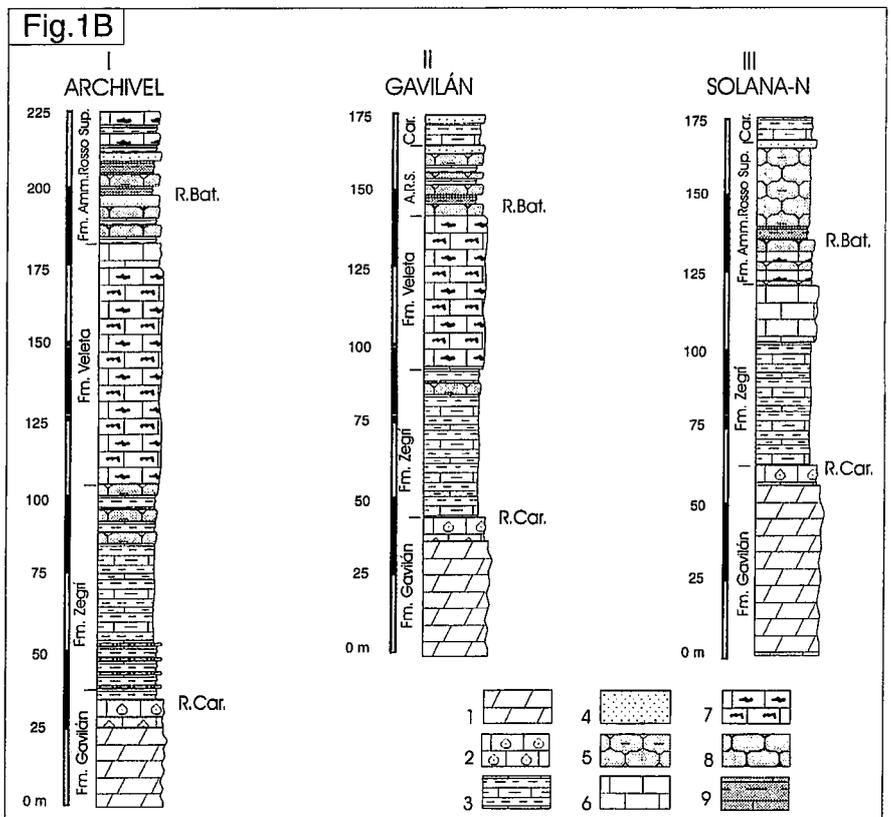


Fig. 1A.- Geological map of the studied sector with the location of the stratigraphic sections (I, II and III). Key: 1.- Keuper facies (Triassic). 2.- Gavilán Fm. (infra-upper Carixian Liassic). 3.- Zegri Fm.+Veleta Fm.+Ammonítico Rosso Superior Fm. (post-Carixian Jurassic). 4.- Alternating marls and marly limestones, locally with detrital levels (Cretaceous). 5.- Marls, marly limestones and detrital levels (Tertiary and Quaternary). Fig. 1 B: Synthetic stratigraphic sections of the region. Key 1.- Dolostones. 2.- Calcarenites. 3.- Alternating marly limestones and marls. 4.- Detriticals levels. 5.- Nodular marly limestones. 6.- Limestones. 7.- Cherty limestones. 8.- Nodular marelly limestones «grumeleux». A.R.S.= Ammonítico Rosso Superior Fm. Car.= Carretero Fm. R.Car= Intra Upper Carixian sedimentary break. R. Bat= intra Upper Bathonian sedimentary break.



estos materiales: packstone de "filamentos", wackestone de "protoglobigerinas", wackestone-mudstone con *Saccocoma* sp., y mudstone y wackestone con calpionéllidos. La potencia de esta unidad litoestratigráfica varía, desde unos pocos metros hasta cerca de los 60 m.

Existe gran heterocronía en la edad de la base de la formación, que puede oscilar entre el Bajociense y el Tithónico superior. El techo, también heterocrono, fluctúa entre el Tithónico superior y el Berriasiense (Rey, 1995b).

Estos materiales se interpretan como depositados en ambientes pelágicos más o menos someros, con tasas de sedimentación muy bajas o incluso con frecuentes interrupciones sedimentarias (Molina, 1987, Rey, 1993, entre otros).

Análisis Geohistórico

Mediante el análisis geohistórico se estudia la subsidencia a través del tiempo, por lo que se representa, de forma gráfica, el movimiento vertical de un nivel de referencia. Para determinar exclusivamente el valor de la subsidencia tectónica, se debe eliminar el efecto de la carga de sedimentos y de la columna de agua, así como de las variaciones eustáticas. A esta técnica se la conoce como backstripping (Allen & Allen, 1990). Para ello se ha empleado

la corrección Yd propuesta por Bond & Kominz (1984):

donde:

$$Yd = \Phi \left[S \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) - Dst \left(\frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right) \right] + (Wd - Dst)$$

Φ = Respuesta del basamento. En el modelo isostático local de Airy (modelo utilizado en este trabajo), el valor de Φ se hace igual a la unidad; S= Potencia acumulada de sedimentos (se considera a partir de la base de la Fm. Gavilán). Los espesores (sin

descompactar), para cada uno de los intervalos de tiempo, aparecen en la Fig. 2B; gm= Densidad del manto. Se toma el valor 3.33 gr/cm³; gS= Densidad de la cobertera sedimentaria. Se toma el valor 2.71 gr/cm³; gw= Densidad del agua del mar. Se toma el valor 1.03 gr/cm³; Δsl= Oscilaciones eustáticas respecto al nivel de referencia (posición eustática en el Carixiense superior). Se toma como referencia la curva propuesta por Haq *et al.*, (1988); Wd= La paleobatimetría. Estos valores se deducen a partir de los datos estratigráficos y sedimentológicos de Rey (1993), lo que se refleja en la Fig. 2B.

