



ANÁLISIS INTEGRADO DE LA TOPOGRAFÍA Y ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS EN MODELACIÓN ANÁLOGA: UN MODELO DE EVOLUCIÓN DEL RELIEVE EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Integrated analysis of topography and gravity anomalies in analogue modelling: a model of relief evolution in the Iberian Peninsula

Javier Fernández-Lozano^{1,2}, Dimitrios Sokoutis¹, Ernst Willingshofer¹, A. Muñoz-Martín², Gerardo De Vicente² y Sierd Cloetingh¹

¹ Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science, Faculty of Earth and Life Sciences, VU University, Amsterdam (The Netherlands).

javier.fernandez@falw.vu.nl; dimitrios.sokoutis@falw.vu.nl; ernst.willingshofer@falw.vu.nl; sierd.cloetingh@falw.vu.nl.

² Dep. Geodinámica, F.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid - IGEO (Spain).

javier.fernandez@geo.ucm.es; amunoz@geo.ucm.es; gdv@geo.ucm.es

Abstract: The integrated analysis of topography and gravity anomalies carried out in the Iberian Peninsula invokes the presence of large-scale folds affecting the entire lithosphere. Such folds are the precursors of E-W to NE-SO reliefs distributed along the Variscan Massif, meanwhile a mechanism of crustal thickening nucleated along Late-Variscan faults can influence the topographic pattern in the eastern part of Iberia (Iberian Range-Costero Catalan Ranges) characterised by E-W, NE-SW and NW-SE trends. The mechanism of deformation as well as the style depends on the initial rheological properties from one lithosphere to another (strong and cold Variscan lithosphere to the west and a relative weak and hot lithosphere affected by the Mesozoic extension to the east) and influenced by pre-existent faults. We present a new approach based on the spectral analyses of topography and gravity over the analogue modelling results that can help to infer the responsible mechanisms for the observed intra-plate relief asymmetry in Iberia. Our results enhance the study of other areas within plate interiors like Central Asia or the Atlas in northern Africa, where the lack of data or resolution from deep seismic profiles or geomagnetics may hamper the interpretation of the lithosphere in depth.

Key-words: Lithosphere folds, Iberia, Cenozoic, Moho, gravity anomalies, spectral analysis.

Resumen: El análisis integrado de la topografía y las anomalías gravimétricas en la Península Ibérica invoca a la presencia de grandes pliegues que afectan a toda la litosfera como precursores de los relieves E-O a NE-SO que se distribuyen por el Macizo Varisco, así como a un mecanismo de engrosamiento cortical nucleado a partir de fallas Tardi-Variscas, como origen del relieve del este peninsular (Cadena Ibérica-Costero Catalana) con patrones dominantes E-O, NE-SO y NO-SE. El modo de deformación, así como el estilo, dependen tanto de las propiedades reológicas iniciales de una litosfera a otra (litosfera resistente Varisca hacia el oeste peninsular/litosfera débil y caliente resultado de la extensión Mesozoica hacia el este) como a los accidentes tectónicos pre-existentes. Presentamos una nueva metodología aplicada a la modelación análoga, basada en el estudio del espectro de las anomalías gravimétricas y la topografía que nos han permitido inferir los procesos responsables de la asimetría en el patrón del relieve intra-placa de la Península Ibérica. A su vez, nuestros resultados arrojan luz sobre los mecanismos generadores del relieve en zonas de intra-placa donde la escasez o falta de resolución de los perfiles sísmicos y geomagnéticos impide la interpretación de la parte más profunda de la litosfera como Asia Central o los Atlas del norte de África.

Palabras clave: Pliegues litosféricos, Iberia, Cenozoico, Moho, anomalías gravimétricas, análisis espectral.

Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G. y Cloetingh, S., (2011): Análisis integrado de la topografía y anomalías gravimétricas en la Península Ibérica: nuevas metodologías en modelación análoga. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24 (3-4): 153-171.

La modelación análoga es una técnica que permite la representación de procesos tectónicos y geomorfológicos reproducibles a escala temporal humana. Este tipo de experimentos se realizan con materiales con comportamientos reológicos y propiedades similares al de las rocas en profundidad. Para que dichos modelos por tanto estén escalados tanto desde el punto de vista espacio-temporal, como de fuerzas naturales y tectónicas, deben seguir una serie de relaciones de proporcionalidad con su prototipo natural.

En este trabajo presentamos los últimos y más recientes avances realizados en la técnica de la modelación análoga aplicados al estudio del relieve interior de la Placa Ibérica. Para ello hemos realizado un exhaustivo trabajo bibliográfico en busca de datos tanto geológicos como geofísicos que nos han permitido obtener un modelo litosférico fehaciente que pueda ser representado desde el enfoque de los modelos análogos.

El relieve de la Península Ibérica es de una singularidad extraordinaria. A pesar de su asimetría en el patrón general, de este a oeste, los mecanismos que dan lugar a ella no son del todo conocidos debido a la escasez de perfiles de sísmica profunda y magnéticos. El objetivo de este trabajo es estudiar mediante la técnica de la modelación análoga los procesos geodinámicos envueltos en la distribución del relieve del interior peninsular. Para ello hemos desarrollado una nueva técnica basada en el estudio comparativo de la topografía, las anomalías gravimétricas (anomalía gravimétrica de Bouguer), y la profundidad del Moho sobre los resultados obtenidos en la modelación análoga. Finalmente se ha llevado a cabo el análisis espectral de la topografía y la anomalía de la gravedad obtenida, para distinguir entre los procesos que afectan a la corteza superior de aquellos profundos (manto superior litosférico). Nuestros resultados arrojan luz sobre el origen y la asimetría observada en el patrón actual del modelado del relieve en la Península Ibérica y pueden proporcionar una gran ayuda en otras áreas intra-placa (i.e. el foreland Europeo, Asia Central, o el borde occidental de los Estados Unidos entre otros), donde la falta de perfiles sísmicos y otras técnicas de geofísica profunda impide la observación directa de los procesos geodinámicos que afectan a la litosfera intra-placa.

El relieve interior de la Península Ibérica

El origen del relieve actual de la Península Ibérica se remonta a los primeros pulsos de la orogenia Alpina. La convergencia entre la Placa Ibérica y Europea dio lugar al levantamiento de los Pirineos y la Cordillera Cantábrica (Mattauer y Henry, 1974; Vegas, 2006). Como resultado de la compresión de dirección N-S Pirenaica, la deformación fue transmitida hacia el interior peninsular dando lugar a la exhumación y levantamiento de los Montes Galaico-Leoneses, el Sistema Central y a la inversión tectónica de la Cadena Ibérica y Costero Catalana (Eoceno-Oligoceno-Mioceno inferior) (Gaspar-Escribano *et al.*, 2004; Guimerá *et al.*, 2004; Martín-González *et al.*, 2006; De Vicente *et al.*, 2007; Martín-González y Heredia, 2011). Una vez al-

canzado el acoplamiento mecánico en el borde norte, el límite de placas pasó a situarse al sur, donde el Bloque de Alborán terminaría dando lugar a la formación del orógeno Betico-Rifeño (episodio Bético, Mioceno inferior en adelante). Sin embargo, gran parte del relieve que podemos apreciar hoy en día ya había sido levantado durante la compresión N-S Pirenaica (Alonso *et al.*, 1996; Gaspar-Escribano *et al.*, 2004; Barbero *et al.*, 2005; Martín-González *et al.*, 2006; Del Rio *et al.*, 2009; De Vicente y Vegas, 2009a), de manera que los primeros relieves Ibéricos estaban ya levantados en el inicio del Mioceno.

