

Profundidad de la transición dúctil-frágil en la corteza de Béticas-Rif y Mar de Alborán

Depth of the brittle-ductile transition in the Betic-Rif belt and Alboran Sea crust

F. Fernández-Ibáñez ⁽¹⁾, J.I. Soto ⁽¹⁾ y J. Morales ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento Geodinámica. Facultad de Ciencias, Fuentenueva s/n. Universidad de Granada. 18002. Granada (España). fferiba@ugr.es, jsoto@ugr.es.

⁽²⁾ Instituto Andaluz de Geofísica, Campus de Cartuja s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada (España).

ABSTRACT

A three dimensional rheological model has been developed in the Betic-Rif and Alboran Sea region to characterize the brittle-ductile transition (BDT) in the upper crust; calculating a multiple set of regularly-spaced strength profiles based on a synthetic 3D lithospheric structure that gathers most of the available geological and geophysical data in the region. This is the first numerical modelling calculated in the region, for either compressional or tensional tectonic regimes, to characterize the rheological layering of the crust in the Betic-Rifean belt. The model results in a BDT topology highly constrained by the lithospheric thickness. The upper-crust brittle domain gets thinnest in the East Alboran Basin and the transition to the South Balearic Basin (7 and 6 km for tensional and compressional tectonic regimes), and becomes thicker westwards, getting the major values in the West Alboran Basin, near the Gibraltar Arc (18-16 km). In the onshore Betics, the BDT deeps towards the NW, with a general trend that results to be oblique to the shore line and to the main orientation of the mountain ranges, with a maximum value in the Southiberian Domain (~15-12 km) continued by a gently thinning of the brittle domain towards the Iberian foreland.

Key words: Betic-Rif-Alboran, brittle-ductile transition, crustal strength, rheological layering.

Geogaceta, 37 (2005), 155-158

ISSN:0213683X

Introducción

La Cordillera Bética, en el sur de Iberia, y la Cordillera Rifeña, en el norte de Marruecos, están conectadas a través del Arco de Gibraltar y suponen el cinturón orogénico alpino más occidental del Mediterráneo. El Mar de Alborán y su continuación hacia el este en la Cuenca Sur Balear, se localiza en el interior de uno de los cinturones orogénicos más arqueados del mundo. Éste está flanqueado al norte por el antepaís Ibérico y al sur por el Africano, al oeste por el Océano Atlántico y al este conecta con la cuenca oceánica Sardino-Balear. El orógeno Bético-Rifeño y la cuenca del Mar de Alborán se sitúan en una región con convergencia actual NNO entre las placas Euroasiática y Africana, caracterizada por una sismicidad distribuida.

Los estudios de deformación experimental han permitido establecer leyes empíricas que describen el comportamiento mecánico de los minerales y rocas más comunes de la corteza y manto terrestres, y cuya extrapolación al rango de profundidades y temperaturas imperantes en la litosfera permite construir los denominados perfiles reológicos o de resisten-

cia (Goetze y Evans, 1979). Los perfiles reológicos muestran la variación en profundidad de los esfuerzos de resistencia dúctil y frágil en la litosfera. Como se ha demostrado experimentalmente, la viscosidad de cualquier roca decrece exponencialmente con la temperatura (e.g. Goetze, 1978; Kirby, 1983), de tal manera que

a una profundidad crítica en la corteza se estima que la viscosidad decae bruscamente. Así, la parte más somera de la corteza se deforma mediante deslizamiento friccional (deformación en condiciones frágiles) y la resistencia aumenta linealmente con la profundidad. Por el contrario, la parte inferior de la corteza presenta

