

# Papel de las fallas extensivas de piel gruesa pre-existentes en la deformación de piel fina afectando a un margen pasivo invertido con tectónica salina (Prebético oriental)

## *Role of the pre-existing thick-skinned extensional faults in the thin-skinned deformation of a salt-bearing passive margin (the Eastern Prebetic)*

F. O. Escosa<sup>1</sup>, E. Roca<sup>1</sup> y O. Ferrer<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geomodels Research Institute, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona. E-mail: fredescosa@ub.edu.

**Resumen:** El Prebético de Jumilla (SE Iberia), se caracteriza por una deformación multiepisódica desde el Pérmico-Triásico hasta la actualidad. Esta evolución geodinámica incluye un episodio extensivo (Pérmico-Triásico al Cretácico Superior), una inversión tectónica (Paleoceno al Mioceno medio) y finalmente una extensión tardía (Mioceno superior hasta la Actualidad). En este trabajo se presenta una cartografía de detalle y un corte geológico apoyados por datos gravimétricos que muestran que el área se ha visto afectada por deformación de piel gruesa y deformación de piel fina. Este análisis multidisciplinar combinando datos estructurales, sedimentológicos y gravimétricos, revela que la deformación de piel gruesa está representada por un sistema de fallas de basamento extensivas con dirección NE-SO y otro ortogonal de dirección NNO-SSE. Mientras que en el bloque superior de la falla de basamento, se desarrollaron cuencas sinclinales sobre las evaporitas del Triásico Superior, un sistema de tectónica de piel fina con diapiros reactivos (*salt-rollers*) y fallas lítricas despegadas en el techo de estas evaporitas se desarrolló en el bloque inferior de estas fallas.

**Palabras clave:** tectónica de piel gruesa vs piel fina, tectónica salina, deformación multiepisódica, margen sur-Ibérico.

**Abstract:** *The Prebetic of Jumilla, (Eastern Prebetic) is characterized by a multiepisodic deformation since the Permo-Triassic until the Present day. This geodynamic evolution includes, an extensional (Permo-Triassic to Upper Cretaceous) followed by inversion tectonics (Paleocene to Middle Miocene) and finally a late subsequent episode of extension (Upper Miocene to Present day). In this research we present a detailed geological map supported by a structural cross-sections through the Prebetic of Jumilla depicting that the area is affected by the interaction of thick- vs. thin-skinned deformation. This multidisciplinary analysis combining structural, sedimentological and gravimetric data unravels that thick-skinned deformation is represented by Mesozoic NE-SW trending basement extensional faults interacting with orthogonal NNW-SSE basement extensional faults. Whereas salt syncline basins were developed in the hangingwall basement faults, a raft tectonic system with thin-skinned listric faults soled into the Upper Triassic evaporites in their footwall.*

**Key words:** *thick- vs. thin-skinned tectonics, salt tectonics, south-Iberian passive margin, extension, inversion.*

## INTRODUCCIÓN

Las cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental están afectadas por deformaciones multiepisódicas combinando extensión e inversión. En algunos casos, el estilo estructural resultante está fuertemente influenciado por la presencia de sal pre-rift desacoplando la deformación de piel gruesa de la de piel fina. La evolución de cuencas extensivas con un nivel de evaporitas pre-extensivo está controlada por una serie de factores que incluyen: el espesor de la cobertera sedimentaria, la tasa de extensión de la falla, la tasa de sedimentación de la unidades sin-rift, el espesor de la unidad de evaporitas y las propiedades reológicas de la unidad salina (Jackson et al., 1994 y Withjack and Callaway 2000). A medida que la deformación extensiva progresa se produce un

acoplamiento de los sistemas extensivos (de piel gruesa y fina) con el consiguiente desarrollo de los sistemas de piel fina formados por diapiros reactivos, fallas lítricas y cuencas sinclinales. Por otra parte, cuando esas cuencas son sometidas posteriormente a inversión, esta está condicionada por las estructuras extensivas heredadas así como por grado de continuidad de la capa evaporítica. Además, esta capa actúa como nivel de despegue transmitiendo la deformación contractiva provocando el estrangulamiento de los diapiros salinos con el consiguiente desarrollo de cicatrices salinas y la formación de retro-cabalgamientos por un efecto de contrafuerte. En este trabajo se muestra como la presencia de evaporitas pre-rift (Triásico Superior, facies *Keuper*) condiciona la deformación multiepisódica del Prebético de Jumilla (Prebético oriental, SE Iberia) (Figs. 1A y C). El objetivo de este trabajo es caracterizar la estructura y la evolución

