

Formación de una cubeta sinclinal en un contexto extensivo: la cuenca miocena de Rubielos de Mora (Teruel)

J. Guimerà*

* Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, Zona Universitària de Pedralbes, 08028 Barcelona.

ABSTRACT

The Rubielos de Mora basin developed during early and middle Miocene in an extensional context. Mesozoic layers beneath the basin are synclinally folded and Miocene beds are located in the core of the fold and show an attenuation of this structure. This synclinal basin was produced by the hanging-wall deformation of Mesozoic rocks on two steeping-downwards normal faults, which bound the syncline and produced the basin subsidence. Balanced and restored cross-section is shown.

Key words: basin formation, synclinal basin, normal faults, neogene extension.

Geogaceta, 8 (1990), 33-35.

Situación geológica

La cuenca de Rubielos de Mora forma parte de las estructuras extensivas de edad neógena del margen mediterráneo de la Península Ibérica, superpuestas a las estructuras compresivas de edad fundamentalmente paleógena desarrolladas en la Cadena Ibérica. Se localiza entre la fosa de Teruel y las fosas costeras valencianas, todas ellas orientadas N 030 E y determinadas por fallas normales de idéntica orientación.

La estructura extensiva neógena del área comprendida entre la fosa de Teruel y las fosas costeras valencianas se caracteriza por la existencia de gran número de fallas normales de escala hectométrica a kilométrica y un salto vertical que varía entre unas pocas decenas y algunos centenares de metros. La orientación de las fallas es mayoritariamente NW-SE y NE-SW, aunque también las hay E-W, pero en una proporción menor. La intersección de estas fallas de orientaciones diversas produce una estructura en horst y graben, bien alargados o bien en forma de dados. El conjunto de las fallas descritas produce un estiramiento de la cobertera mesozoica sin llegar a formar fosas comparables a la de Teruel o a las costeras valencianas. No obstante, en esta región se localizan varias depresiones rellenas de materiales neógenos y formadas sincrónicamente con las fallas normales (Guimerà, 1988 a y b).

Materiales

Substrato mesozoico: Los materiales que entran directamente en contacto

con los neógenos de la cubeta son sucesiones carbonáticas de edades barrremiense y aptiense y los de la facies de Utrillas (albienses). El grosor de los diferentes niveles de la cobertera jurásica y cretácica inferior es, según Godoy *et al.* (1986): Jurásico, 400 m; Neocomiense a Barremiense, 550 m; Aptiense, 700 m; facies de Utrillas, 100 m. Los materiales del Cretácico superior fueron erosionados con anterioridad al depósito de los miocenos.

Relleno mioceno: Godoy *et al.*, (1986) distinguen cuatro unidades: 1) Unidad detrítica inferior, con arenas y areniscas amarillas y vinosas y algunas intercalaciones lutíticas. 2) Calizas y lignitos, con lutitas versicolores, y arenas. 3) Margas, lutitas laminadas y ritmitas. 4) Unidad detrítica marginal, con arenas, areniscas amarillas, lutitas y brechas; constituye un cambio lateral de la unidad 3 y, en parte, de la 2. La potencia total es, según Anadón *et al.* (1988), de 800 m. Su edad es del Mioceno inferior y medio.

Estructura de la cubeta

Tiene una forma alargada según la dirección ENE-WSW y unas dimensiones máximas de 12 km de longitud por 3 km de anchura. El límite externo de los afloramientos miocenos sólo es por falla localmente, siendo generalmente por discordancia de los materiales miocenos sobre los mesozoicos, tal como muestran las cartografías de Gautier (1971) y de Moissenet y Gautier (1971). Gautier (1971) observó que las fallas normales de escala kilométrica visibles en la cober-

tera mesozoica no afectan a los sedimentos neógenos de la cubeta.

La estructura interna de la cubeta es un sinclinal. En el margen norte las capas buzcan entre 20° y 50° hacia el sur, se mantienen con esta disposición en la mayor parte de la cubeta y, solamente cerca del margen sur, las capas pasan a buzcar hacia el norte, con un máximo de 70° justo en el borde.

Esta estructura sinclinal disimétrica da lugar a que los materiales miocenos más antiguos que afloran en el margen norte no afloran en el sur, donde unidades más superiores están discordantes sobre los materiales mesozoicos. Esta desaparición fue descrita por Aguilar (1975) y Anadón (1983).

La estructura sinclinal también se observa en los materiales mesozoicos subyacentes a los neógenos, pero solamente entre dos fallas normales kilométricas de orientación ENE-WSW al norte y al sur de la cubeta neógena. Al norte de la falla septentrional y al sur de la meridional los materiales mesozoicos se disponen subhorizontalmente y no se observa ningún pliegue. Los materiales neógenos de la cubeta no sobrepasan nunca estas dos fallas y sus límites de afloramiento los determinan los dos flancos del sinclinal en los materiales mesozoicos, quedando los neógenos en el núcleo.