Hoy en día, la asimetría observada en el patrón general del relieve de la Península está representada por variaciones de este a oeste. En general, las cuencas de los principales ríos del interior intra-placa (i.e. Duero, Ebro, Tajo, Guadiana y Guadalquivir) se disponen paralelas con los relieves montañosos (Fig. 1A). Los afluentes de dichos ríos en muchos casos se presentan ordenados siguiendo redes radiales y sub-paralelas con los primeros, de forma que en algunos, los procesos de captura son un signo de procesos que afectan a la red fluvial más reciente (movimientos fluvio-eustáticos y tectónicos durante el Cuaternario). Dicha configuración viene controlada por los relieves adyacentes que mantienen de manera más o menos estable las divisorias de los ríos, desde el establecimiento de las principales cuencas exorreicas en el Mioceno (Civis, 2004). Los relieves Ibéricos mantienen orientaciones E-O a NE-SO a lo largo de la parte más occidental del interior peninsular (sobre el llamado "Macizo Varisco"). Sin embargo, hacia el este (Cadena Ibérica y Costero Catalana principalmente), se presentan patrones de relieve con orientaciones NO-SE, E-O y NE-SO.

El origen de dicha asimetría es controvertida; así numerosos autores relacionan la distribución actual del relieve interior con procesos de plegamiento que afectan a toda la litosfera como resultado de las convergencias entre las placas Ibérica-África o Ibérica-Europea, respectivamente (Cloetingh *et al.*, 2002; de Vicente y Vegas, 2009). Sin embargo, Fernández-Lozano *et al.* (2010) apuntan a variaciones laterales de resistencia litosférica al comienzo del Cenozoico como condicionantes del mecanismo de generación del relieve, de manera que la parte más occidental de la Península (situada sobre el Macizo Varisco, representa una litosfera más resistente y estable) estaría afectada por pliegues de gran longitud de onda que afectan a toda la litosfera, mientras que el este peninsular sería el resultado del engrosamiento cortical producido por la inversión tectónica de la Cuenca Ibérica-Mesozoica (situada sobre una litosfera caliente y débil al inicio del periodo Cenozoico) donde la deformación quedó localizada, siguiendo el patrón tectónico de las fallas del borde de rift (Sistemas de Ventaniella-Somolinos en el arco occidental y Sistema Costero-Catalán a lo largo del arco más oriental del rift Celtibérico, (Alvaro *et al.*, 1979). Otros autores, sin embargo invocan a engrosamientos corticales por cabalgamientos (Guimerá *et al.*, 2004), rotación de bloques tectónicos (Vegas *et al.*, 1990) e incluso a varios episodios de convergencia (durante los ciclos Varisco y Alpino respectiva-

mente) y extensión (Mesozoica y Mioceno-Cuaternaria a lo largo del este Peninsular) para explicar la actual distribución del relieve, sin llegar a especificar los mecanismos generadores en profundidad (Verges y Fernandez, 2006).

Recientemente, numerosos trabajos basados en el análisis espectral de la topografía y la gravedad para la Península Ibérica indican patrones periódicos en la topografía (Cloetingh *et al.*, 2002; Muñoz-Martín *et al.*, 2010; Tejero *et al.*, 2010). Este tipo de análisis basado en la transformada de Fourier permite distinguir y simplificar ondas periódicas (como la topografía) con una frecuencia característica. De este modo, los análisis realizados para la Península Ibérica indican longitudes de onda de la topografía de entre 10 y 50 km las más cortas y 250 km (Fig. 1A, B y C).

Las longitudes de onda más cortas reflejan la fábrica Varisca con direcciones NE-SO y NO-SE a lo largo del Sistema Central y Sierra Morena mientras que las más largas (Fig. 1B) muestran una periodicidad en la distribución de los principales relieves topográficos, mostrando una serie de zonas elevadas seguidas por depresiones que se corresponden respectivamente con los relieves y sus cuencas adyacentes respectivamente. Esta estructuración geográfica es característica de trenes de pliegues. De este modo, estarían representados hasta tres grandes pliegues de norte a sur que se corresponderían con los relieves de la Cordillera Cantábrica, el Sistema Central y Montes de Toledo-Sierra Morena (Fig. 1C)

Asimetrías de primer orden

Dos perfiles N-S realizados a lo largo del Macizo Varisco y la Cadena Ibérica donde se comparan topografía, anomalía gravimétrica de Bouguer y profundidad del Moho muestran variaciones tanto en superficie como en profundidad (Fig. 1D). El perfil topográfico a lo largo del Macizo Varisco (X-X'), muestra una relación periódica en la distribución de alineaciones montañosas-cuencas sedimentarias, además, de una ligera inclinación hacia el S, de manera que los relieves situados más al norte presentan elevaciones mayores, mientras que los relieves más al sur son más suaves. Las señales gravimétricas reflejan picos de baja frecuencia relacionados con cuerpos intrusivos y cuencas intra-montañosas con sedimentos de densidad variable que se extienden a lo largo de todo el perfil. El perfil del Moho, sin embargo muestra que las mayores profundidades están asociadas a zonas de corteza engrosada que se sitúan bajo las principales alineaciones montañosas, donde la señal gravimétrica presenta un mínimo relativo.

El perfil Y-Y' a lo largo del este peninsular cruza por toda la Cadena Ibérica. La principal diferencia observada es la relativa homogeneidad en el perfil. Es decir, la topografía apenas sufre cambios variables de amplitud, manteniendo valores más o menos constantes en torno a la cota de los 1.000 m. La anomalía de Bouguer muestra un mínimo relativo hacia la parte central del perfil, donde la corteza se encuentra engrosada (i.e. el Moho se presenta a mayor profundidad).

La información proporcionada por dichos perfiles indica por tanto dos importantes características de la topo-

grafía del interior de la Península Ibérica: 1) presencia de una periodicidad en la distribución del relieve del occidente peninsular y 2) asimetría entre los relieves del este y aquellos que se extienden por el oeste peninsular. Nuestro estudio presenta los resultados obtenidos por la modelación análoga apoyados por el análisis espectral de los mismos, proponiendo varios mecanismos de deformación de escala litosférica (plegamiento vs. engrosamiento cortical) en función de las condiciones reológicas iniciales de la litosfera Ibérica durante el comienzo de la Orogenia Pirenaica.

Estructura cortical y profunda de la litosfera Ibérica

Estado de la litosfera Ibérica al inicio de la Orogenia Pirenaica

El final del Ciclo Varisco culminó con el colapso orogénico que propició el desmantelamiento del Orógeno y la intrusión de granitos post-cinemáticos en una corteza engrosada previamente (45-60 km) (Doblas, 1994; Arche y López-Gómez, 1996; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004; Ziegler y Dezes, 2006). Durante gran parte del Mesozoico la apertura de los océanos Tethys y Atlántico dio lugar a un episodio de rifting con periodos de vulcanismo activo a lo largo de toda la Cuenca Ibérica (Lago *et al.*, 1988; Salas y Casas, 1993). Como resultado de la extensión, la corteza se vio adelgazada, favorecida por un alto gradiente térmico inducido por una anomalía mantélica (Arche y López-Gómez, 1996; Gómez *et al.*, 2007). Como resultado del rifting Mesozoico, la corteza hacia el este Peninsular pudo adelgazarse de manera paulatina favorecida por la subsidencia térmica (Van Wees *et al.*, 1998) llegando a situar el espesor cortical hacia los 29-32 km al final del Cretácico (Guimerà *et al.*, 1996). Sin embargo, la aparente estabilidad tectónica que tuvo lugar hacia el Macizo Varisco durante gran parte del Mesozoico, influenciada en menor medida por el rifting Jurásico Atlántico, mantuvo la erosión y desmantelamiento de los restos del Orógeno Varisco. Como resultado se produjo un cierto adelgazamiento cortical alcanzando valores próximos a los observados hoy en día en el interior peninsular (28-30 km), algo muy similar a lo observado en otras zonas del orógeno en el norte de Europa (Ziegler y Dezes, 2006; Ziegler y Dèzes, 2007).

De esta forma, al inicio de la Orogenia Pirenaica, la litosfera Ibérica comprendería dos zonas diferenciadas lateralmente por variaciones en su estado tectono-termal. Por un lado, una litosfera Varisca (≈ 90 km) fría y de mayor resistencia hacia el oeste peninsular en lo que conforma hoy en día el Macizo Varisco. Mientras hacia el este peninsular, una corteza adelgazada y con un gradiente térmico elevado, resultado del rifting Mesozoico, comprendería a nivel reológico una litosfera débil y caliente (Van Wees y Stephenson, 1995; Van Wees *et al.*, 1998).

