

Deformación cenozoica de la litosfera Ibérica: Sistema Central y cuencas del Duero y Tajo

Cenozoic deformation of the Iberian lithosphere: Spanish Central System and Duero and Tajo Basins

S. Martín Velázquez ⁽¹⁾ y F.J. Elorza ⁽²⁾

⁽¹⁾Departamento de Biología y Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, C/ Tulipán s/n, Móstoles, 28933 Madrid. silvia.martin@urjc.es

⁽²⁾Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, ETSI de Minas, Universidad Politécnica de Madrid, C/ Ríos Rosas 21, 28003 Madrid. jelorza@dmami.upm.es

ABSTRACT

The Cenozoic deformation of the Iberian lithosphere along a NW-SE profile from the northern Duero Basin to the southern Tajo Basin, crossing Spanish Central System, has been analysed by means of a numerical simulation based in the finite element method. Lateral and vertical rheological heterogeneities, Tertiary sedimentary overburden and the Alpine compressional tectonic stresses have been considered. Numerical results support a mechanism of lithospheric folding for the development of the chain and basins and a thicker lower crust below the central part of Iberia.

Key words: lithospheric deformation, Spanish Central System, Duero basin, Tajo basin, finite element modelling.

Geogaceta, 42 (2007), 11-14
ISSN: 0213683X

Introducción

La estructura de bloque elevado o *pop-up* del Sistema Central se ha explicado mediante diferentes mecanismos: deformación frágil en la parte superior de la corteza y engrosamiento dúctil en la parte inferior (Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996), existencia de un despegue intracortical (De Vicente *et al.*, 1994), y engrosamiento cortical unido a despegue intracortical (Ribeiro *et al.*, 1990; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005). Recientemente, se ha propuesto el desarrollo de pliegues litosféricos por procesos de *buckling* en deformación plana para explicar el levantamiento de la cadena y el hundimiento de las cuencas del Duero y Tajo (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2004; Vegas, 2005).

Para analizar los aspectos que han influido en la estructuración de la litosfera en el centro de la placa Ibérica durante el Cenozoico se ha elaborado un modelo de deformación mediante el método de los elementos finitos. La gran variedad de información geológica y geofísica disponible en el centro peninsular permite acotar las condiciones iniciales del modelo numérico, así como validar los resultados obtenidos.

Contexto geológico

El Sistema Central se considera una cadena intraplaca cenozoica de piel grue-

sa, con una estructura en *pop-up* y un salto vertical acumulado de más de 5000 m (De Vicente *et al.*, 2004) (Fig. 1). Se extiende a lo largo de más de 300 km, con una anchura media de 80 km, y presenta alineaciones montañosas separadas por pequeñas depresiones. Su topografía sobrepasa los 2000 m, alcanzándose las cotas máximas en las sierras de Gredos (2592 m) y Guadarrama (2430 m). En el sector occidental de Gredos predominan los cabalgamientos E-O y granitoides variscos, mientras que en el sector oriental de Guadarrama los cabalgamientos son NE-SO y las litologías principales son metamórficas con algunas intrusiones plutónicas. En los bordes de la zona oriental del Sistema Central, así como en las depresiones intramontañosas, quedan preservados sedimentos mesozoicos y paleógenos.

Aunque la mayoría de las estructuras se generaron durante las etapas de deformación varisca y tardivarisca, han sido reactivadas en la orogenia alpina (De Vicente *et al.*, 1994). Una vez que cesa el *rift* del Golfo de Vizcaya (~85 m.a.), se produce la convergencia entre las placas Euroasiática, Ibérica y Africana. La deformación cenozoica del Sistema Central responde a los esfuerzos compresivos transmitidos desde los límites septentrional y meridional de la placa Ibérica por las colisiones pirenaica (Paleógeno) y bética (Neógeno) (p.e. Cloetingh *et al.*,

2002; De Vicente *et al.*, 2004; Vegas, 2005). El acortamiento originado en la parte oriental es de un 22% (De Vicente *et al.*, 1994). Se registran eventos de enfriamiento en el Sistema Central desde el Eoceno Medio hasta la actualidad, y las tasas de elevación desde el Mioceno Medio y de denudación desde el Plioceno superan los 4,5 km y 3 km respectivamente en el sector Guadarrama (De Bruijne y Andriessen, 2002). Hay evidencias de actividad paleosísmica y sísmica en el centro peninsular (De Vicente *et al.*, 1996).