Las dos fallas normales mencionadas tienen un buzamiento del orden de 70° a 80°; al este de Rubielos de Mora, en la falla meridional, se observan cuñas de materiales mesozoicos limitadas por fallas de buzamiento menor que confluyen con el plano de falla principal.

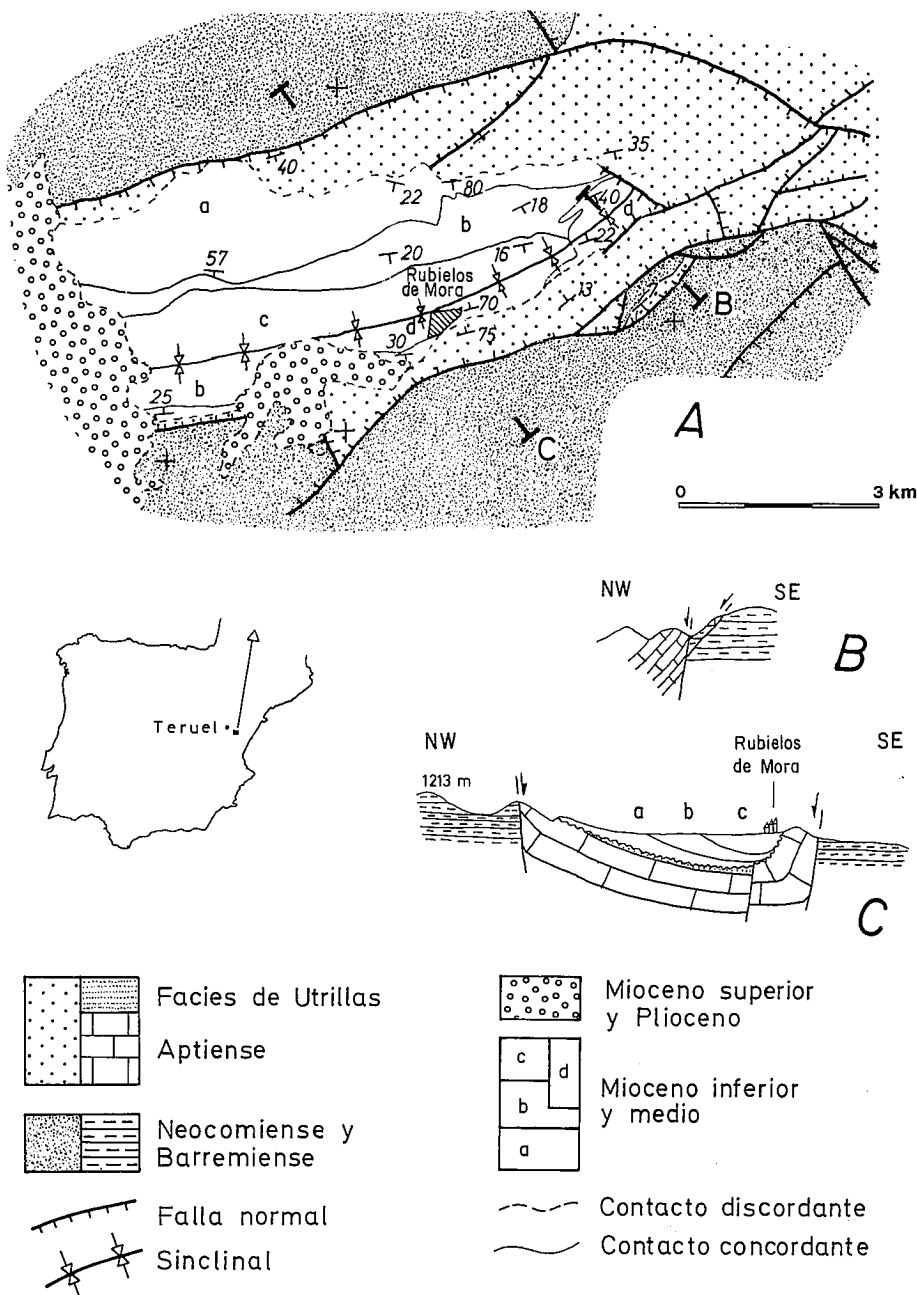


Fig. 1.—A: Esquema geológico de la cubeta miocena de Rubielos de Mora (a partir de Gautier, 1971 y de Godoy *et al.*, 1986). B y C: Cortes geológicos de la cubeta, localizados sobre A.