Relieve tectónico

Los principales relieves que podemos observar hoy en día en la Península Ibérica están en general asociados a fallas de borde reproducidas bajo los tres principales regíme-

nes andersonianos (normal, inversa y strike-slip) pero donde prevalecen estructuras compresivas y transpresivas (De Vicente *et al.*, 2011). Entre algunos de los ejemplos más importantes destacan el cabalgamiento principal de la Cordillera Cantábrica, una estructura de rampa frontal de más de 250 km de longitud y 22 km de acortamiento que levanta la cordillera (Alonso *et al.*, 1996). Otro buen ejemplo corresponde al Sistema Central, una estructura de doble rampa con vergencias opuestas que da lugar a un pop-up asimétrico (De Vicente *et al.*, 1992; De Vicente *et al.*, 1996; De Vicente *et al.*, 2007). Por otra parte, el borde norte y zona de enlace de la Cadena Ibérica se localizan a lo largo de una serie de cabalgamientos imbricados que en algunos casos llevan asociados pequeñas cuencas de piggy-back (Casas-Sainz, 1993; Guimerà y González, 1998). Cabe destacar la presencia de otro tipo de elevaciones y depresiones generadas a lo largo de fallas de desgarre de edad Pérmica o anterior, que en algunos casos recorren más de 500 km intersectando a toda la corteza terrestre, como demuestran las anomalías gravimétricas que llevan asociadas o la presencia de diques máficos (fallas de Messejana-Plasencia, Somolinos, etc (Bergamin *et al.*, 1996; Vegas, 2000; Villamor, 2002)), así como recientes accidentes extensionales (*Grabens* de Jiloca-Teruel, Fallas de borde de la Cadena Costero-Catalana, etc). Con todo ello, el relieve que caracteriza a la Península Ibérica parece por tanto influenciado por la presencia de estructuras tectónicas, bien pre-existentes o de neoformación que darían lugar a un patrón del relieve representado por fuertes variaciones de pendiente y elevaciones medias muy por encima los valores topográficos medios observados en otras zonas intra-placa de Europa (= 600m) Fig. 2A.

Estructura profunda y estado termo-mecánico actual de la litosfera Ibérica

En los últimos años el conocimiento de la estructura profunda de la litosfera Ibérica ha sido objeto de numerosos estudios geofísicos mediante sismica profunda y gravimetría. En cuanto a los primeros, estos indican evidentes diferencias en los valores de profundidad de la superficie del Moho. Los mayores engrosamientos corticales se encuentran localizados a lo largo de las principales zonas orogénicas Alpinas (Fig. 2C). En la Cordillera Cantábrica-Pirineos, el Moho alcanza valores de entre 35-50 km (Roure, 1989; Muñoz, 1991; Fernández-Viejo, 1998), mientras que bajo las Béticas se sitúa próximo a los 35-38 km (Torné y Banda, 1992; Díaz y Gallart, 2009). Valores medios entre 30-32 km, caracterizan el interior de la Península con un ligero adelgazamiento hacia los bordes continentales y la plataforma. Sin embargo, es preciso indicar que zonas como los Montes Galaico-Leoneses, el Sistema Central (SC) y la Cadena Ibérica se encuentran por encima de dichos valores (34-40km) indicando en algunos casos (Sistema Central), la presencia de un engrosamiento de la corteza inferior (Banda *et al.*, 1981; Vegas y Suriñach, 1987; Suriñach y Vegas, 1988; Tesauro *et al.*, 2008). Conviene también incidir en la presencia de una corteza continental adelgazada extendiéndose desde el borde más

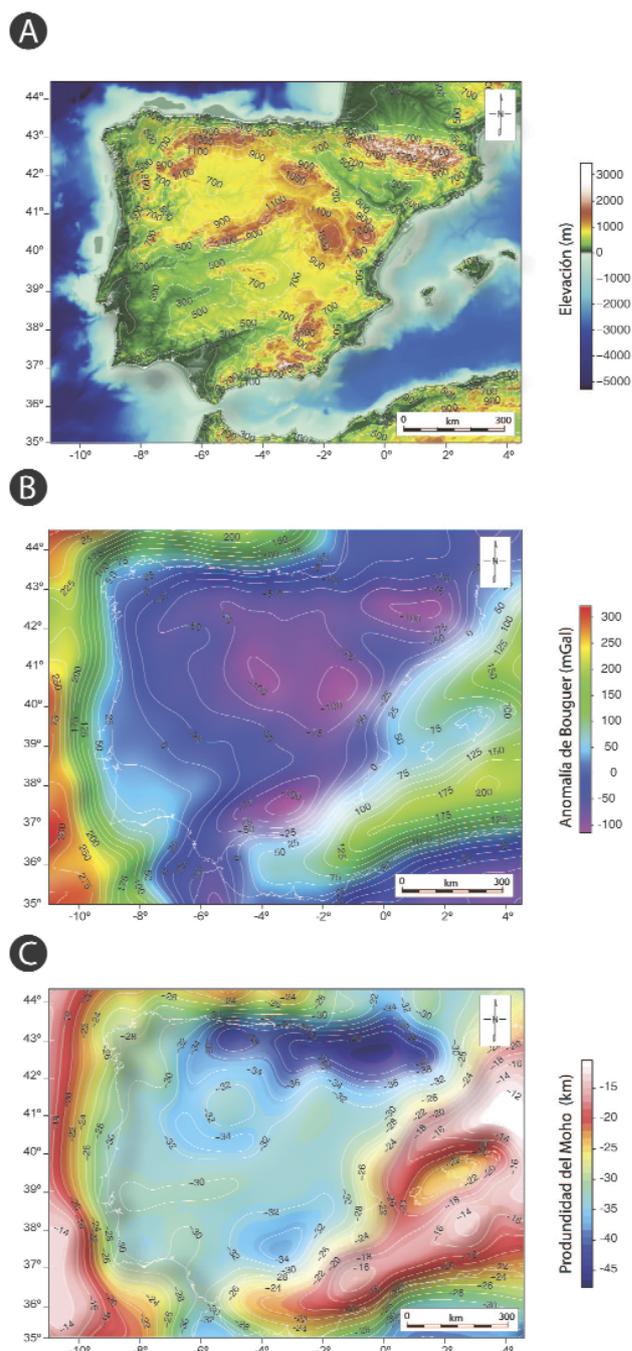


Fig. 2.- A) Mapa topográfico de la Península Ibérica con contornos suavizados marcando la posición de los principales relieves. B) Mapa gravimétrico del interior peninsular basado en datos de Mezcuca *et al.* (1996) indicando la posición de las principales anomalías (ver texto para mayor detalle). C) Mapa de profundidades del Moho basado en datos de Tesauro *et al.* (2008).

meridional de la Cadena Ibérica, donde la corteza presenta un notable adelgazamiento hacia el este (34-28 km) (Banda y Santanach, 1992) Fig. 2C.

Los datos de anomalías de Bouguer muestran una buena correlación con las zonas engrosadas de la corteza anteriormente mencionadas (Fig. 2B). Las principales anomalías por encima de -100mGal se sitúan en zonas de engrosamiento cortical tanto en los bordes orogénicos (Pirineos y Cordillera Bética) como en el interior de la placa

Ibérica (SC y Cordillera Ibérica). El valor de 0 mGal se encuentra en general bordeando el área continental en gran parte de la Península (Mezcua *et al.*, 1996), mientras hacia el suroeste este tránsito está desplazado probablemente condicionado por la presencia de estructuras tectónicas y el límite de placas África-Iberia (Vegas, 2000).