Se ha realizado el backstripping en distintos afloramientos (Archivel, Sierra del Gavilán y Norte de Loma Solana), lo que se representa en la Fig. 2. Estas curvas de subsidencia tectónica se comparan con los modelos teóricos de cuencas en extensión (McKenzie, 1978; Bond & Kominz, 1984; Vail *et al.*, 1991). A partir de esta comparación se quiere llamar la atención en varios aspectos:

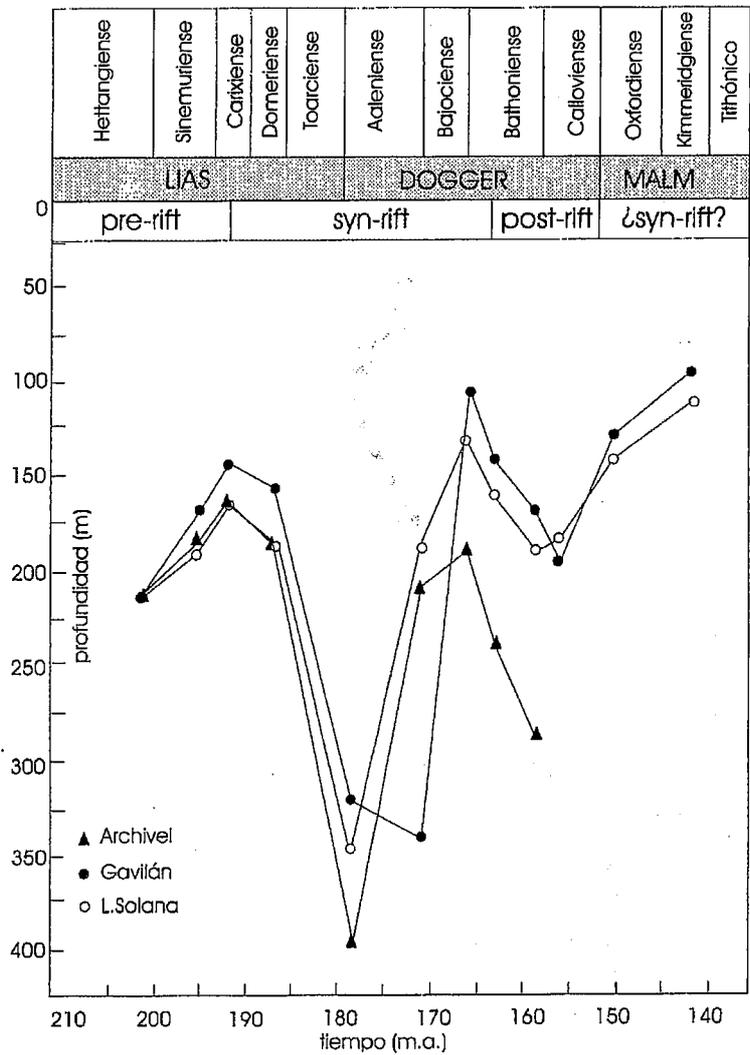
-La evolución de este margen no se ajusta a los modelos clásicos de margen pasivo de tipo rift, en los que la subsidencia tectónica se limita básicamente a la fase pre y sinrift, siendo prácticamente nula a partir del inicio de la fase post-rift.

-Básicamente en todas las curvas se observan dos intervalos: el primero (Lías basal al Bathoniense superior) correspondería, según los esquemas teóricos, a la etapa rift (subsidencia mecánica). El segundo intervalo, a partir del Bathoniense, estaría controlado por la subsidencia térmica. Sin embargo, los gráficos obtenidos sugieren una subsidencia mecánica importante también en este intervalo de tiempo, lo que difícilmente se explicaría en una etapa de margen pasivo (fase post-rift).

-Se deduce que la extensión no fue un proceso uniforme ya que las curvas reflejan diferentes episodios de fuerte subsidencia (límite Lías-Dogger, límite Dogger-Malm) lo que podría quizá relacionarse con un rifting polifásico.

Fig. 2A.- Representación del Backstripping. Fig. 2B.- Parámetros para el análisis geohistórico. S= Espesor acumulado de sedimentos. Sl= Fluctuaciones eustáticas en relación con un nivel de referencia (Carixiense superior). Wd= Paleobatimetrías. Yd= Corrección para obtener la subsidencia tectónica (ver texto).