Otro hecho importante a remarcar es las relaciones angulares entre las capas y el plano de falla a ambos lados de las fallas. Mientras que en el labio norte de la falla septentrional y al sur de la meridional las capas neocomienses y barremienses se mantienen horizontales y forman, por tanto, un ángulo elevado con el plano de falla —de 70° a 80°—, en los dos labios hundidos, los materiales aptienses y albienses forman un ángulo mucho menor, del orden de 40° en el borde norte (buzan 40° S) y de 15°

en el sur (buzan 65° N). Esto último indica que el buzamiento de las fallas que formaron las rampas en los dos labios hundidos era menor que en las fallas que se observan actualmente. Como estas rampas con un buzamiento más bajo se observan en los niveles estratigráficamente superiores, debe deducirse que las dos fallas normales visibles actualmente se inflexionaban en la parte superior hoy erosionada donde pasaban a tener un buzamiento inferior.

El valor del hundimiento del bloque

central, respecto a los dos bloques levantados, en el núcleo del sinclinal es de 1.500 m.; he supuesto que éste es el salto de la falla meridional, mientras que para la septentrional he supuesto un salto de 1.200 m. Otro dato importante a tener en cuenta es la inexistencia de rotaciones en los bloques levantados —las capas se mantienen horizontales—, lo que implica que tampoco se ha producido rotación de las dos fallas que limitan la cubeta sinclinal.

Génesis de la cubeta sinclinal

Hay, pues, una clara relación entre el desarrollo del sinclinal en los materiales mesozoicos y la génesis de la cubeta neógena; hay, también, una relación clara entre el sinclinal y las dos fallas normales ENE-WSW que lo limitan al norte y al sur.

A partir de los datos y asunciones precedentes he reconstruido la geometría de las fallas normales y de la deformación de los materiales del bloque central hundido. Esta reconstrucción geométrica la he llevado a cabo adaptando para fallas normales los principios propuestos por Suppe (1983) para cabalgamientos. El corte obtenido (fig. 3a) está compensado tanto en longitudes como en área; ha sido también restituido al estado indeformado (fig. 3b).

Los elementos geométricos deducidos son los siguientes: 1) Buzamiento de las fallas normales en los materiales aptienses y albienses en el bloque inferior: falla septentrional, 65° S; falla meridional, 26° N. 2) Estiramiento horizontal producido entre las dos fallas: 550 m. 3) Área de la superficie comprendida entre las dos fallas normales, la base del Jurásico y el techo de la facies de Utrillas: 6,7 km².

A modo de conclusión, puede decirse que el juego normal de estas fallas (fig. 3) explica la formación de flexiones en los materiales más modernos de los labios hundidos al adaptarse al cambio de buzamiento de la superficie de la falla; como este hecho se produce en dos fallas próximas y paralelas en las que los dos labios hundidos constituyen el bloque central, el resultado es la formación de una cubeta sinclinal, en la que se pudo localizar la sedimentación de los materiales neógenos de Rubielos de Mora. La asimetría de la cubeta y la migra-

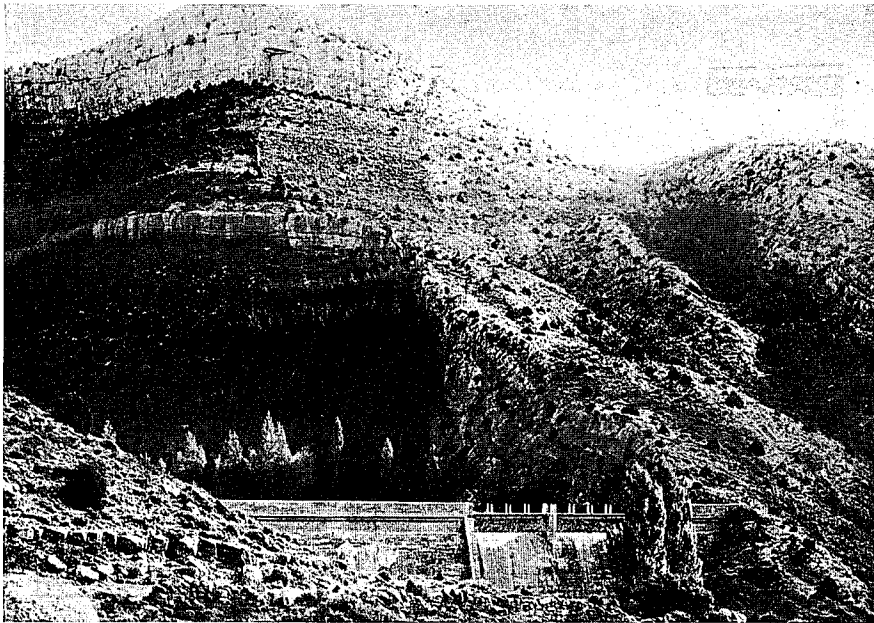


Fig. 2.—La falla normal que limita por el norte la cubeta sinclinal (en el pantanon del río Palomarejas). La falla buza 80°S; al NW de ella (izquierda), materiales barremienses horizontales, al SE (derecha), materiales aptienses buzando 40° S.