En cuanto a la sismicidad, está se encuentra distribuida a lo largo de todo el interior Peninsular, localizándose principalmente en la parte nord-occidental (Galicia), Pirineos, Béticas-Alborán, Cadena Ibérica y el borde sur del Sistema Central. En general, dicha sismicidad es poco profunda y con una magnitud relativamente baja, salvo excepciones (<4Mb). Los valores de espesor sísmico (T_s) que marcan la transición frágil-dúctil se presentan en general entre los 12 y los 17 km dependiendo de variaciones pronunciadas en los gradientes de flujo térmico (Bonner *et al.*, 2003). Estos gradientes presentan importantes anomalías por encima de los 100 mWm⁻² tanto en la zona de Galicia, el Algarve Portugués, la Cuenca del Tajo o la zona este de la Península (Fernández *et al.*, 1998) Fig. 3A. Dichas anomalías térmicas podrían en algunos casos estar correlacionadas con valores elevados de temperatura a profundidades mayores (valores de temperatura en el Moho y a 100 km de profundidad), registrados por datos de inversión sísmica, tomografía y funciones sísmicas recibidas (Tesauro *et al.*, 2010) (Fig. 3B y C). Aunque la génesis de estas anomalías térmicas no es del todo bien conocida, éstas podrían ser el resultado de la presencia de fluidos hidrotermales asociados a la lámina de subducción en el Algarve y a la extensión tras-arco del Mediterráneo occidental, bajo el Surco de Valencia. Estas anomalías podrían por su parte haber influenciado las grandes diferencias de espesor elástico (T_e) observadas entre dichas zonas (5-10km) y el resto del entorno intra-placa (18-30 km) (Gaspar-Escribano *et al.*, 2003; Pérez-Gussinyé y Watts, 2005; Ruiz *et al.*, 2006).

Con todo ello, se ha podido obtener una buena aproximación sobre la estructura reológica de la litosfera intra-placa Ibérica. Tejero y Ruíz, (2002) proporcionan una estructura reológica para el entorno intraplaca de la litosfera Ibérica representada por una corteza y un manto superior litosférico más resistente bajo las cuencas del Duero y el Tajo, y un manto superior frágil bajo el Sistema Central, probablemente influenciado por las anomalías de flujo térmico existentes (relacionadas con la producción radiogénica de los granitos). En base a estos datos, hemos realizado una serie de modelos que representan una simplificación sobre la estratificación litosférica clásica de la Península Ibérica constituida por cuatro capas (corteza superior, media e inferior y manto superior litosférico) (Banda, 1983; Pedreira *et al.*, 2003; Simancas, 2003). Nuestros modelos análogos, como se verá a continuación están constituidos principalmente, por tanto, por una corteza superior frágil, y una corteza inferior y manto litosférico de carácter dúctil.

Modelación análoga y análisis espectral

Los modelos análogos son réplicas a escala que permiten estudiar la evolución de la deformación producida por estructuras tectónicas en tiempo también a escala con el

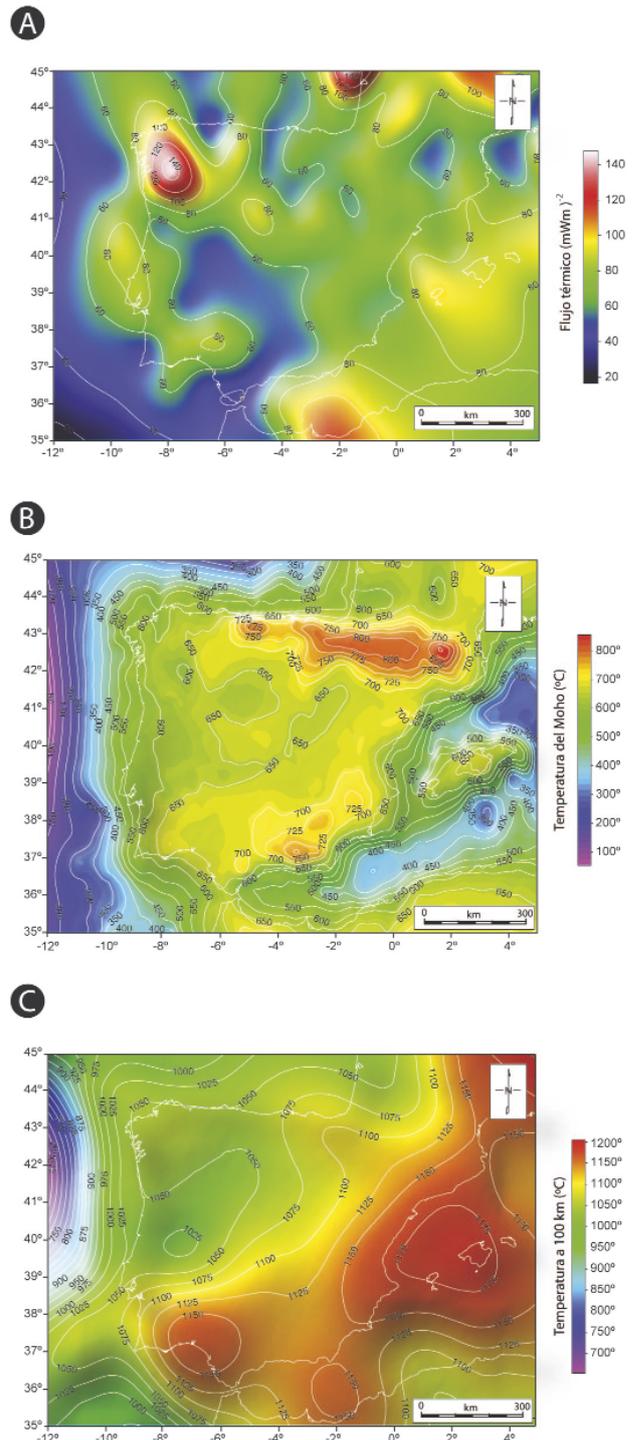


Fig. 3.- A) Mapa de flujo térmico (datos obtenidos de trabajos publicados por Fernández *et al.*, (1998)). B) Mapa de temperaturas en el Moho mostrando anomalías importantes bajo las zonas orogénicas de los Pirineos y las Béticas. Dichas anomalías podrían indicar la presencia de una corteza inferior con una composición relativamente máfica, ya que se ha desestimado la presencia de fusión parcial de la corteza (datos obtenidos de Tesauro *et al.* (2010)). C) Datos de temperatura a 100 km de profundidad indicando la presencia de dos anomalías importantes en la zona del Algarve portugués y el área del Surco de Valencia (datos de para la Península basados en el trabajo de Tesauro *et al.* (2010))

prototipo natural. La estructura litosférica de nuestros modelos se ha simplificado a tres capas principales (corteza superior, inferior y manto litosférico que descansan en equilibrio isostático sobre un fluido de alta densidad que representa el manto astenosférico y que permite movimientos en la vertical durante el proceso de deformación), basándonos en datos geológicos y geofísicos de campo existentes para la Península Ibérica (Casas, 1998; Andeweg *et al.*, 1999; Tejero y Ruiz, 2002; Guimerá *et al.*, 2004; de Vicente y Vegas, 2009). La velocidad de convergencia de los modelos es de 5 mm/h y representa una velocidad media real de 7 mm/a de acuerdo con periodos de mayor y menor velocidad que se intercalaron durante el Cenozoico (Rosenbaum *et al.*, 2002). En la Figura 4A y B así como en la Tabla 1 se presenta la comparación entra la litosfera Ibérica con las principales estructuras afectando a la corteza, y el prototipo del modelo, junto con los materiales y sus propiedades con los parámetros del escalado (Ramberg, 1967; Weijermars, 1986; Weijermars y Schmeling, 1986; Sokoutis *et al.*, 2005). Dichos parámetros cumplen una serie de relaciones basadas en propiedades de similitud geométricas, cinemáticas y dinámicas. La relación dinámica es obtenida a través del análisis dimensional y está basada en el número de Ramberg (Rm) (Weijermars y Schmeling, 1986) y el número de Smoluchowsky (Sm) (Ramberg, 1967; Mulugeta, 1988) para materiales con comportamiento viscoso y elástico, respectivamente:

$$R_m = \rho g l^2 / \eta V$$

$$S_m = \rho_b g h_b / c + \mu \rho_b g h_b$$

Donde ρ y ρ_b son las densidades de los materiales con comportamientos reológicos newtoniano y elástico, res-

pectivamente. G es la aceleración de la gravedad, l y h_b los espesores de las capas dúctiles y frágiles, c la cohesión, η la viscosidad, V la velocidad de acortamiento y μ el coeficiente de fricción.