El basamento varisco de la cadena separa las cuencas continentales cenozoicas del Duero al norte y del Tajo al sur (Fig. 1). El contacto con la primera se realiza

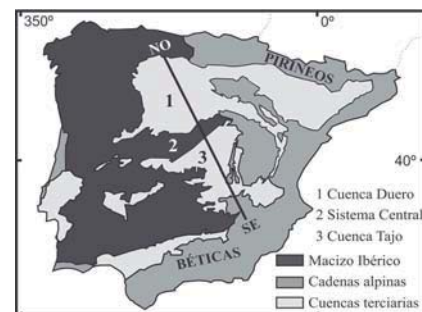


Fig. 1.- Principales unidades tectónicas de la península Ibérica y trayectoria del perfil litosférico NO-SE analizado.

Fig. 1.- Main tectonic units of the Iberian Peninsula and location of the NW-SE lithospheric profile.

		Espesor (km)	Densidad (kg/m ³)	Parámetros elásticos		Parámetros creep			Parámetros térmicos	
				Módulo de Young (Pa)	Coefficiente de Poisson	A (Mpa ⁻ⁿ s ⁻¹)	n	Q (kJ mol ⁻¹)	Conductividad (W m ⁻¹ K ⁻¹)	A (μWm ⁻³)
Corteza superior	Sistema Central (granito seco)	12	2670	7,48·10 ¹⁰	0,26	1,80·10 ⁻⁹	3,2	123	2,5	3,3
	Cuencas (cuarcita seca)		2780			6,70·10 ⁻⁶	2,4	156		Duero: 1,8 Tajo: 2,5
Corteza media (cuarzodiorita)		8	2800	9,13·10 ¹⁰	0,27	1,30·10 ⁻³	2,4	219	2,5	
Corteza inferior (granulita félsica)		7	2900	1,14·10 ¹¹	0,26	8,00·10 ⁻³	3,1	243	2,1	0,8
Manto litosférico (peridotita seca)		58	3300	1,72·10 ¹¹	0,28	2,50·10 ⁴	3,5	532	3,4	0,02

Tabla I.- Propiedades reológicas y térmicas de los materiales.

Table I.- Material rheological and thermal properties.

mediante una serie de cabalgamientos vergentes al norte, y con la segunda mediante un único cabalgamiento vergente al sur (De Vicente *et al.*, 1994; De Vicente *et al.*, 1996). Los datos geofísicos sugieren que el basamento de las cuencas es de naturaleza metamórfica (Querol, 1989). El relleno sedimentario está compuesto principalmente por materiales siliciclásticos en los márgenes y evaporíticos en las áreas centrales (p.e. Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004). El registro desde el Cretácico terminal hasta el Eoceno Medio es anterior a la deformación que individualizó a estas dos cuencas (Alonso-Zarza *et al.*, 2004).

La cuenca del Duero, con una altura media de 800 m, constituye la cuenca de antepaís de la cordillera Cantábrica, en cuyo frente de cabalgamiento se depositan hasta 2000 m de sedimentos (Alonso *et al.*, 1996). La zona meridional está relacionada con el desarrollo alpino del Sistema Central, donde el relleno sedimentario puede alcanzar 2500 m (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). La cuenca del Tajo, con una altura media de 600-700 m, se extiende desde el Sistema Central hasta los materiales de la Sierra de Altomira. El registro terciario tiene un espesor de 3500 m al este de la sierra de Guadarrama, donde dos terceras partes son de edad Paleógena y una tercera parte Neógena (Querol, 1989).