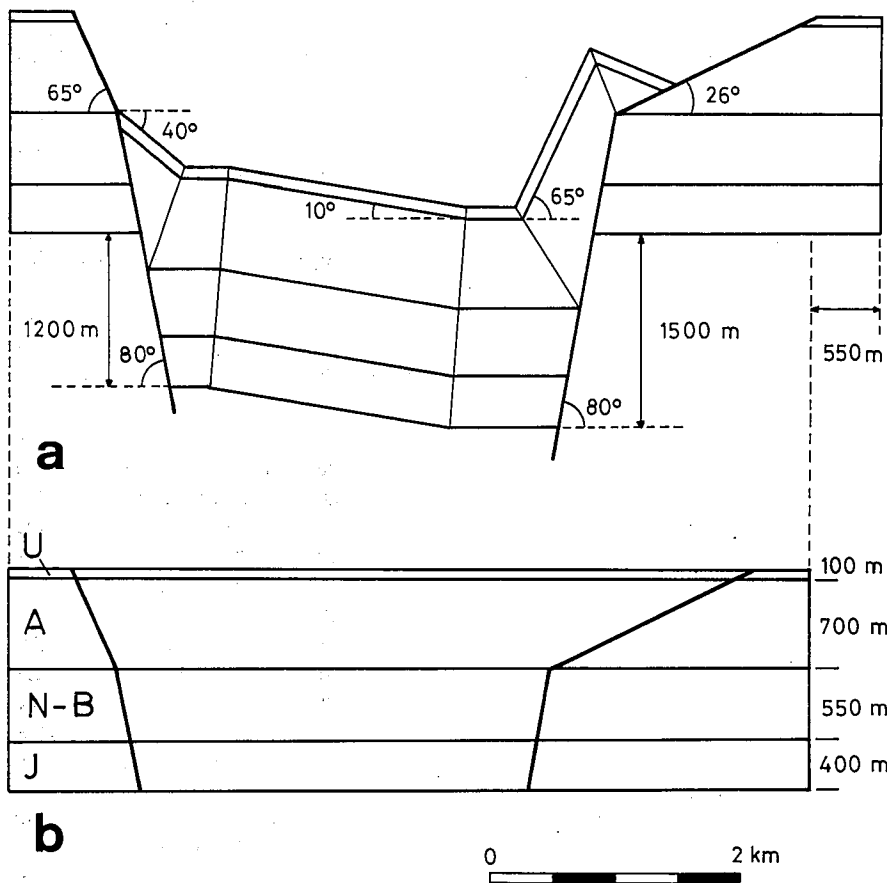


Fig. 3.—a: Reconstrucción de la geometría de la cubeta sinclinal y de las fallas normales que la limita. b: Restitución al estado indeformado. J: Jurásico. N-B: Neocomiense a Barreniense. A: Aptiense. U: facies de Utrillas.

ción hacia el sur de las unidades miocenas más modernas estaría determinada por el mayor salto de la falla meridional.

El salto vertical observado y la poca importancia de las rotaciones de los bloques limitados por las dos fallas indican que éstas deben atravesar los materiales triásicos y los del zócalo herciniano.

Referencias

Aguilar, M. J. (1975): *IX Curso Geol. Pract. Teruel*.
 Anadón, P. (1983): *Estudio sedimentológico del Terciario de la hoja de Teruel (escala 1:200.000)*. I.G.M.E., inédito.
 Anadón, P.; Cabrera, L.; Inglés, M.; Julià, R. y Marzo, M. (1988): *International workshop-field seminar on lacustrine facies models in rift systems and related natural resources*. Excursion guidebook.
 Gautier, F. (1971): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 591, 1.ª ed.*
 Godoy, A. et al. (1986): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 592, 2.ª ed.*
 Guimerà, J. (1988a): Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.
 Guimerà, J. (1988b): *II Congreso Geológico de España, 2, 149-152*.
 Moissenet, E. y Gautier, F. (1971): *Mem. Casa de Velázquez, 7, 5-28, Paris*.
 Suppe, J. (1983): *American Journal of Science, 283, 684-721*.

Recibido el 21 de enero de 1990.
 Aceptado el 23 de febrero de 1990