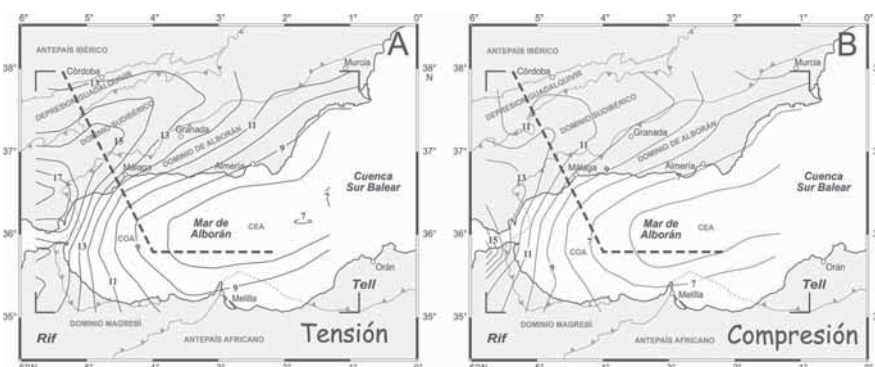


Fig. 1.- Mapa de contorno de profundidad (en km) de la transición dúctil-frágil para la corteza en un régimen de esfuerzos tensional (A) y compresivo (B). También se muestran los límites de los dominios geológicos mayores establecidos en el modelo litosférico inicial y la localización de la sección cortical de la figura 2 (línea discontinua). COA: Cuenca Oeste de Alborán; CEA: Cuenca Este de Alborán.

Fig. 1.- Depth contour map (km) for crustal brittle-ductile transition under tensional (A) and compressional (B) tectonic regime. Boundaries of major geological domains established in the initial lithospheric model are also shown with the localization of the crustal section showed in figure 2 (dashed line). COA: West Alboran Basin; CEA: East Alboran Basin.

	A. Ib.	Guad.	D. Sudib.	D. Alb.	COA	CESA
Sedimentos	-	2,3	2,3	2,3	2,35	2,35
C. Superior	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,65
C. Inferior	3,0	3,0	2,95	2,9	-	-

Tabla I.- Valores de densidad (g cm^{-3}) para cada una de las capas del modelo litosférico. A. Ib.: Antepaís Ibérico; Guad.: Cuenca del Guadalquivir; D.Sudib.: Dominio Sudibérico, Dominio Magrebí y Unidades del Surco de los Flysch; D.Alb.: Dominio de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán; CESA: Cuenca Este y Sur de Alborán

Table I.- Density values (g cm^{-3}) for layers of the lithospheric model. A. Ib.: Iberian foreland; Guad.: Guadalquivir Basin; D.Sudib.: Sudiberian Domain, Magrebian Domain and Flysch Trough Units; D.Alb.: Alborán Domain; COA: West Alboran Basin; CESA: East and South Alboran Basin.

una resistencia que decrece con la profundidad, según una tendencia que está gobernada por las leyes de flujo dúctil. La intersección entre estas dos tendencias define la zona de transición dúctil-frágil (TDF), cuyas características (profundidad y resistencia) están condicionadas por el estado térmico y el régimen de deformación imperante en esa región litosférica (e.g. Kohlstedt *et al.*, 1995; Ranalli, 1997, 2000).

El objetivo de este trabajo es la elaboración de un modelo reológico tridimensional para la corteza de la región de Béticas-Rif y el Mar de Alborán. Este tipo de estudio que persigue caracterizar la estratificación reológica de la región, ha demostrado ser una herramienta útil para analizar el comportamiento mecánico de la litosfera en orógenos (Lowry y Smith, 1995; Jackson, 2002) y en regiones continentales adelgazadas (Fernández y Ranalli, 1997; Behn *et al.*, 2002). Un estudio reológico para el entorno de Béticas y Alborán, no ha sido aún abordado, aunque se han presentado ya algunos perfiles reológicos individuales (Zeyen y Fernández, 1994; García-Castellanos *et al.*, 2002; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Este estudio pretende una caracterización de la TDF en la corteza superior de Béticas-Rif y Alborán, que permita evaluar en ulteriores estudios el espesor de la capa viscosoplástica y su relación con las estructuras activas en el orógeno.