Estructura cortical y litosférica

La corteza en el centro peninsular tiene un espesor de 30-31 km repartido en

tres capas: una corteza superior de 11-14 km de espesor, una corteza media de 7-12 km y una corteza inferior de 7-9 km (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). Bajo el Sistema Central el espesor aumenta hasta 34-36 km (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993) debido al arqueamiento hacia arriba de la corteza superior y la flexión hacia abajo de la corteza inferior durante la tectónica alpina (Suriñach y Vegas, 1988). El límite litosfera-astenosfera en el centro de la Península Ibérica se sitúa a una profundidad cercana a los 100 km (Banda *et al.*, 1981; Spakman y Wortel, 2004), con valores más superficiales (98 km) en la cuenca del Duero y más profundos (110 km) en la cuenca del Tajo (Tejero y Ruiz, 2002).

Los estudios de sismica (Banda *et al.*, 1981; Querol, 1989), gravimetría (Gómez-Ortiz *et al.*, 2005), petrología (Villaseca *et al.*, 1999) y reología (Tejero y Ruiz, 2002) indican que la naturaleza de la corteza superior es granítico-metamórfica en el Sistema Central y metamórfica bajo las cuen-

cas del Duero y Tajo, que la corteza media es cuarzodiorítica, la corteza inferior granulítica félsica, y el manto peridotítico.

El flujo de calor superficial en el centro de la Península Ibérica oscila entre 60-80 mW m⁻² (Fernández *et al.*, 1998). Los valores más altos se localizan en el Sistema Central, y al norte y sur de la cadena descienden por debajo de 70 mW m⁻². La producción de calor de las rocas metamórficas varía desde 0.8 a 2.3 μW m⁻³, las rocas graníticas tienen un valor medio de 3.26 μW m⁻³ (Fernández *et al.*, 1998), y la producción estimada para la corteza inferior es 0.8 μW m⁻³ (Villaseca *et al.*, 1999).

Simulación numérica de la deformación litosférica

Para resolver las ecuaciones termomecánicas y analizar los controles básicos de la estructura litosférica actual del centro peninsular se ha utilizado el código de elementos finitos ANSYS. La geometría, parámetros y condiciones de con-

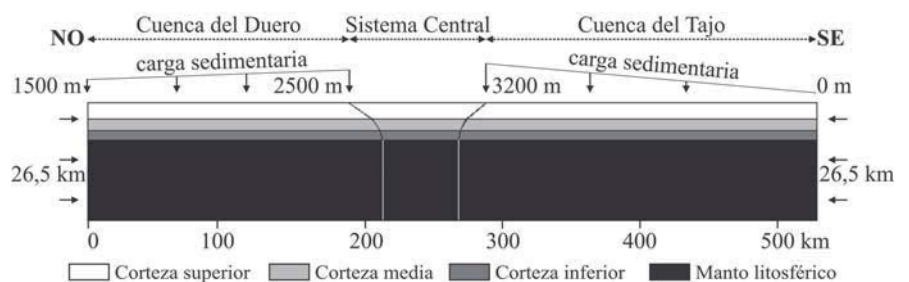


Fig. 2.- Geometría del modelo litosférico y cargas aplicadas.

Fig. 2.- Lithospheric model and applied loads.

torno del modelo se basan en los antecedentes recopilados y descritos en los apartados anteriores.

El modelo numérico representa inicialmente la litosfera previa a la convergencia cenozoica y está compuesta por una corteza superior, una corteza media, una corteza inferior y un manto litosférico (Fig. 2). Para tener en cuenta una litosfera cretácica posiblemente adelgazada, el espesor inicial de la corteza es de 27 km y el de la litosfera de 85 km. Lateralmente, se han diferenciado tres sectores con reologías distintas en la corteza superior y diferente estructura térmica: cuenca del Duero, Sistema Central y cuenca del Tajo. La topografía inicial se ha considerado plana debido a que la sedimentación inicial en las cuencas terciarias intramontañosas se produjo con relieves suaves (Martín-Serrano *et al.*, 1996). La traza de esta sección litosférica se extendería desde el frente de cabalgamientos cántabros hasta el frente de cabalgamientos béticos, de manera transversal a la zona de nucleación del sector de Guadarrama (Fig. 1).

