

Modelación análoga de pliegues litosféricos del Microcontinente Iberia

Analogue modelling of Microcontinent Iberia lithospheric folds

J. Fernández-Lozano^{1,2}, D. Sokoutis², E. Willingshofer², A.J. Olaiz¹, S. Cloetingh² y G. De Vicente¹

1 Grupo de Tectonofísica Aplicada. Universidad Complutense de Madrid, España. javier.fernandez@geo.ucm.es

2 Facultad de Ciencias de la Tierra y de la Vida. Universidad Libre de Ámsterdam, Holanda. dimitrios.sokoutis@falw.vu.nl

Resumen: La deformación de la Península Ibérica es el resultado de la convergencia entre las Placas Africana y Europea durante el Terciario. El relieve resultante está relacionado con “buckling” litosférico, que reproduce la reactivación de estructuras del basamento (corredores de fallas) y la inversión de “rifts” Mesozoicos. La distribución espacial de las elevaciones topográficas en la placa Ibérica refleja la compleja interacción de los procesos corticales y litosféricos. Mediante modelación análoga, el presente trabajo estudia la interacción de capas corticales y mantélicas en términos de su expresión topográfica y estructural así como la/s longitudes de onda de la deformación. Los resultados preliminares muestran que la primera respuesta al acortamiento es el plegamiento litosférico en diferentes longitudes de onda, reflejando las diferencias en las propiedades reológicas de las capas litosféricas. El engrosamiento litosférico de la corteza dúctil está acompañado por estructuras de tipo “pop-up” en la corteza superior frágil, que conforman los principales relieves de la superficie topográfica.

Palabras clave: Relieve de Iberia, pliegues litosféricos, engrosamiento cortical homogéneo.

Abstract: Deformation of the Iberian Peninsula is the consequence of convergence between the African and the European Plates during the Tertiary. The resulting relief is considered to be related to lithospheric buckling, which led to the reactivation of basement structures (fault corridors) and the inversion of the Mesozoic rifts. The spatial distribution of topographic highs on the Iberian plate reflect the complex interplay of crustal and lithospheric processes mentioned above. The present work investigates the interaction of crustal and mantle layers in terms of their structural and topographic expression as well as the wavelength(s) of deformation. The preliminary results show that the first response to shortening is lithospheric folding on different wavelengths, reflecting the dissimilarity of rheological properties of the lithospheric layers. Homogeneous thickening of the ductile crust is accompanied with pop-up structures in the brittle upper crust, which are the underlying cause for the observed surface topography. The experimental results are in line with the natural laboratory “Iberia”.

Key words: Iberian Relief, lithospheric folding, crustal homogeneous thickening.

INTRODUCCIÓN

La Península Ibérica se caracteriza por la presencia de un conjunto de alineaciones montañosas repartidas por todo el interior peninsular. En general las alturas medias de los relieves más prominentes alcanzan unos valores medios muy elevados (650 m).

La distribución de las unidades estructurales del anteláis ibérico la conforman el Macizo Ibérico, que se corresponde con el basamento Varisco del oeste peninsular, con una serie de cadenas de piel gruesa no nucleadas en zonas previamente extendidas; retazos de materiales mesozoicos poco invertidos del antiguo “rift” Jurásico-Cretácico del borde Atlántico; la Cadena Ibérica (“rift” mesozoico, parcialmente invertido) y las cuencas cenozoicas, generalmente cabalgadas por las cadenas (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996). Al N, la Cordillera Cántabro-Pirenaica, y al S la Cordillera Bética son las zonas orogénicas de la Península durante el Cenozoico (Fig. 1).

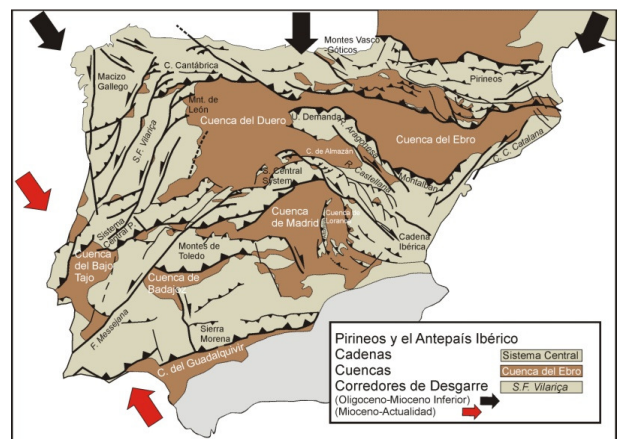


FIGURA 1. Esquema geológico-estructural simplificado para el Terciario de la Península Ibérica (Tomado de De Vicente *et al.*, 2007).