Modelo Reológico

Para el cálculo del modelo reológico, el sector comprendido entre los meridianos 6°O y 0° y los paralelos $34,5^\circ \text{N}$ y $38,5^\circ \text{N}$ ha sido dividido según una malla regular de celdillas de 40 km de lado.

Las características de cada celdilla vienen dadas por el modelo litosférico seleccionado para la región. En este modelo litosférico el espesor cortical ha sido tomado de Torne *et al.* (2000) con modificaciones locales tomadas de Tadili *et al.*

(1986) para el Rif y García-Castellanos *et al.* (2002) para la Depresión del Guadalquivir. El flujo térmico superficial está basado en el propuesto por Torne *et al.* (2000), con algunas modificaciones para el Rif, tomando valores de Rimi *et al.* (1998). La estructura cortical, en cuanto al número de capas y sus características geofísicas (densidad y V_p), ha sido establecida de acuerdo con los datos aportados por perfiles de sismica de reflexión profunda (e.g. perfiles ESCI-Béticas y ESCI-Alborán en García-Deñás *et al.*, 1994 y Comas *et al.*, 1997, respectivamente), sismica de refracción (e.g. Hatzfeld *et al.*, 1978; Banda y Ansonge, 1980; Banda *et al.*, 1993) y la modelización 2D de la anomalía gravimétrica regional de Bouguer (e.g. Torne y Banda, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997). Las características de la corteza en los distintos dominios de Béticas-Rif y Alborán se presentan resumidamente en la tabla I. Junto con estos datos, también ha sido necesario contemplar el espesor del relleno sedimentario en las cuencas mayores (e.g. Morales *et al.*, 1990; Soto *et al.*, 1996; García-Castellanos *et al.*, 2002), así como la elevación topográfica, mediante un modelo regional de elevaciones que integra las bases digitales de Sandwell y Smith (Smith y Sandwell, 1997) y GTOPO30.

La envolvente reológica ha sido calculada en cada una de las celdillas del modelo litosférico según las siguientes premisas:

(1) El comportamiento frágil de la litosfera se ha modelizado a partir de la ley de Byerlee, dado que permite un mejor ajuste a las condiciones naturales de fracturación en la litosfera.

(2) La deformación dúctil viene dada por la ecuación de "creep" o de Dorn; empleándose los valores empíricos de la constante de "creep" o constante de Dorn (e_0) y de la energía de activación (E).

(3) La temperatura, y por ende el modelo de geoterma continental considerado, como contempla la ley de "creep", es uno de los mayores condicionantes de la reología dúctil. El cálculo del gradiente de temperatura en función del flujo térmico superficial se ha realizado según Chapman y Furlong (1992), asumiendo un modelo de capas con conductividad térmica y producción radiogénica de calor constante, y cuyas características se recogen en la tabla II.

(4) Con respecto a la velocidad de deformación ($\dot{\epsilon}$), es común que se utilicen valores entre 10^{-14} s^{-1} y 10^{-16} s^{-1} . En nuestro caso, de acuerdo con las velocidades relativas de convergencia entre las placas Euroasiática y Africana, y en consonancia con el modelo global de velocidades de deformación sugerido por Kreemer *et al.* (2000), hemos utilizado una velocidad de deformación media de 10^{-15} s^{-1} .

Resultados

Para cada uno de los sectores que conforman la malla superpuesta al área base de este trabajo, su envolvente reológica permite calcular la profundidad de la TDF en la corteza, y con esta malla de valores se han confeccionado mapas de contorno para la profundidad de la TDF, tanto para un régimen de esfuerzos tensional como compresivo (Fig. 1).