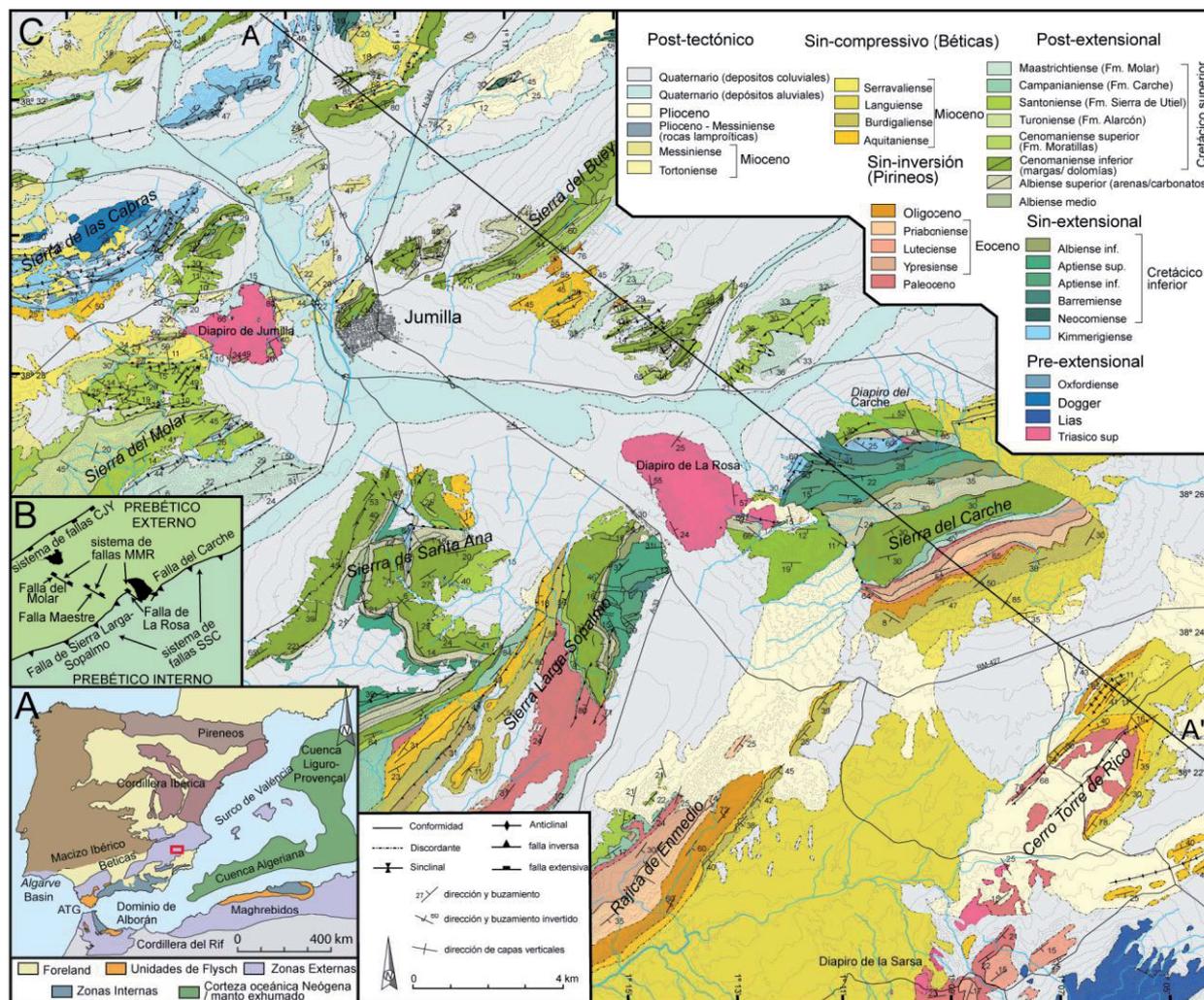


FIGURA 1. (A) Mapa de situación del Mediterráneo occidental con la posición de las principales cordilleras Alpinas (la posición de la zona de estudio está marcada con un recuadro rojo). (B) Cartografía geológica de la zona de estudio. A-A' y B-B' son las trazas de los cortes geológicos que atraviesan la zona de estudio. El mapa cartográfico se ha completado con la cartografía existente (Baena et al., 1977)

cinemática del Prebético de Jumilla para hallar el papel que ha jugado la interacción entre la deformación de piel gruesa y de piel fina en esta provincia salina. Para resolver estos objetivos, se ha realizado una cartografía de detalle apoyada con un corte regional balanceado posteriormente.