El filtrado de la amplitud de las cotas topográficas permite observar una regularidad en la distribución de

las cadenas montañosas acorde a los datos de análisis espectral aportados por Cloetingh *et al.*, (2002) y perfiles de anomalías gravimétricas de Bouguer (Casas Sáinz y Faccenna, 2001; De Vicente *et al.*, 2007): (1) Una longitud de onda dominante de 200 (± 50) km (2) un valor de, al menos, 500 Km que refleja el alto porcentaje de elevación respecto al nivel de base de Iberia (De Vicente *et al.*, 2007) (Fig. 2).

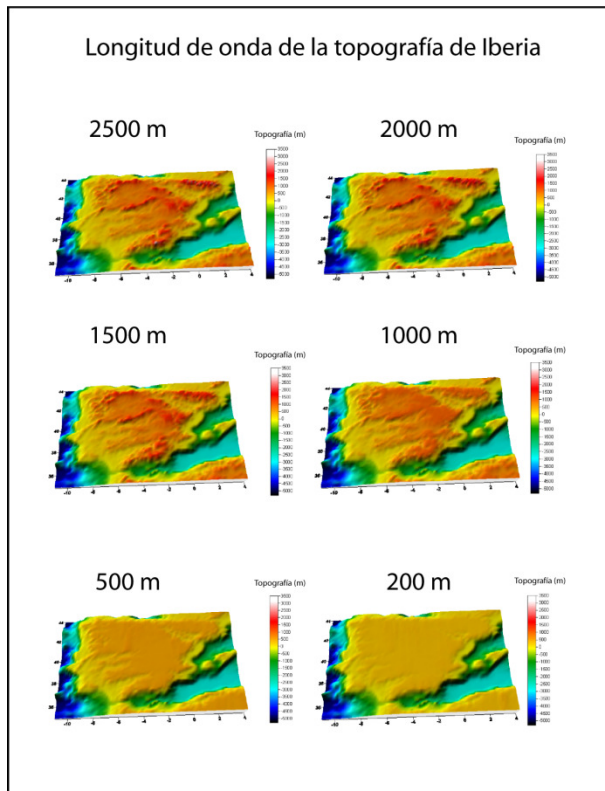


FIGURA 2. Filtro de topografía para Iberia para 200, 500, 1000, 1500, 2000 y 2500 m.

METODOLOGÍA DE MODELOS ANÁLOGOS

La expresión de estos relieves en profundidad está relacionada con el “buckling” de las capas más dúctiles de la litosfera y la fracturación asociada de la parte frágil de la corteza. Este resultado sólo es posible si las diferentes capas de la litosfera se encuentran mecánicamente desacopladas, es decir, la presencia de una interfaz de corteza competente/viscosa y otra de corteza/manto viscosos. La construcción de modelos análogos para el estudio de los procesos litosféricos, permite explicar la respuesta cortical y litosférica, así como evaluar los fenómenos que influyen en la formación y desarrollo de estructuras más superficiales. También es posible analizar su relación con estructuras heredadas.

Hemos realizado una serie de modelos preliminares en el Laboratorio de Tectónica de la Universidad Libre de Amsterdam. Para que este tipo de modelos sean semejantes a los naturales, es fundamental reproducir la similitud, tanto geométrica y dinámica, como reológica (p.ej., la relación de escala entre el modelo y la naturaleza es de 1 cm : 15 km, mientras que el escalado

dinámico se realiza comparando los valores del número de Ramberg para los materiales con comportamiento dúctil entre el modelo y la naturaleza) (Weijermars y Schmeling, 1985)

Para ello, es necesario conocer el comportamiento reológico de la litosfera en su conjunto y la interrelación entre las diferentes capas. El escalado del modelo se ha realizado en base a los datos sísmicos y geofísicos que nos ha permitido la construcción de un perfil simplificado de las condiciones imperantes en la litosfera Ibérica (Casas y Faccenna, 2001). Los datos de sismicidad intraplaca permiten estimar un espesor sismogénico de la litosfera (T_s) que refleja el espesor de la capa superior frágil, y que responde a los esfuerzos tectónicos, en escala de tiempo histórico, mediante fracturación y terremotos (Burov y Watts, 2006), entorno a los 15-20 km (fuente sísmica del IGN; Ruíz *et al.*, 2006).