El patrón que define la TDF bajo ambos regímenes de esfuerzos en la corteza superior, está fuertemente condicionado por el patrón de flujo térmico, lo que pone de manifiesto la repercusión que tiene en este tipo de modelos el patrón de flujo térmico regional y el cálculo de la geoterma. No existe apenas variación entre la topología de la profundidad a la que se produce la TDF resultante de un estado de esfuerzos compresivo ($s_3=P_L$) o tensional ($s_1=P_L$); si bien, la TDF alcanza una posición más somera en la corteza cuando el modelo es en compresión (diferencia máxima $\sim 2 \text{ km}$). La diferencia máxima de profundidad entre los modelos en compresión y en tensión se localiza en el entorno del Arco de Gibraltar donde la TDF varía hasta 4 km de un modelo a otro (Fig. 1).

En la Cuenca Oeste de Alborán (COA) el modelo tensional sitúa la TDF a 9 km, aumentando progresivamente hacia el oeste, hasta alcanzar 14 km. En el modelo en compresión, por el contrario, se obtiene una profundidad mínima de 7 km en la COA oriental hasta 12 km en las inmediaciones del Arco de Gibraltar. Hacia el este, en la Cuenca Este de Alborán

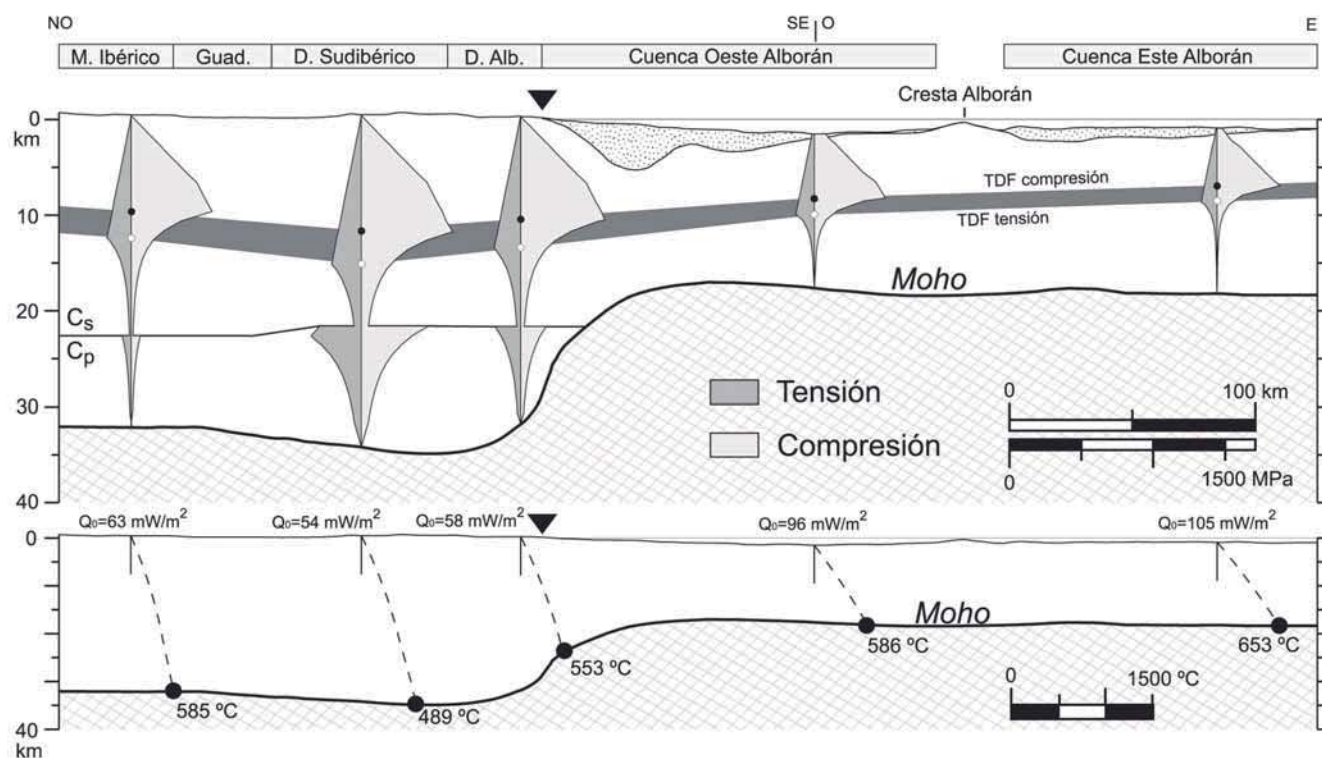


Fig. 2.- Sección NO-SE a O-E que ilustra la distribución de capas dúctiles y frágiles en los principales dominios corticales y la variabilidad de la TDF en función del régimen de esfuerzos imperante. Profundidad de la TDF para tensión (punto blanco) y compresión (punto negro). La localización de esta sección se muestra en la figura 1. El estado térmico en esta sección se ilustra con los valores de flujo térmico superficial y las geotermas características de cada perfil reológico. Cs: Corteza superior. Cp: Corteza profunda.

Fig. 2.- NW-SE to W-E cross section showing the distribution of brittle and ductile layers in the main crustal domains and the variability of the BDT depending on the prevailing tectonic regime. BDT depth for tension (white dot) and compression (black dot). Localization for this section is shown in figure 1. Heat flow values and the proper geotherm for each rheological profile depict the thermal structure of the crust for this section. Cs: Upper crust. Cp: Deep crust.