El comportamiento mecánico de cada capa se caracteriza por una reología viscoelástica no lineal. Los parámetros elásticos (módulo de Young y coeficiente de Poisson) se han calculado a partir de las velocidades de ondas sísmicas (Banda *et al.*, 1981; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005), y el coeficiente de expansión térmica tiene un valor de $3.5 \cdot 10^{-5}$ (Tejero y Ruiz, 2002). Los parámetros del *creep* de dislocación son los utilizados por Tejero y Ruiz (2002) (Tabla I).

Para modelar el comportamiento *creep* es necesario caracterizar la estructura térmica de la litosfera. Se ha considerado que el transporte del calor se produce por conducción y que la producción de calor radiactivo disminuye de manera exponencial con la profundidad. Los parámetros térmicos se han tomado de Tejero y Ruiz (2002) (Tabla I), y la temperatura en la superficie y base de la litosfera es de 15°C y 1350°C respectivamente.

La deformación de esta litosfera inicial se realiza mediante la aplicación simultánea de: a) la carga litostática de los sedimentos cenozoicos de las cuencas del Duero y Tajo (densidad media 2300 kg m^{-3}) durante 60 m.a., puesto que los materiales más antiguos son paleógenos (Querol, 1989); y b) una carga tectónica en los laterales del perfil que simularía el empuje pirenaico y bético, hasta acortar la longitud del modelo un 10% en ese mismo periodo de tiempo. Para simular las fuerzas de flotabilidad isostática, se ha

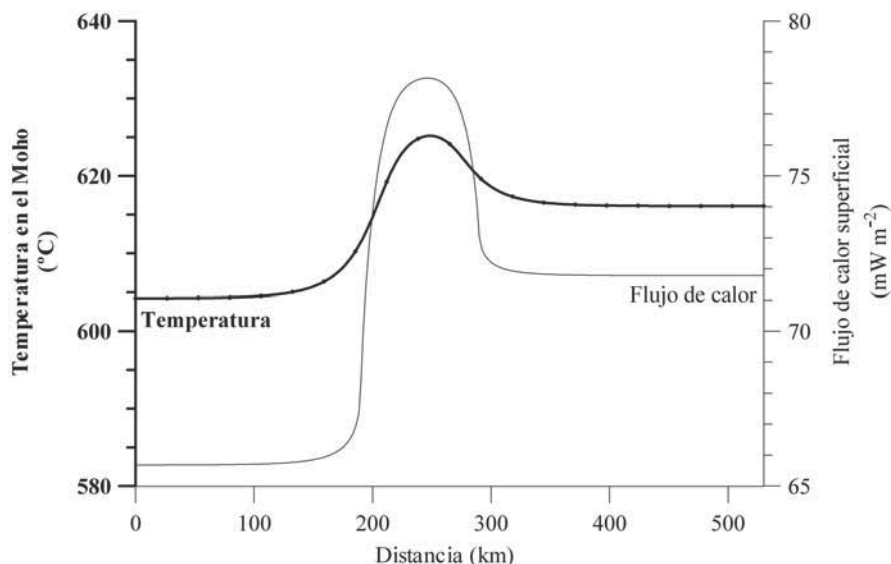


Fig. 3.- Flujo de calor superficial y temperatura en el Moho.

Fig. 3.- Surface heat flow and temperature at Moho depth.