Teniendo en cuenta la premisa anterior, hemos asumido un modelo litosférico de 3-capas (frágil/débil dúctil/resistente dúctil) que es el que mejor se ajusta a las condiciones presentes en Iberia. Se llevaron a cabo dos modelos, los cuales se describen a continuación:

Para ambos modelos se utilizó una capa de arena feldespática que simula la corteza superior frágil, y dos capas de silicona, una de baja viscosidad (corteza inferior dúctil) y otra de alta viscosidad (manto superior litosférico) con dos bandas en los bordes de 1cm de grosor de otro tipo de silicona, más débil, utilizada para absorber la cizalla lateral generada durante el acortamiento. En el modelo IBERIA-II se incrementó a 1.5 cm la anchura de las capas de silicona que absorben la cizalla lateral. Todas estas capas se disponen sobre un fluido de alta densidad (resistente) constituido por una mezcla de politungsteno y glicerol de viscosidad 1.61 kg/cm³ para simular el manto astenosférico (Fig. 3).

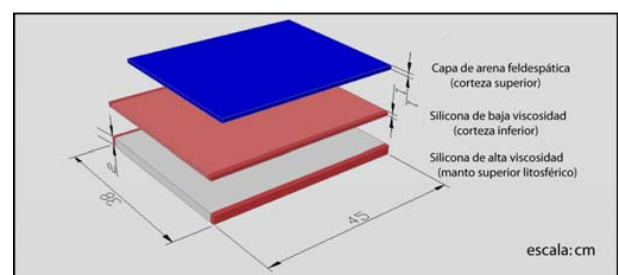


FIGURA 3. Esquema de la disposición de capas para el modelo IBERIA-I.

La principal diferencia entre los modelos IBERIA-I e IBERIA-II reside en la velocidad de acortamiento $v_1 = 0.5$ cm/h y $v_2 = 1$ cm/h respectivamente. (Para una descripción detallada de los materiales, ver Tabla 1).

FORMAS DE ACOMODACIÓN DE LA DEFORMACIÓN

Los resultados de los modelos arrojan luz sobre la manera en la que se produce la acomodación de la deformación en la litosfera de Iberia.

El manto superior reacciona al acortamiento de manera que se generan pliegues de gran longitud de onda (hasta 3, modelo IBERIA-II). Por otro lado el acortamiento en la corteza inferior se acomoda mediante pliegues con una longitud de onda regular en el borde de la pared móvil y que se transfieren, a lo largo del modelo, incrementando su longitud de onda. Así mismo puede observarse cómo en ciertos casos hay cabalgamientos que enraízan en la parte superior de la corteza inferior dúctil. También, cómo el engrosamiento homogéneo que sufre ésta se sitúa bajo las zonas de desarrollo de estructuras de debilidad en la capa inmediatamente superior (Fig. 4).

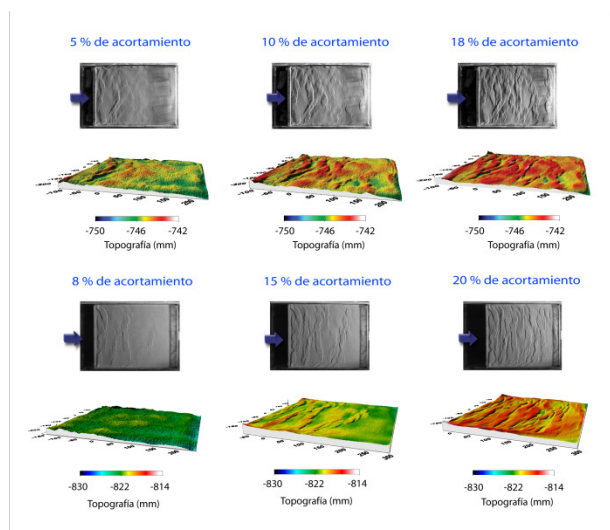


FIGURA 4. Modelos 3D mostrando la evolución de la topografía para IBERIA-I e IBERIA-II. Las flechas indican la dirección de compresión.