(CEA) y transición a la Cuenca Sur Balear (CSB), la diferencia de profundidad en la TDF entre estados de esfuerzos tensional y compresivo se reduce progresivamente hasta alcanzar una diferencia mínima de 1,4 km entre ambas (en el entorno del meridiano 1° O). Así, en la CEA la TDF se ubica a 7-8 km, para un régimen tensional, y 5-6 km para en régimen compresivo.

Hacia el margen septentrional del Mar de Alborán, en el Dominio de Alborán emergido en Béticas, la TDF varía dentro de este dominio desde 9 hasta 11 km (en tensión) y desde 7 a 9 km (en compresión), siguiendo un gradiente oblicuo (SE-NO) a la línea de costas. La diferencia de profundidades entre ambos regímenes de esfuerzos para la TDF oscila entre 2,4-2,6 km. Hacia el Dominio Sudibérico la TDF se hace más profunda, 13-16 km en tensión y 10-13 km en compresión, lo que resulta en un pequeño bulbo bajo el Dominio Sudibérico (16-13 km), ascendiendo a continuación hacia el antepaís hercínico (13-11 km). La diferencia de profundidad entre ambos regí-

menes de esfuerzo tiene un valor promedio de 3,0 km.

La figura 2 es una sección general NO-SE y O-E que ilustra la variación de la TDF en los distintos dominios geológicos de la región: (1) segmento NO-SE, desde el antepaís Ibérico hasta la COA y (2) segmento O-E, recorre longitudinalmente el Mar de Alborán, desde la COA hasta la CEA. En el segmento NO-SE la TDF se hace más profunda hacia el NO, desde la COA (~10 km) hasta el Dominio Sudibérico, donde alcanza un máximo (~15-12 km) desacoplado de la región con mayor espesor cortical, en la vertical del Dominio de Alborán (Fig. 1). A partir de este punto y hacia el antepaís, la TDF continúa ascendiendo hasta ~12-9 km. En el tramo E-O, la TDF alcanza su posición más somera en la Cuenca Este de Alborán y su transición hacia la Cuenca Sur Balear (7,5-6 km), y se hace más profunda hacia la Cuenca Oeste de Alborán (9-7 km).