Fig. 2A.- Backstripped subsidence plots. Fig. 2B.- Parameters for geohistory analysis. S= accumulated sediment thickness. Sl= Eustatic fluctuations in relation to a reference level (Upper Carixian). Wd= palaeowatherdepths. Yd= correction to obtain the tectonic subsidence (see text).



	Edad (m.a.)	S (m)	Sl (m)	Wd (m)	Yd
ARCHIVEL	202	500	-55	1	215.75
	195	574	-11	10	180.93
	192	608	0	-2	162.16
	187	608	-11	10	190.11
	178	858	-10	150	396.16
	171	858	33	30	213.81
	166	958	66	30	192.96
	163	960	40	30	231.2
	158	960	0	0	259.2
	GAVILÁN	202	500	-55	1
195		500	-11	20	170.95
192		514	0	10	148.78
187		514	-11	0	154.73
178		574	-10	150	319.48
171		574	33	30	137.13
166		634	66	30	105.48
163		635	40	30	143.45
158		635	0	0	171.45
156		635	16	50	198.25
SOLANA-N	150	636	66	50	126.02
	142	636	100	70	96.72
	202	500	-55	1	215.75
	195	600	-11	10	187.95
	192	610	0	-2	162.7
	187	610	-11	10	190.65
	178	680	-10	150	348.1
	171	680	33	50	185.75
166	680	66	40	127.9	
163	695	40	30	159.65	
158	695	0	0	187.65	
156	695	16	20	184.45	
150	695	66	50	141.95	
142	710	100	70	116.7	

-En este sentido, las primeras fases syn-rift y post-rift se inician a partir de dos rupturas sedimentarias de carácter regional: la intra-Carixiense superior y la intra-Bathonense superior, respectivamente.

-A partir de ciertos momentos de la historia geológica, existen fuertes discrepancias en la polaridad de las distintas curvas: en algunos casos, no sólo varía la pendiente (mayor o menor) de la curva sino que incluso puede variar su signo (positivo o negativo). Ello sugiere elevaciones y profundizaciones coetáneas del fondo de la cuenca en los distintos sectores, lo que se interpreta como el resultado de basculamientos de bloques, tal como sugieren Ruiz-Ortiz (1990), Ruiz-Ortiz & Vera (1992) y Rey (1993, 1995a) en otros sectores de la cordillera.

Agradecimientos

El autor agradece al Dr. Ruiz-Ortiz la ayuda prestada en el análisis geohistórico. Este trabajo ha sido elaborado dentro del proyecto de investigación PB 1150-93/C02 (CICYT) y del grupo de trabajo "Discontinuidades Estratigráficas» (Junta de Andalucía).

Referencias

Allen, Ph. & Allen, J. (1990): *Basin analysis. Principles & Applications*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 551 p.

- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D.; López-Garrido, A.C., Rivas, P. & Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secret. Publ. Univ. Granada, 83 p.
- Bond, G.C. & Kominz, M.A. (1984): *Geol Soc. Amer. Bull.*, 95, 155-173.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. & Vera, J.A. (1980): *Geol. Mijnh.*, 59, 155-168.
- Haq, B.U., Handbol, J. & Vail, P.R. (1988): In: *Sea Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J. Van Wagoner eds.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Sp. Publ., 42, 71-108.
- McKenzie, D.P. (1978): *Earth Planet Sci Letters*, 40, 2532.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Extremo (Provincias de Córdoba y sur de Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 512 p.
- Peper, T. & Cloetingh, S. (1992): *Tectonophysics*, 203, 345-361.
- Rey J. (1993): *Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca Vélez-Rubio*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 460 p.
- Rey, J. (1995a): *Sedim. Geol.*, 95, 57-68.
- Rey, J. (1995b): *Bull. Soc. Géol. France*, 166, 479-492.
- Rey, J. & Vera, J.A. (1988): *Il Cong. Geol. España*, Simposio, 271-280.
- Ruiz-Ortiz, P.A. (1990): *El Jurásico de la parte externa del margen sudibérico: Ensayo de aplicación de la metodología de la estratigrafía secuencial* (inédito), 9 p.
- Ruiz-Ortiz, P.A. & Vera, J.A. (1992): *Profil*, band 1, *Sea level changes processes and products*. Univ. of Stuttgart, Abstracts, 41.
- Seyfried, H. (1978): *Der Subbetiche Jura von Murcia (Sudost-Spanien)*. *Geol. Jahrb.*, 29, 201 p.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowrnan, S.A., Eisner, P.N. & Perez-Cruz, C. (1991): In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher eds.). Springer-Verlag, Berlín, 617-659.
- Van der Beek, P.A. & Cloetingh, S. (1992): *Tectonophysics*, 203, 325-344.
- Van Wees, J.D., De Jong, K. & Cloetingh, S. (1992): *Tectonophysics*, 203, 305-324.
- Vera, J.A. (1981): *R. Acad. Cienc. Exact. Fisc. Nat.*, 2, 129-168.
- Vera, J.A. (1988): *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 373-391.
- Vera, J.A. (1989): *La sedimentación pelágica*. In: *Sedimentología. Nuevas tendencias* (A. Arche ed.). C.S.I.C., II. 179-259.