## MARCO GEOLÓGICO

Las Cordilleras Bética y del Rif forman parte del arco tectónico de Gibraltar (ATG) (Fig. 1A). Situada al norte de este arco, la Cordillera Bética está formada por dos grandes dominios: las zonas metamórficas internas y el dominio de Alborán y las Zonas Externas que incluyen el antepaís de las Béticas. De sur a norte, las Zonas Externas están divididas en: el Subbético y los Prebéticos internos y externos.

La zona estudiada en este trabajo se localiza en la parte más externa del Prebético oriental. La estructura de esta zona (recuadro rojo en Fig. 1A), es el resultado de tres eventos cinemáticos (De Ruig, 1995; Roca, et

al., 1996): 1) dos estadios multiepisódico (Permo-Triásico y Cretácico superior) responsables de la generación del margen pasivo sud-Ibérico; 2) la inversión del margen pasivo como consecuencia de la orogenia Alpina y el desarrollo de las Béticas (Paleoceno - Mioceno medio); y finalmente 3) un estadio transtensivo donde tuvo lugar el diapirismo pasivo que controló la sedimentación (Mioceno tardío - Actualidad).

## Estratigrafía

La estratigrafía de la zona estudiada comprende rocas sedimentarias y volcánicas con edades que van desde el Triásico superior hasta el Cuaternario. Estos materiales se depositaron sobre un zócalo Varisco y las cuencas Triásicas (Buntsandstein y Muschelkalk) que no afloran en la zona de estudio (Fig. 1B). El Triásico superior está representado mayoritariamente por facies de evaporitas del Keuper y localmente por facies detríticas como la Fm. Zamoranos aflorando en el Diapiro de Jumilla (Fig. 1 C). El Jurásico está formado

por calizas, dolomías y margocalizas. El Berriasiense, Barrimiense y el Aptiense representan las unidades sinrift caracterizadas por facies continentales a bioclásticas marinas. Por el contrario, durante el Albiense la sedimentación fue continental. El Cretácico Superior está formado por carbonatos y margas (Vilas et al., 1982). Finalmente, la sedimentación Cenozoica está fuertemente influenciada por la tectónica compresiva pasando de carbonatos (Paleoceno a Eoceno) a depósitos detríticos continentales (Oligoceno a Cuaternario) (Guerrera et al., 2014)

## ESTRUCTURA

Las estructuras del Prebético de Jumilla muestran una dirección general NE-SO siguiendo la tendencia de los sistemas de piel gruesa de los Prebéticos Orientales (De Ruig, 1995). La expresión gravimétrica de estos sistemas de fallas puede indicar las tendencias de dirección y buzamiento de estas estructuras, además de la posición de los depocentros sedimentarios (mínimos gravimétricos) (Fig. 2). Esta familia de fallas está representada al norte por el sistema de Calasparra-Jumilla-Yecla (CJY) y al sur por el sistema de Sierra Larga-Sopalmo-Carche (SSC) (Figs. 1B y 2). Estos sistemas están afectados por otro sistema de fallas ortogonal (NNO-SSE) conocido como El Molar-Maestre-La Rosa (MMR) (Figs. 1B y 2) provocando el desarrollo de estructuras de interferencia entre ambas familias de fallas. El movimiento de la falla de la Rosa, situada en la zona de transferencia (hard-linkage), provoca el desplazamiento relativo de las estructuras que forman parte del sistema SSC (Figs. 1B y 2).

Cabe destacar que tanto el sistema de fallas CJY como el MMR no se han visto afectados por la posterior inversión durante la orogenia Alpina y Bética.

Por contra, el sistema de fallas SSC sí que se ha visto afectado con diferentes grados de inversión.