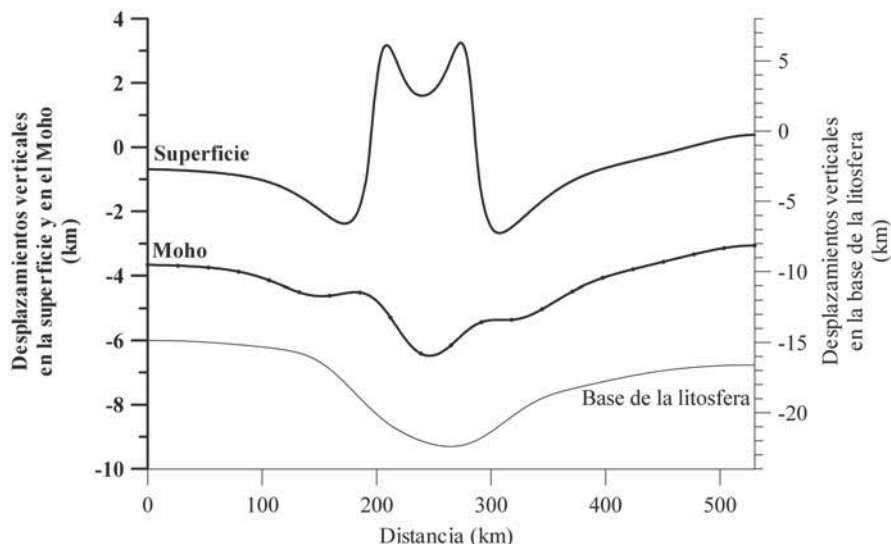


Fig. 4.- Desplazamientos verticales de la superficie, límite corteza-manto litosférico y de la base de la sección litosférica.

Fig. 4.- Vertical displacements at the top, crust-lithospheric mantle boundary and bottom of the lithospheric cross-section.

tenido en cuenta el contraste de densidad en cada uno de los contactos. Los valores de densidad corticales se han tomado de Gómez-Ortiz *et al.* (2005).

Resultados

Estructura térmica de la litosfera

El flujo de calor superficial en la cuenca del Duero es $\sim 66\text{ mW m}^{-2}$, en el Sistema Central $\sim 78\text{ mW m}^{-2}$ y en la cuenca del Tajo $\sim 72\text{ mW m}^{-2}$ (Fig. 3). La temperatura en el límite corteza-manto varía desde $\sim 605^\circ\text{C}$ en la cuenca del Duero hasta $\sim 616^\circ\text{C}$ en la cuenca del Tajo, consiguiéndose el valor máximo, $\sim 625^\circ\text{C}$, en el Sistema Central.

Deformación de la litosfera

La sección litosférica se deforma mediante el desarrollo de pliegues de distinta longitud de onda (Fig. 4). Respecto a la topografía, en la parte central del modelo se crea un relieve positivo de $\sim 80\text{ km}$ de anchura, compuesto por dos zonas elevadas (3250 m de cota máxima) y una zona deprimida (1604 m de cota mínima). El acortamiento horizontal en esta región es de un 21.5%. En los sectores laterales, se producen sendas flexiones cóncavas con valores máximos en las proximidades del relieve elevado: -2380 m de profundidad en la flexión NO y -2676 m en la flexión SE.

El límite corteza-manto presenta una flexión cóncava con un desplazamiento

vertical máximo de -6479 m en la parte central del modelo. En el extremo NO del perfil, el Moho desciende -3671 m y en el SE -3064, produciendo un desnivel medio de la raíz de ~3 km.

El límite litosfera-astenosfera también se flexiona de manera cóncava. En el centro del modelo se consigue un desplazamiento vertical máximo (-22,4 km), que disminuye paulatinamente hasta -14,9 km en el extremo NO y -16,6 km en el extremo SE.

Discusión

Aunque en este estudio no se han incluido aspectos tales como el acoplamiento termo-mecánico, la erosión-sedimentación de los materiales, la formación de fallas o la discontinuidad de los procesos tectónicos y sedimentarios en el tiempo (Cloetingh *et al.*, 2002), permite explicar la estructura del centro de Iberia mediante un mecanismo de plegamiento litosférico y analizar los controles básicos implicados en su deformación cenozoica.

Estructura térmica de la litosfera

Los valores de flujo de calor en la superficie del modelo térmico son similares a las mediciones actuales (Fernández *et al.*, 1998). Las temperaturas en el Moho son menores a las obtenidas por Tejero y Ruiz (2002), posiblemente como consecuencia de que las estructuras litosféricas consideradas son ligeramente diferentes.