De este modo se puede observar que existe toda una gama de cabalgamientos y retrocabalgamientos en la parte más superficial de la corteza, generando elevaciones de basamento, resultado del acortamiento, dando lugar a “pop-ups” más o menos estrechos, formando estructuras de “Tipo-V”, constituidas por cabalgamientos a escala cortical que alternan con otros cabalgamientos y retrocabalgamientos ciegos y que afectan, tan solo, a la parte más superficial de la corteza superior frágil (Vegas, 2005). (Fig. 5)

CONCLUSIONES

La primera respuesta al acortamiento impuesto es la formación de pliegues a escala litosférica.

El desacoplamiento mecánico entre las distintas capas permite la diferente respuesta entre unas y otras a la compresión, de modo que impone la longitud de onda de los pliegues generados (hasta 5 en la corteza inferior y 3 en el manto superior para el modelo IBERIA-II), así como su distribución a lo largo de todo el modelo.

El “buckling” ejerce un fuerte control en la localización de los cabalgamientos en estados posteriores: los cabalgamientos tienden a formarse en

los puntos de inflexión de los engrosamientos como ya propusieran en sus modelos Davy y Cobbold (1991).

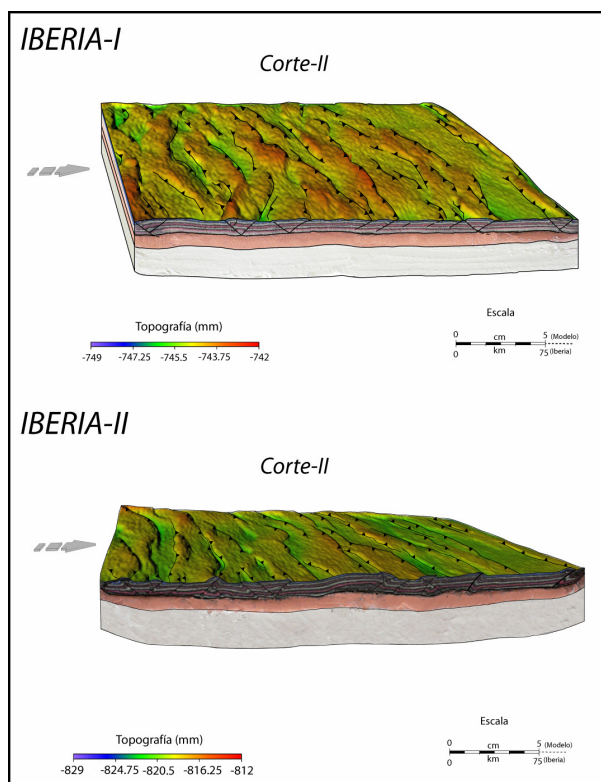


FIGURA 5. Cortes seriados de los modelos IBERIA-I e IBERIA-II.

El estilo de la deformación, el engrosamiento cortical homogéneo y la longitud de onda, son claramente el resultado de la acción conjunta de la velocidad de acortamiento, del espesor y resistencia de las capas litosféricas y de las condiciones externas impuestas (bandas de silicóna débil que permiten la absorción de la cizalla en los bordes).

Los resultados muestran que un incremento de la velocidad supone un aumento significativo de la longitud de onda de los pliegues litosféricos en las capas dúctiles, mientras que la acomodación de la deformación en la capa frágil se lleva a cabo mediante estructuras de tipo “pop-up” más estrechos, generando un levantamiento vertical mayor en las regiones montañosas originadas, y un incremento de la subsidencia en las cuencas intramontañosas. (Fig.6)

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos Consolider Ingenio 2006 “Topo Iberia” CSD2006-00041 y por el CGL2006-13926-C02-01-02 “Topo Iberia Foreland” del Ministerio de Educación y Ciencia de España. El autor agradece a la Universidad Complutense de Madrid por la Beca concedida y a la Universidad Libre de Ámsterdam por la estancia en el laboratorio para llevar a cabo los modelos.