Por otra parte, para la corteza superior bajo un régimen de compresión tectónica como es nuestro caso, la formación de estructuras frágiles vendría controlada por la relación de esfuerzos diferenciales (Byerlee, 1978; Weijermars, 1986):

$$\tau = 2[c_0 \mu \rho z (1 - \lambda)] / (\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu$$

Donde τ son los esfuerzos diferenciales, c_0 la cohesión, μ es el coeficiente de fricción, ρ la densidad, z el espesor de la capa y λ la presión de poro (que se asume insignificante para los modelos).

Los esfuerzos diferenciales para las capas dúctiles resultan de la ecuación:

$$\tau = \eta V$$

Donde τ son los esfuerzos diferenciales, η se refiere a la viscosidad y V a la tasa de acortamiento, respectivamente. Más información sobre las relaciones de escalado de los modelos con el prototipo natural puede ser consultada en Fernández-Lozano *et al.* (2010) y Fernández-Lozano *et al.* (2011).

El modelo presentado en este número, se compone de dos litosferas, una relativamente antigua y fría (Varisca, representando el oeste peninsular) y una más joven y relativamente caliente (hacia el este peninsular) afectada por la extensión Mesozoica y la posterior inversión tectónica durante el Cenozoico. El límite entre ambas litosferas lo marca la Falla de Somolinos que hacia niveles profundos en la corteza puede considerarse una zona de cizalla. Esta

Capa	Densidad ρ (kg/m ³)	Viscosidad η (Pa.s)	Espesor H (m)	Coef. Fricc. μ	Velocidad V (m/s)	Rm
Litosfera Varisca						
Corteza sup. prototipo	2.670	-	1,50E ⁺⁴	0,4	7,00E ⁻³	-
Corteza sup. modelo	1.330	-	1,00E ⁻²	-	5,00E ⁻³	-
Corteza inf. prototipo	2.900	1,00E ⁺²²	1,50E ⁺⁴	-	7,00E ⁻³	29,03
Corteza inf. modelo	1.486	4,80E ⁺⁴	1,00E ⁻²	-	5,00E ⁻³	22,23
Manto litos. prototipo	3.400	4,00E ⁺²¹	3,00E ⁺⁴	-	7,00E ⁻³	33,80
Manto litos. modelo	1.606	1,87E ⁺⁵	2,00E ⁻²	-	5,00E ⁻³	36,86
Granito prototipo	2.950	1,00E ⁺²¹	-	-	-	-
Granito modelo	1.532	1,24 ⁺⁴	-	-	-	-
Litosfera Mesozoica						
Corteza sup. prototipo	2.670	-	1,50E ⁺⁴	0,4	7,00E ⁻³	-
Corteza sup. modelo	1.330	-	1,00E ⁻²	-	5,00E ⁻³	-
Corteza inf. prototipo	2.950	2,00E ⁺²⁰	1,50E ⁺⁴	-	7,00E ⁻³	146
Corteza inf. modelo	1.532	9,75E ⁺³	1,00E ⁻²	-	5,00E ⁻³	110
Manto litos. prototipo	3.350	1,00E ⁺²¹	3,00E ⁺⁴	-	7,00E ⁻³	133
Manto litos. modelo	1.590	2,30E ⁺⁴	2,00E ⁻²	-	5,00E ⁻³	194

Tabla 1.- Principales propiedades de los materiales representados en los modelos análogos y la naturaleza de la litosfera Ibérica.

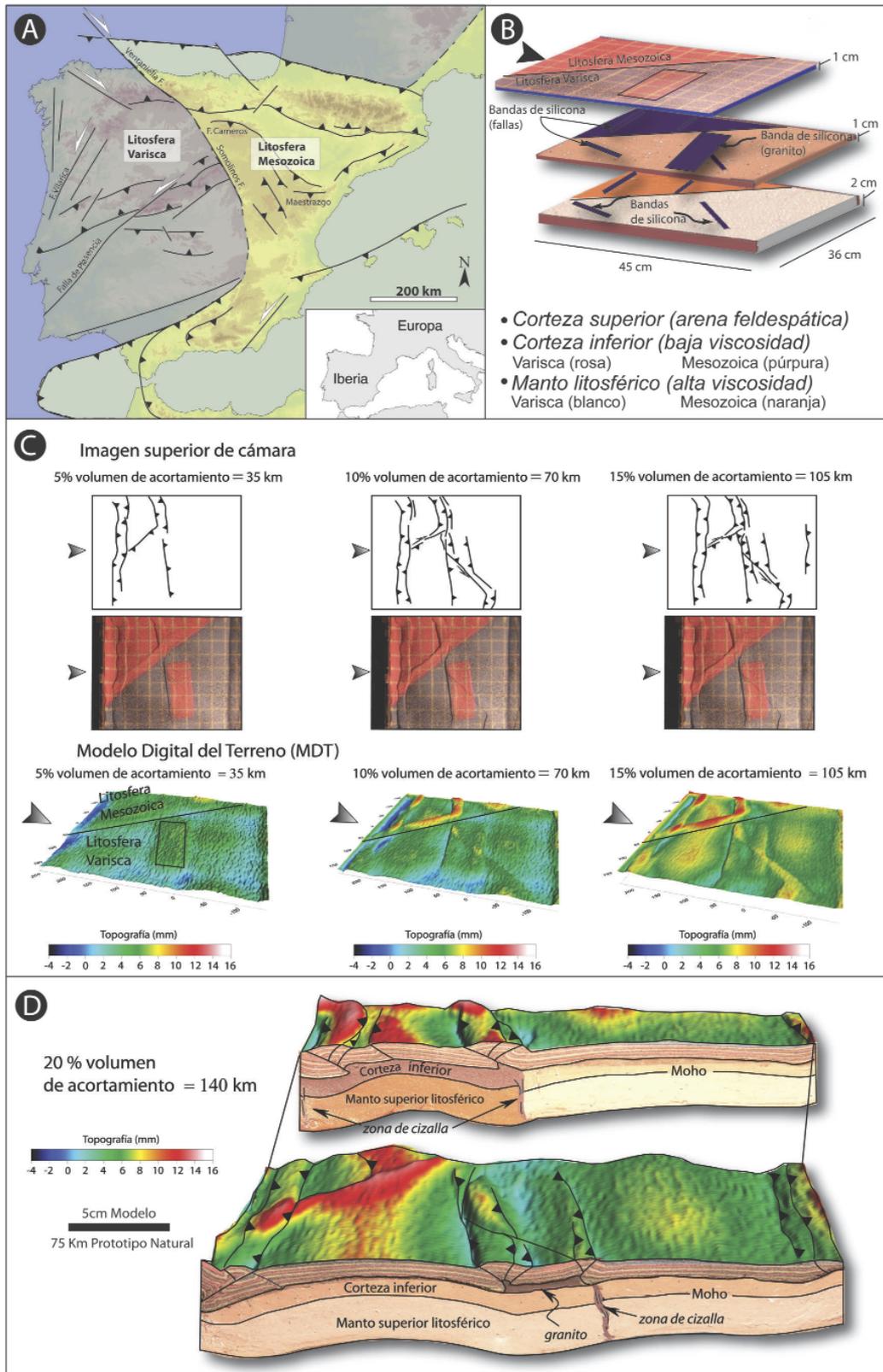


Fig. 4.- A) Modelo litosférico de tres capas (corteza superior, inferior y manto superior litosférico) representando dos litosferas diferentes. Los granitos que afloran o largo del Sistema Central están representados por una silicona de baja viscosidad, al igual que los principales accidentes tectónicos que afectan a la litosfera Varisca (corredores de Vilarica-Bragança y sistema de fallas de Messejana-Plasencia) y Mesozoica (sistema de fallas de Demanda-Cameros y Maestrazgo). El recuadro a la derecha muestra la Tabla 1, con las principales propiedades de los materiales utilizados en la modelación. Rm (Número de Ramberg) indicando una próxima relación de similitud entre el modelo y el prototipo natural Iberia. B) Desarrollo de la deformación del experimento a 5%, 10% 15% del volumen total de acortamiento, donde se observa la evolución del relieve mediante imagen superior de cámara (e interpretación estructural), así como el modelo digital del terreno. C) Modelo 3D al 20% de deformación. Obsérvese el plegamiento afectando a las capas más dúctiles de la litosfera (corteza inferior y manto litosférico), y el desarrollo de estructuras frágiles de cabalgamiento (pop-ups y cabalgamientos imbricados).