Deformación de la litosfera

La topografía antiformal del interior del modelo representa el levantamiento del Sistema Central (conjunto de sierras y cuencas interiores) y la flexión sinclinal de los laterales equivale a la disposición del basamento en las cuencas del Tajo y Duero (con depocentros próximos a la cadena). Aunque las tasas de elevación son algo menores que las deducidas a partir de las trazas de fisión de apatitos (De Bruijne y Andriessen, 2002), las magnitudes de los desplazamientos obtenidos proporcionan unas topografías del relieve y del basamento de las cuencas similares a las actuales. La geometría sinforme del Moho equivale a la deducida por métodos sísmicos y gravimétricos (Suriñach y Vegas, 1988; Gómez Ortiz *et al.*, 2005). Al sumar los descensos verticales producidos en este límite al espesor inicial de la corteza, se obtiene un espesor final de ~30 km en las cuencas y ~33 km en la cadena (sin tener en cuenta la topografía positiva). Respecto a la base de la litosfera, después de deformar el modelo

se sitúa a 100-107 km de profundidad, magnitudes que están dentro del rango de valores proporcionados por estudios reológicos y de tomografía sísmica disponibles (Tejero y Ruiz, 2002; Spakman y Wortel, 2004). Finalmente, el acortamiento producido en la parte central elevada del modelo es de un 20%, similar al calculado a partir de reconstrucción de cortes compensados del Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1994).

Conclusiones

Este modelo de deformación apoya de manera satisfactoria la elevación del basamento del Sistema Central y el hundimiento de las cuencas del Duero y Tajo, mediante la formación de pliegues litosféricos por acortamiento desde los dos bordes de colisión principales durante el Cenozoico (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2004).

El comportamiento reológico de las capas de una litosfera lateralmente heterogénea es responsable del tipo de plegamiento que sufren. Así, el Sistema Central corresponde a un gran antiformal, con ondulaciones menores que recuerdan la topografía en sierras y cuencas intramontañosas actuales, y los basamentos de las cuencas del Duero y Tajo a dos sinclinales. Para compensar isostáticamente este relieve, en el límite corteza-manto litosférico se origina una sinforma, la raíz cortical del Sistema Central, que produce el engrosamiento de la corteza inferior. Por último, la base de la litosfera se deforma mediante un gran sinclinal.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del proyecto REN2002-04328-C02-02.

Referencias

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, 19-22.
- Alonso-Gavilán, G. y Armenteros, I. (coords.), Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, 550-556.
- Alonso-Zarza, A.M. (coord.), Calvo, J.P., Silva, P.G. y Torres, T. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, 556-559.
- Banda, E., Suriñach, E., Aparicio, A., Sierra, J. y Ruiz de la Parte, E. (1981).

Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 67, 779-789.

- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., García-Castellanos, D., de Vicente, G. y Vegas, R. (2002). *Tectonics*, 21, 1041, doi:10.1029/2001TC901031.
- De Bruijne, C.H. y Andriessen, P.A.M. (2002). *Tectonophysics*, 349, 161-184.
- De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Giner, J., Rodríguez Pascua, M.A., González Casado, J.M. y Calvo, J.P. (1994). *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 175-190.
- De Vicente, G., Giner, J., Muñoz, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996). *Tectonophysics*, 266, 405-424.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., González-Casado, J.M., Carbó, A., Álvarez, J., Cloetingh, S., Andriessen, P. y Elorza, F.J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 621-626.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998). *Tectonophysics* 219, 29-53.
- Gómez-Ortiz, D., Tejero, R., Ruiz, J., Babín-Vich, R. y González-Casado, J.M. (2005). *Geophysical Journal International*, 160, 729-735.
- ILIHA DSS Group (1993). *Tectonophysics*, 221, 35-51.
- Martín-Serrano, A., Santisteban, J.L. y Mediavilla, R. (1996). En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, 255-260.
- Querol, R. (1989). *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Universidad Politécnica de Madrid, 48 p.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G. y Phipps, S. (1990). *Tectonophysics*, 184, 357-366.
- Spakman, W. y Wortel, R. (2004). En: *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli y P.A. Ziegler, Eds.). Springer, 31-52.
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1988). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51, 226-234.
- Tejero, R. y Ruiz, J. (2002). *Tectonophysics*, 350, 49-62.
- Vegas (2005). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 100, 39-54.
- Vegas, R., Vázquez, J.T., Suriñach, E. y Marcos, A. (1990). *Tectonophysics*, 184, 376-378.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999). *Journal of Petrology*, 40, 1463-1496.