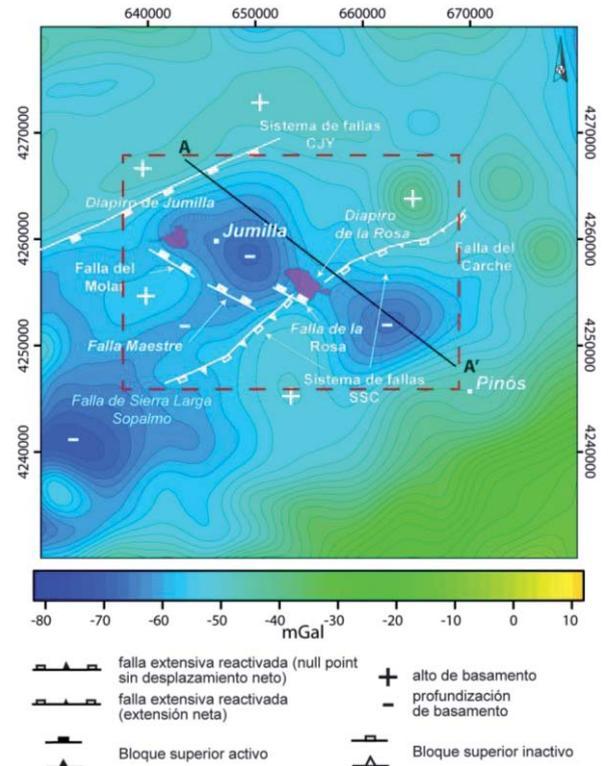


FIGURA 2. Mapa de anomalías de Bouguer de la zona de estudio. Incluye los sistemas de fallas de piel gruesa que controlan las estructuras del Prebético de Jumilla (ver su relación con las dos cuencas). La línea negra corresponde a la posición del corte geológico A-A' de la Fig. 3. El recuadro rojo discontinuo marca la posición del mapa geológico de la figura 1.

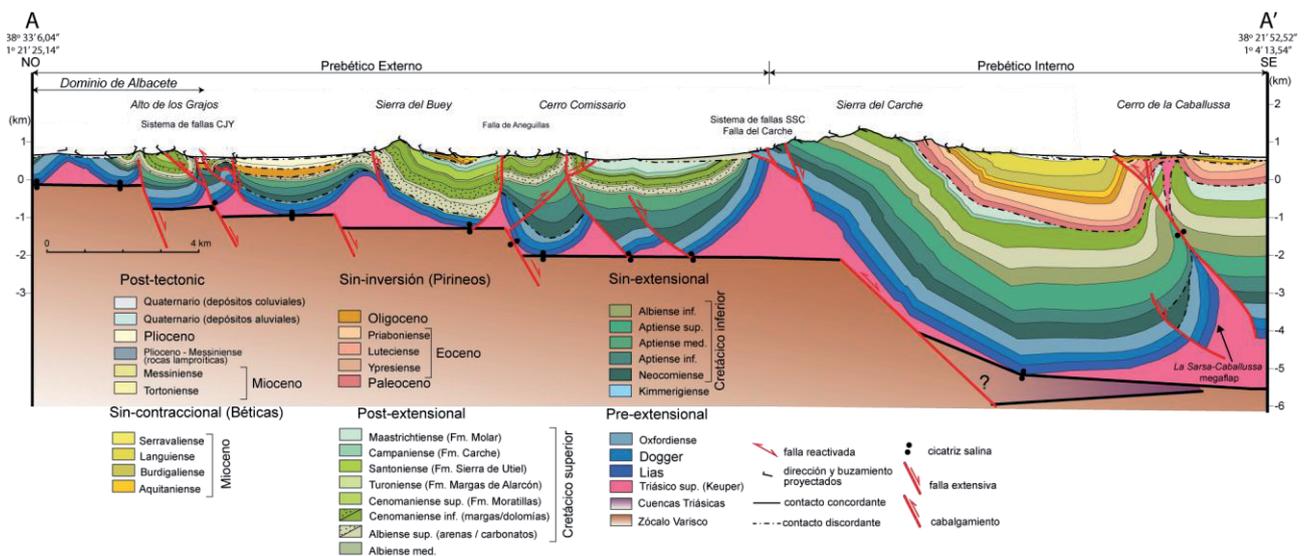


FIGURA 3. Corte Geológico A-A' compensado de dirección NO-SE (ver situación en las figuras 1 y 2).

En líneas generales, el basamento profundiza hacia el SE debido a las diferentes fallas extensivas de piel gruesa interpretadas que buzaban hacia esa dirección

(Jabaloy-Sánchez et al., 2007). Por encima de la unidad con deformación de piel gruesa y separado por el nivel de evaporitas del Keuper, se sitúa el sistema de fallas

de piel fina (Fig. 3) formado por fallas extensionales lítricas enraizadas en el nivel salino (Fig. 3). El corte geológico de la Fig. 3, muestra dos dominios estructurales y paleogeográficos bien diferenciados separados por la falla del Carche (Fig. 3). Al norte y en el bloque inferior de esta falla (dominio Prebético Externo) las estructuras tienen una longitud de onda pequeña debido al poco espesor de la cobertera. Al sur, y por tanto en el bloque superior de la falla del Carche (Fig. 3) (dominio Prebético Interno), la longitud de onda de las estructuras es mucho mayor debido al aumento del espesor de la cobertera sedimentaria.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir del análisis de las estructuras presentes en la zona de estudio, se constata que ésta ha sufrido diferentes etapas de deformación.