falla, presenta un desplazamiento de más de 34 km cortando y desplazando estructuras tan importantes como la falla del borde sur del Sistema Central (Bergamin *et al.*, 1996). Con más de 150 km de recorrido aparente (ya que hacia el NO se encuentra cubierta por los sedimentos de la Cuenca del Duero, si bien es cierto que puede ser continuada a lo largo de valles cuaternarios de dirección NO-SE), ha mantenido su actividad controlando la sedimentación durante todo el Mesozoico y el Terciario (todavía hoy activa, como muestra el reciente terremoto (Mb1.6) de Julio de 2011), bajo regímenes de falla de desgarre, extensional o más recientemente durante el ciclo alpino con una componente transpresiva (Hernando-Costa, 1973; De Vicente *et al.*, 2009b). Dicha falla, definida como post-Varisca por Arthaud y Matte (1977), Vegas (1975), Alvaro *et al.*, (1979) o más recientemente por De Vicente *et al.*, (2009b), podría tener un origen más antiguo, ya que hacia el límite entre Soria y Guadalajara se presenta afectando a formaciones del Devónico (Hernando com.per.). Durante las primeras etapas de apertura del rift Ibérico, la falla de Somolinos parece haber representado una de las fallas maestras de carácter lístrico que controló el borde de la cuenca extensional (Sopeña *et al.*, 1988; Arche y López-Gómez, 1996). En este sentido, un modelo de extensión por cizalla pura (McKenzie, 1978; Arche y López-Gómez, 1996), en el cual se desarrollan este tipo de estructuras podría fácilmente estar nucleado en el manto litosférico. No obstante, además de funcionar dicha falla como límite del rift Ibérico, constituye el límite perceptible entre una litosfera Varisca, fría y antigua al inicio del Cenozoico, y una litosfera Mesozoica caliente hacia la zona de la Cadena Ibérica (Van Wees y Stephenson, 1995; Arche y López-Gómez, 1996; Van Wees *et al.*, 1998; De Vicente *et al.*, 2009b). Este límite, por tanto representa una zona de carácter marcadamente heterogéneo (tanto en isotermas como a nivel composicional), representado para el manto superior de nuestro modelo análogo como una zona de mayor debilidad, que hacia la corteza inferior y superior estaría constituido por la traza de la falla (representadas también por una banda de silicona más débil).

Por otra parte, se han incluido bandas de silicona más débil que representan los corredores de falla post-Variscos como Messejana-Plasencia y Vilarica-Bragança caracterizados por la presencia de materiales ultramáficos paralelos a los segmentos de falla, cortándolos o en ocasiones intruyendo a través de los mismos (diques doleríticos e intrusiones magmáticas asociadas como en el caso de los corredores de Vilarica en el centro de Portugal) (Ribeiro *et al.*, 1990; Pinheiro *et al.*, 1996; Vegas, 2000; Brum da Silveira *et al.*, 2009; Miranda *et al.*, 2009). Estas estructuras darían lugar a zonas de cizalla profundas intersectando toda la corteza. Sin embargo, la presencia de un magmatismo asociado a la apertura del Atlántico parece tener un origen profundo, lo que evidenciaría, a nivel mantélico, una zona preferencial de ascenso de material caliente hacia la corteza, probablemente dirigido a través de una zona de transición.

Siguiendo esta misma línea, se han introducido también aquellos accidentes que controlaron la sedimentación me-

sozoica dando lugar a depocentros de más de 7000 y 5000 m como Cameros-Demanda y Montalbán (E-O) y a lo largo de los cuales puede encontrarse en algunos puntos actividad magmática mesozoica (Bastida *et al.*, 1989; Gómez y Goy, 2005; Gómez *et al.*, 2007). Finalmente se ha incluido una banda de silicona que simula los granitos intruidos en la corteza y que se extienden por el Sistema Central (Fig. 4A y B). A diferencia del resto de granitos y otras rocas intrusivas que abarcan el NO peninsular, las rocas magmáticas del Sistema Central pudieron haber tenido gran influencia en la localización de la deformación en el centro peninsular ayudando a la formación de estructuras de cabalamiento y desarrollo de los pliegues litosféricos. A nivel termo-mecánico, estos granitos representan una zona relativamente caliente y con un comportamiento reológico muy diferente respecto de las zonas circundantes (Cuenca del Duero y el Tajo) favoreciendo, por tanto, la localización y el levantamiento del Sistema Central (Tejero y Ruiz, 2002; Martín-Velázquez *et al.*, 2009). Esta visión estaría apoyada por el hecho de que la descomposición radiactiva de los minerales que forman el granito, como las micas, favorece la producción de calor radiogénico en profundidad, dando lugar a variaciones reológicas entre el granito y la roca encajante más fría. De este modo, por tanto la banda de granitos que corre desde Galicia hacia el Sistema Central es muy probable que tuviese muy poca o nula influencia en la localización de los pliegues litosféricos, así como el levantamiento de la meseta Ibérica bajo un campo de esfuerzos N-S Pirenaico. Sin embargo, Fernández-Lozano *et al.* 2012 (en prep.) han realizado una serie de modelos corticales que serán publicados en un futuro inmediato, donde los granitos del NO peninsular son incluidos, con el fin de observar su influencia en el levantamiento de la vertiente oeste peninsular. Finalmente, cabe decir que los modelos fueron acortados un 20% del volumen total, de acuerdo con los valores de acortamiento estimados por De Vicente *et al.* (1996) para el centro peninsular durante la convergencia N-S Alpina Tabla 1.

Una vez realizados los modelos físicos se llevó a cabo el cálculo de la gravedad teórica a partir de los resultados obtenidos. Para ello se estimaron las componentes de la anomalía gravimétrica tanto vertical como horizontal para cada punto del modelo a partir de secciones del modelo, rescaladas y previamente digitalizadas. El cálculo de la gravedad teórica asume que la forma del cuerpo o capa puede ser remplazada por innumerables cuerpos de forma cilíndrica o elementos alineados paralelos a la dirección principal. Cada uno de estos cuerpos, de coordenadas conocidas contribuye a la componente de la gravedad en el origen. La anomalía de la gravedad calculada sobre cada una de estas estructuras resulta de la adición de cada una de las señales proporcionada por cada cilindro, esto es, la integración a lo largo de toda la longitud del cuerpo geométrico a estudiar siguiendo la ecuación (Talwani *et al.*, 1959; Talwani y Heirtzler, 1964):

$$\Delta g_z = 2G\Delta\rho \int z d\theta$$

Donde Δg_z es la anomalía de la gravedad teórica, G la constante de la Gravitación Universal ($6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{kg}^{-2}$), $\Delta\rho$ es el contraste de densidad y z la profundidad. θ es el

ángulo entre el eje-X y el radio desde el origen a cada uno de los elementos o cilindros. El algoritmo informático utilizado para el cálculo de la integral es simplificado mediante el remplazamiento de cada sección por un polígono de N-lados. Además del contraste de densidades asumido para cada capa, los otros parámetros importantes a tener en cuenta son la longitud y profundidad para cada cuerpo (X, Z). Esta técnica de modelación gravimétrica se ha llevado a cabo mediante el programa informático **GMSYS** basado en el método definido por Talwani y Heirtzler (1964) que aplica los algoritmos descritos por Won y Bevis, (1987).