REFERENCIAS

- Álvarez-Marrón, J., A. Pérez-Estaún, J.J. Danobeit, J.A. Pulgar, J.R. Martínez Catalán, A. Marcos, E. Bastida, R. Ayarza Arribas, J. Aller, A. Gallart, E. González-Lodeiro, E. Banda, M.C. Comas y D. Córdoba. (1996): Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264: 153-174.
- Burov, E., y Watts, A.B. (2006): The long-term strength of continental lithosphere: "jelly sandwich" or "Crème brûlée"? *GSA Today*, 16: 4-10.
- Casas Sainz, A.M. y C. Faccenna (2001): Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13: 281-288.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002): Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5): 1041-1067.
- Davy, Ph., y Cobbold, P.R. (1991): Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25.
- De Vicente, G.; Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González-Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A. y Olaiz, A. (2007): Cenozoic thick-skinned and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58: 335-381.
- Ruíz, J., Gómez-Ortiz, D., y Tejero, R., (2006): Effective elastic thicknesses of the lithosphere in the Central Iberian Peninsula from heat flow: Implications for the rheology of the continental lithospheric mantle. *Journal of Geodynamics*, 41: 500-509.
- Sokoutis, D., Burg, J.P., Bonini, M., Corti, G., y Cloetingh, S. (2005): Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics*, 406: 1-15.
- Vegas, R. (2005): Deformación alpina de macizos antiguos. El caso del Macizo Ibérico (Hespérico). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 100 (1-4): 39-54.
- Weijermars R., y Schmeling, H., (1985): Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43: 316-330.

Capa del Modelo	Densidad ρ (kg/cm ³)	Coef. de fricción (ϕ)	Viscosidad η (Pa.s)	Potencia (n)
Corteza frágil	1.33	0.8	-	-
Corteza dúctil	1.39	-	4.80E+04	1.80
Manto sup. Dúctil	1.47	-	1.18E+05	1.47

TABLA I. Propiedades de las diferentes capas utilizadas en el modelo (ver Weijermars y Schmeling, 1985 o Sokoutis et al., 2005).

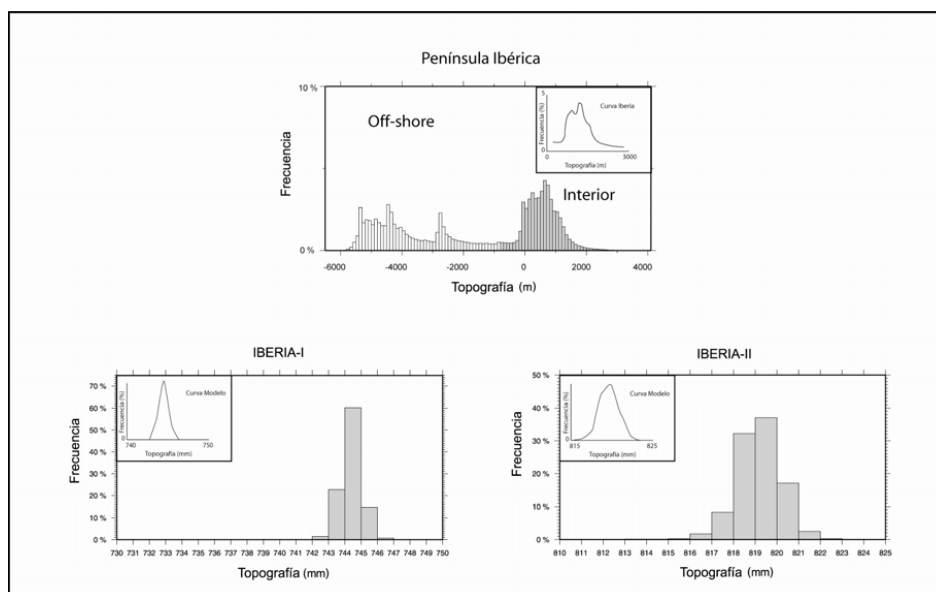


FIGURA.6. Histogramas frecuencia/topografía para la Península Ibérica y los modelos IBERIA-I e IBERIA-II. Las curvas de frecuencia para los modelos realizados muestran un incremento de la longitud de onda para IBERIA-II que relaciona la velocidad de acortamiento con las estructuras que se generan (es decir, incremento de la longitud de onda de los pliegues litosféricos que se generan).