Durante la estructuración del margen pasivo sud-Ibérico (Permo-Triásico hasta Cretácico Superior), la presencia de fallas de piel gruesa orientadas NE-SO y el nivel de evaporitas del Triásico superior controló la sedimentación de los materiales sin-rift (Mesozoico).

Por una parte, en el bloque inferior de estas fallas de piel gruesa, se desarrolló un sistema de *raft tectonics* formado por diapiros reactivos (*salt-rollers*) y fallas lítricas (Fig. 3). Además, durante la sedimentación del Cretácico Superior, el colapso de domos salinos preexistentes, produjo una sedimentación diferencial a lo largo del Prebético Externo. Un ejemplo es la cuenca situada en la Sierra del Buey la cual presenta un espesor anómalo de Cretácico Superior para el Prebético Externo (Fig. 3). Por otra, en el bloque superior de estas fallas (ver localización de la Falla del Carche en Figs. 1B y C y 2), se desarrollaron cuencas sinclinales controladas por el salto de falla y por la migración de las evaporitas hacia los extremos de estas cuencas (Fig. 3). Esta migración provocó la formación de acumulaciones salinas en zonas de transferencia de extensión generando domos salinos (p. ej. proto-diapiro de La Rosa) (Fig. 2).

En el subsecuente estadio de compresión Alpina y Bética (Paleoceno hasta Mioceno medio) las estructuras salinas extensivas heredadas controlaron la inversión de la cobertera Mesozoica sin-rift. La deformación compresiva provocó un levantamiento regional de la cobertera incorporándola al cinturón de deformación Bético. Las evaporitas actuaron como un nivel eficiente de despegue favoreciendo el estrangulamiento de las estructuras salinas y el desarrollo de cicatrices salinas (Fig. 3). Además, las acumulaciones de sales desarrolladas durante el periodo extensivo fueron estranguladas favorecieron la inversión de las cuencas sinclinales (Sierra del Carche,

Figs. 1C y fig. 3). Contemporáneamente, se produjo la sedimentación de los materiales sin-inversión de edad Paleoceno hasta Mioceno medio (Fig. 3).

Finalmente, durante el Mioceno superior hasta el presente, las fallas de piel gruesa de orientación NNO-SSE se reactivaron extensionalmente produciendo el diapirismo pasivo actual de La Rosa y Jumilla y controlando la sedimentación de estos materiales post-orogénicos (Fig. 1B).

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por el proyecto SALTECRES (CGL2014-54118-C2-1-R) así como en el Grup de Recerca Consolidat de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (2014SGR467). La investigación de F.O. Escosa tiene el soporte económico de una beca APIF (31501) concedida por la Universitat de Barcelona. Se agradece a Midland Valley por permitir el uso de su programario (*Move*<sup>®</sup>).

## REFERENCIAS

- Baena, J. (1970): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 869 (Jumilla)*. IGME, Madrid.
- De Ruig, M. J. (1995): Extensional diapirism in the Eastern Prebetic foldbelt, southeastern Spain. En *Salt tectonics: A global perspective* (M. P. A. Jackson, D. G. Toberts, y Snelson, eds.). *AAPG Memoir*, 65: 353-367.
- Guerrera, F., Mancheño, M. A., Martín-Martín, M., Raffaelli, G., Rodríguez-Estrella, T. y Serrano F. (2014): Paleogene evolution of the External Betic Zone and geodynamic implications. *Geologica Acta*, 12, 3: 171-192.
- Jabaloy-Sánchez, A., Fernández-Fernández, E. M., González-Lodeiro, F. (2007): A cross section of the Eastern Betic Cordillera (SE Spain) according field data and a seismic reflection profile. *Tectonophysics*, 433, 97-126.
- Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C. y Schultz-Ela, D. D., (1994): Structural dynamics of salt systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22: 93-117.
- Roca, E., Anadón, P., Utrilla, R. y Vázquez, A. (1996): Rise, closure and reactivation of the Biorb-Quesa diapir, Eastern Prebetics, Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 153: 311-321.
- Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): La Cordillera Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España*, (A. García, eds.). Universidad Complutense, Madrid, 457-514.
- Withjack M. y Callaway, S. (2000): Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG Bulletin*, 85: 627-651.