La topografía y la gravedad obtenidas fueron comparadas con la profundidad del Moho de los modelos y se llevó a cabo el análisis espectral de las señales producidas por la topografía y la gravedad mediante el cálculo del espectro de potencia normalizado siguiendo el método de Welch (Welch, 1967) y estimando el error estándar, siguiendo la metodología utilizada por (Bendat y Piersol, 1986). Dicho método consiste en la descomposición de señales complejas en otras más sencillas siguiendo la ecuación:

$$\Delta g(x) = \sum_{n=1}^N (a_n \cos(nkx) + b_n \sin(nkx))$$

donde $g(x)$ es la función compuesta definida por N-datos igualmente espaciados a lo largo de toda la longitud de perfil Kx , siendo el valor de $K=2\pi/\lambda$ y expresados en función de seno y coseno. a_n y b_n son las amplitudes de seno y coseno, respectivamente. El valor a_0 corresponde a dos veces el valor medio de la función. Por lo tanto, el primer término de la ecuación $g(x)$ representa la función dentro del dominio del espacio, mientras que el segundo término representa la función en el dominio de frecuencias. Esto es conocido como la Transformada Discreta de Fourier (DFT).

Los términos son definidos mediante las ecuaciones desde las que la longitud de onda puede ser despejada:

$$a_n = \frac{2}{\lambda} \int_0^{\lambda} \Delta g(x) \cos(nkx) dx = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \Delta g(x) \cos(n\theta) d\theta$$

$$b_n = \frac{2}{\lambda} \int_0^{\lambda} \Delta g(x) \sin(nkx) dx = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \Delta g(x) \sin(n\theta) d\theta$$

El análisis espectral se llevó a cabo mediante el re-escalado de los modelos respecto al prototipo natural realizándose perfiles paralelos a la dirección de acortamiento de los modelos de manera que resultan perpendiculares a las principales estructuras desarrolladas. Se definió una longitud de perfiles de 550km con un muestreo cada km de forma que el tamaño de segmento realizado fue de unas 512 observaciones por perfil. Finalmente los mapas de espectros de la topografía se realizaron mediante un filtrado previo con una matriz de convolución de "3x3" con un número de pasos de hasta 4 con el fin de eliminar los picos anómalos en la topografía obteniendo un suavizado óptimo de las superficies. Tras aplicar este filtro se realizó el análisis espectral utilizando un filtro de coseno-alzado para longitudes de onda entre 250 km y 50 km para la topografía del modelo análogo.

Limitaciones del modelado análogo

Los modelos análogos se caracterizan por recrear las condiciones tectónicas bajo las cuales tienen lugar la formación de orógenos o la apertura de océanos y cuencas extensionales entre otros. Sin embargo, presentan ciertas limitaciones en cuanto a la recreación de procesos condicionados por variaciones de temperatura durante la deformación (i.e. metamorfismo, variaciones de las isoterms durante la subducción, altos valores de flujo térmico, etc). Si bien es cierto que dicha limitación suele ser solucionada mediante la utilización de materiales con propiedades dependientes de la viscosidad. Es decir, un manto litosférico caliente puede simularse a través de una silicona de baja viscosidad, mientras que un manto litosférico frío en una zona intra-cratónica puede ser representado mediante una silicona de alta viscosidad. Así mismo, en el caso de los modelos análogos litosféricos, debido a la pequeña fracción de corteza superior frágil (representada por granos de arena, en nuestro caso de hasta 1cm de espesor) lleva consigo la dificultad asociada de introducir fenómenos de erosión-sedimentación. Estos procesos, característicos en la naturaleza son por tanto inaccesibles desde la modelación análoga; aunque, para la formación de relieve inducido por el plegamiento litosférico se ha demostrado que no es un factor importante (Schmalholz y Podladchikov, 1999; Schmalholz *et al.*, 2002); para la reactivación de estructuras tectónicas parecen tener cierta influencia, tanto en la reactivación como en el avance de la deformación o incluso en la formación de estructuras fuera de secuencia (principalmente cabalgamientos) (Barrier *et al.*, 2002).

Resultados

Análisis de la topografía

El desarrollo de la deformación hacia el interior del modelo dio lugar a variaciones topográficas más pronunciadas en la litosfera más débil (Mesozoica) que en la más resistente (Varisca). Los relieves se originan principalmente con directrices E-O, NE-SO y NO-SE ortogonales a la dirección de acortamiento o bien controlados por heterogeneidades pre-existentes. Sin embargo, aquellas zonas de debilidad con ángulos inferiores a 40° con respecto a una dirección de acortamiento N-S parecen no reactivarse. Algo muy distinto ocurre con las estructuras pre-existentes con ángulos mayores de 40°, reactivadas como fallas con componente de desgarre dextroso (estructuras NO-SE) o sinestroso (estructuras de dirección NE-SO). Aquellas estructuras con orientaciones ortogonales a la dirección principal de acortamiento presentan movimientos inversos puros. Así mismo, la topografía se genera, en general, a partir de cabalgamientos que se presentan imbricados o se nuclean a través de pop-ups que en muchos casos se reactivaron durante la deformación, dando lugar a zonas más elevadas que otras (Fig. 4C). Las principales cuencas aparecen ocupando depresiones controladas por los relieves próximos siempre paralelos a las estructuras tectónicas Fig. 4C y D. La presencia de grani-

tos en la corteza nuclea la deformación dando lugar a una serie de pop-ups que elevan el relieve. Dichos relieves se encuentran afectados por una zona de debilidad que intersecta toda la litosfera, dando lugar a una rotación antioraria del bloque, lo que favorece un movimiento de desgarre izquierdo de todo el conjunto (banda de silicón que configura los granitos).

La anomalía gravimétrica de Bouguer muestra una fuerte anomalía negativa próxima a la pared de empuje del modelo y un máximo relativo a lo largo de la parte central, donde se encuentran las principales elevaciones. La presencia de granitos favorece la localización de la deformación en la parte central del modelo. Como resultado, se produce una elevación más abrupta que da lugar a dos picos hacia los bordes, representados en la anomalía gravimétrica por dos mínimos (perfil X-X' en Fig. 5E). El perfil Y-Y' obtenido a lo largo de la litosfera Mesozoica, presenta un pico gravimétrico junto al borde de la pared de empuje del modelo. Este pico en la anomalía gravimétrica está relacionado con un potente espesor cortical. Esta situación se repite, alcanzando un mínimo menos abrupto hacia el contacto entre las dos litosferas, donde se localiza un nuevo engrosamiento cortical, favorecido por la variación reológica y seguramente por la acomodación de material más dúctil debido al estrechamiento en el contacto entre la litosfera débil y la más resistente (parte central del perfil en Fig. 5E). Los espectros obtenidos para la topografía y la gravedad muestran longitudes de onda de 80 km, 150 km y 250 km. El mapa de longitud de onda de 250 km mostrado en la figura 5B muestra el patrón del relieve con elevaciones y depresiones periódicas a lo largo de todo el modelo. Dicha periodicidad se corresponde con pliegues de gran longitud de onda observados en la figura 1C.

Análisis de la deformación litosférica

El patrón periódico de la topografía que muestra la figura 5B pone de manifiesto la presencia de pliegues litosféricos. Estos pliegues originados por el manto permiten la acomodación de la corteza inferior a lo largo de amplios sinclinales, engrosando la corteza y originando una depresión en el Moho (ver figura 4C). Dicha depresión se produce en aquellos puntos donde se desarrolla el relieve tectónico en la superficie del modelo y mantiene una periodicidad puesta de manifiesto por los mapas de anomalías gravimétricas de Bouguer y profundidad del Moho (Figura 5C y D). El análisis espectral de la topografía muestra longitudes de onda corta de entre 40 y 80 km y las más largas entre 150 y 250 km. A diferencia de los espectros de la topografía, la gravedad presenta una única longitud de onda en torno a 150 y 250 km a lo largo de dos perfiles paralelos a la dirección de compresión (Figura 5E). Esta señal está originada por la topografía del Moho (elevaciones y depresiones periódicas) controladas por el manto litosférico.