Además de los perfiles reológicos representativos de los principales dominios, se muestra la geoterma y la temperatura

en la base de la corteza para cada perfil. Los valores de temperatura en la Moho y los de flujo de calor dan una idea del patrón de adelgazamiento litosférico. En la CEA, se alcanzan los valores máximos de flujo de calor (temperatura en la Moho ~650-660 °C) y el espesor del dominio cortical frágil se hace mínimo (<7-8 km). Bajo el Dominio Sudibérico por contra, acorde con los bajos valores de flujo térmico (temperatura en la Moho ~480-490 °C), la profundidad de la TDF alcanza un máximo (>11-12 km).

Conclusiones

1. En la corteza de Béticas-Rif y Alborán, la transición entre los dominios frágiles y los dominios donde prevalecen los mecanismos de deformación por flujo dúctil, no es una discontinuidad neta; sino una franja amplia (e.g. 1,8 km en la CEA y 3,6 km en el Dominio Sudibérico) y compleja debido a la variabilidad de las leyes que gobiernan los mecanismos de deformación y de los estados de esfuerzos.

	K	A (mW/m³)	ε₀ (MPa /s)	E (kJ/mol)	n
Sedimentos	^{(1) (2)} 2,3 x 10 ³	⁽¹⁾ 10 ⁻³	⁽⁵⁾ 3,2 x 10 ⁻⁴	⁽⁵⁾ 154	⁽⁵⁾ 2,3
Corteza Superior	⁽³⁾ 2,5 x 10 ³	⁽³⁾ 1,4 x 10 ⁻³	⁽⁶⁾ 2,5 x 10 ⁻⁸	⁽⁶⁾ 140	⁽⁶⁾ 2,4
Corteza Inferior	^{(4) (3)} 2,1 x 10 ³	^{(4) (3)} 2,0 x 10 ⁻⁴	⁽⁶⁾ 3,2 x 10 ⁻³	⁽⁶⁾ 250	⁽⁶⁾ 3,0
	(1) Rimi <i>et al.</i> (1998)		(2) Fernàndez <i>et al.</i> (1998)		
	(3) García-Castellanos <i>et al.</i> (2002)		(4) Zeyen y Fernàndez (1994)		
	(5) Ranalli (2000)		(6) Lynch y Morgan (1987)		

Tabla II.- Parámetros utilizados en el cálculo de los perfiles reológicos y las geotermas correspondientes. K: conductividad térmica; A: producción radiogénica de calor; ε₀: constante de Dorn para el flujo dúctil; E: energía de activación; n: factor de esfuerzo. Los parámetros de flujo dúctil están basados en “Qtz wet” para sedimentos, a “Qtz” para la corteza superior, y a “Qtz-Diorita” para la corteza profunda.

Table II.- Steady-state rheological parameters for strength profiles and geotherms. K: thermal conductivity; A: radiogenic heat production; ε₀: Dorn parameter; E: activation energy; n: stress factor. Creep parameters are based on wet-Qtz for sediments, Qtz for upper crust, and Diorite-Qtz for deep crust.

2. La profundidad de la TDF en la corteza depende fundamentalmente del espesor litosférico. La base del dominio frágil para la corteza superior reproduce en tres dimensiones el patrón de flujo térmico superficial, mostrando el mismo gradiente oblicuo a la costa (NO-SE) que el adelgazamiento litosférico en la región.

3. La TDF alcanza una profundidad máxima en el Arco de Gibraltar, con 18 y 16 km para un estado de esfuerzos tensional y compresivo respectivamente, haciéndose progresivamente más somera hacia la Cuenca Este de Alborán donde alcanza un valor mínimo de 7 y 6 km. Bajo el Dominio de Alborán y hacia el antepaís Ibérico la TDF muestra variaciones máximas en dirección NO-SE, resultando en un patrón que se dispone oblicuo a la línea de costas (NO-SE). El gradiente máximo que desarrolla la base del dominio frágil en la corteza se produce según una dirección E-O, entre la Cuenca Oeste de Alborán y el Arco de Gibraltar.

Agradecimientos

Al proyecto REN2001-3868-CO3-01, dirigido por la Dra. María del Carmen Comas, en cuyo seno se ha desarrollado el grueso de este trabajo.

Referencias

Banda, E. y Ansorge, J. (1980). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 515-532.
 Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J. J. y Makris, J. (1993). *Tectonophysics*, 221, 53-66.
 Behn, M. D., Lin, J. y Zuber, M. T.

(2002). *Earth Planetary Science Letters*, 202, 725-740.
 Chapman, D. S. y Furlong, K. P. (1992). En: *Continental lower crust* (D. M. Fountain, R. Arculus, y R. W. Kay, Eds.). Elsevier, 179-199.
 Comas, M., Dañobeitia, J. J., Alvarez-Marrón, J. y Soto, J. I. (1997). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 76-88.
 Fernàndez, M. y Ranalli, G. (1997). *Tectonophysics*, 282, 129-145.
 Fernàndez, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998). *Tectonophysics*, 291, 29-53.
 Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., González Lodeiro, F. y Aldaya, F. (1997). *Tectonics*, 16, 18-37.
 García-Castellanos, D., Fernàndez, M. y Torné, M. (2002). *Tectonics*, 21, 9-17.
 García-Dueñas, V., Banda, E., Torné, M., Córdoba, D. y ESCI-Béticas Working Group (1994). *Tectonophysics*, 232, 77-89.
 Goetze, C. (1978). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A.*, 288, 99-119.
 Goetze, C. y Evans, B. (1979). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59, 463-478.
 Hatzfeld, D. y The Working Group for the Deep Sounding in the Alboran Sea (1978). *Pageoph*, 116, 167-180.
 Jackson, J. (2002). *GSA Today*, September 2002, 4-9.
 Kirby, S. H. (1983). *Reviews in Geophysics*, 21, 1458-1487.
 Kohlstedt, D. L., Evans, B. y Mackwell, S. J. (1995). *Journal of Geophysical Research*, 100, 17587-17602.
 Kreemer, C., Haines, J., Holt, W. E.,

Blewitt, G. y Lavallee, D. (2000). *Earth Planets Space*, 52, 765-770.
 Lowry, A. R. y Smith, R. B. (1995). *Journal of Geophysical Research*, 100, 17947-17963.
 Lynch, H. D. y Morgan, P. (1987). En: *Continental extensional tectonics* (M. P. Coward, J. F. Dewey y P. L. Hancock, Eds.). Geological Society Special Publication, 28, 53-65.
 Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I. y Balanyá, J. C. (2002). *Tectonics*, 21, 1-21.
 Morales, J., Vidal, F., de Miguel, F., Alguacil, G., Posadas, A. M., Ibáñez, J. M., Guzmán, A. y Guirao, J. M. (1990). *Tectonophysics*, 117, 337-348.
 Ranalli, G. (1997). En: *Orogeny through time* (J. P. Burg y M. Ford, Eds.). Geological Society Special Publication, 121, 19-37.
 Ranalli, G. (2000). *Journal of Geodynamics*, 30, 3-15.
 Rimi, A., Chalouan, A. y Bahi, L. (1998). *Tectonophysics*, 285, 135-146.
 Smith, W. H. F. y Sandwell, D. T. (1997). *Science*, 277, 1957-1962.
 Soto, J. I., Comas, M. C. y de la Linde, J. (1996). *Geogaceta*, 382-385.
 Tadili, B., Ramdani, M., Ben Sari, D., Cahpochnikov, K. y Bellot, A. (1986). *Annales Geophysicae*, 4, 99-104.
 Torné, M. y Banda, E. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 76-81.
 Torné, M., Fernàndez, M., Comas, M. C. y Soto, J. I. (2000). *Journal of Geophysical Research*, 105, 3209-3228.
 Zeyen, H. y Fernàndez, M. (1994). *Journal of Geophysical Research*, 99, 18,089-18,102.