La posición de cuencas próximas a la pared de empuje es más elevada con respecto a aquellas que se disponen hacia el interior del modelo. Esto es debido a que la mayor parte de estas cuencas inter-montañas se disponen sobre

grandes anticlinales que afectan a toda la litosfera (perfil X-X' en figura 5E). La presencia de fallas pre-existentes favorece la nucleación de la deformación y controla la extensión de los pliegues. En dichas zonas, el engrosamiento cortical es máximo, desplazando el Moho hacia profundidades mayores (zona central en perfiles X e Y, Fig. 5E). Así mismo, el mecanismo de deformación de la litosfera (engrosamiento o plegamiento) está influenciado por la resistencia de la litosférica, de forma que la litosfera caliente (Mesozoica) sufre la localización de la deformación incrementando el engrosamiento cortical, mientras que la litosfera fría (Varisca), sufre la transmisión efectiva de la deformación, originando pliegues de gran longitud de onda, siendo el engrosamiento de corteza inferior y manto superior litosférico, un proceso secundario.

Discusión

El modelo de plegamiento litosférico definido por Cloetingh *et al.* (2002) para la Península Ibérica establece la presencia de zonas topográficamente elevadas y deprimidas siguiendo un patrón periódico. Este tren de pliegues, si bien es cierto que podría extenderse por la parte más occidental de la Península hacia la plataforma Atlántica (a lo largo de los relieves submarinos del Banco de Galicia, el espolón de Extremadura y el Banco de Goringe), parece no tener continuidad hacia el este Peninsular (Cadena Ibérica, Pirineos y Cadena Costero-Catalana). La periodicidad de dichos pliegues está en torno a los 50 km y 250-300 km de longitud de onda, como se desprende de los trabajos recientes llevados a cabo por Tejero *et al.* (2006) y Muñoz-Martín *et al.* (2010).

A una escala muy parecida, la deformación intra-placa que dio lugar a los relieves del Tian-Shan y los Montes de Pamir en Asia Central, resultado de la colisión entre la placa India y la Euroasiática, generó la presencia de un patrón de topografía periódico con longitudes de onda de 300-350 km (Burov *et al.*, 1990; Burov *et al.*, 1993; Nikishin *et al.*, 1993; Burov y Molnar, 1998). En general, la topografía muestra una serie de alineaciones E-O que se han levantado en los últimos 45 Ma (Fig. 6). El levantamiento y exhumación de las cadenas montañosas está controlado por una serie de cabalgamientos en general vergentes al Sur y reactivados en múltiples ocasiones durante la deformación N-S Cenozoica (Mioceno-Pleistoceno) (Buslov *et al.*, 2007).

Modelos numéricos realizados por Cloetingh *et al.* (1999), indican que el patrón periódico observado, de unos 300-350 km, parece estar relacionado con una serie de pliegues litosféricos (Burov *et al.*, 1990; Burov *et al.*, 1993; Burov y Molnar, 1998) (Fig. 7). Estos pliegues de gran longitud de onda se desarrollarían condicionados por la transmisión efectiva de los esfuerzos desde el margen y sutura Indo-Asiática hacia el interior continental. De este modo, las variaciones observadas en la posición del Moho (35-45 km) parecen estar relacionadas con zonas deprimidas y elevadas condicionadas por la presencia de fallas en los bordes montañosos (Nikishin *et al.*, 1993; Bump y Sheehan, 1998; Vinnik *et al.*, 2004).

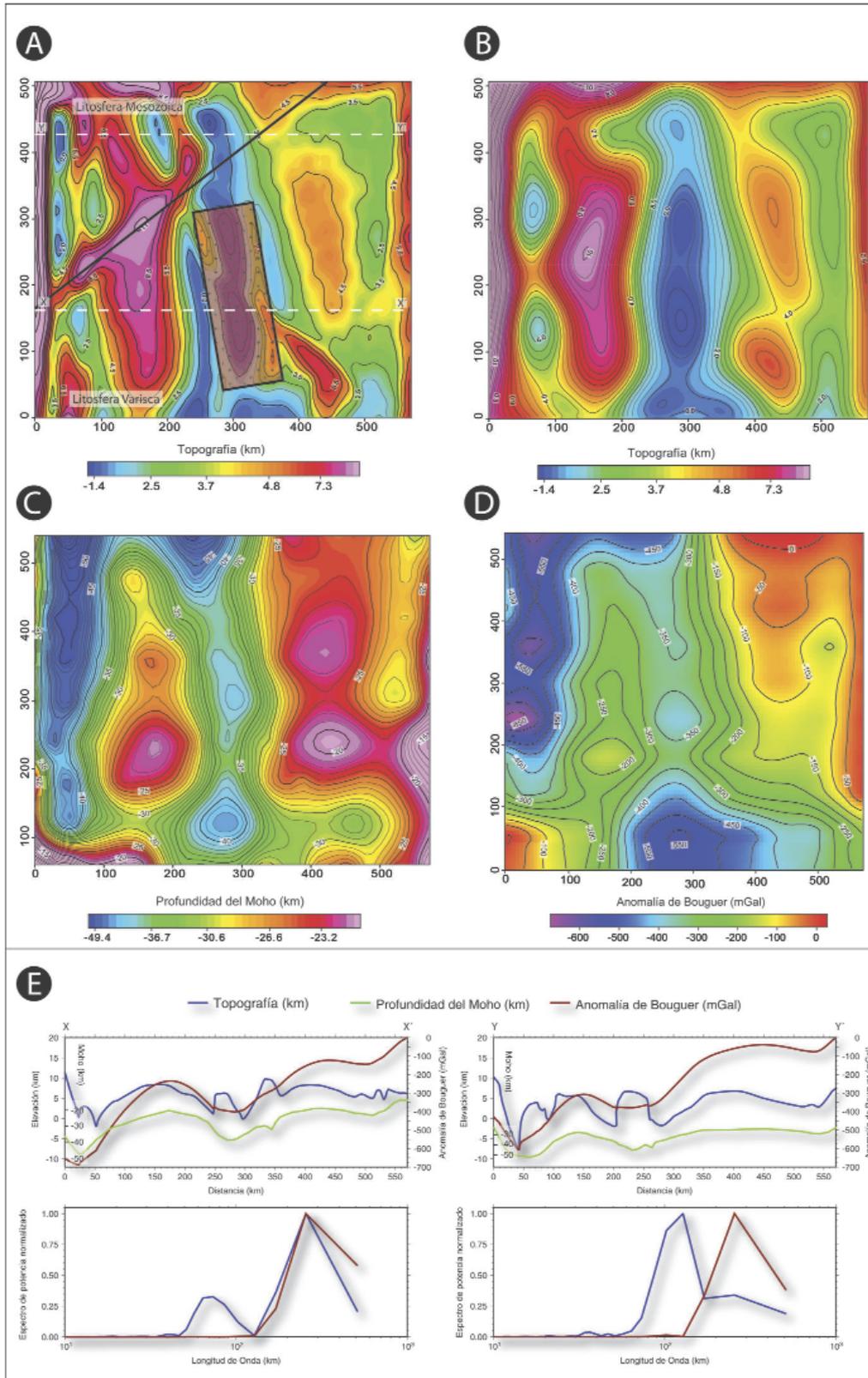


Fig. 5.- A) Topografía del modelo (re-escalada en km) al final de la deformación (20% del volumen total de acortamiento). B) Superficie armónica de longitud de onda 250 km. Los principales relieves se localizan a lo largo de ondulaciones ortogonales a la dirección de acortamiento. C) El mapa de profundidades del Moho refleja la periodicidad en la distribución de las zonas donde la superficie del Moho se encuentra deprimida y aquellas donde dicha superficie se encuentra a una menor profundidad. El mapa de anomalías de Bouguer, D) refleja también las ondulaciones producidas por la deformación del manto litosférico. Aquellas zonas donde se observa una depresión en la posición del Moho se caracterizan por valores mínimos en la anomalía gravimétrica. Existe una estrecha correlación entre la profundidad del Moho y las zonas en superficie donde se generan los principales relieves como resultado de engrosamientos corticales (mediante cabalgamientos en la corteza superior y engrosamiento cortical en la parte inferior dúctil) dando lugar a la distribución de grandes sinclinales y anticlinales que controlan la posición de los relieves montañosos y sus cuencas asociadas respectivamente (perfiles X-X' e Y-Y' a lo largo de las transversales paralelas a la compresión en E) . Dirección de acortamiento de izquierda a derecha.

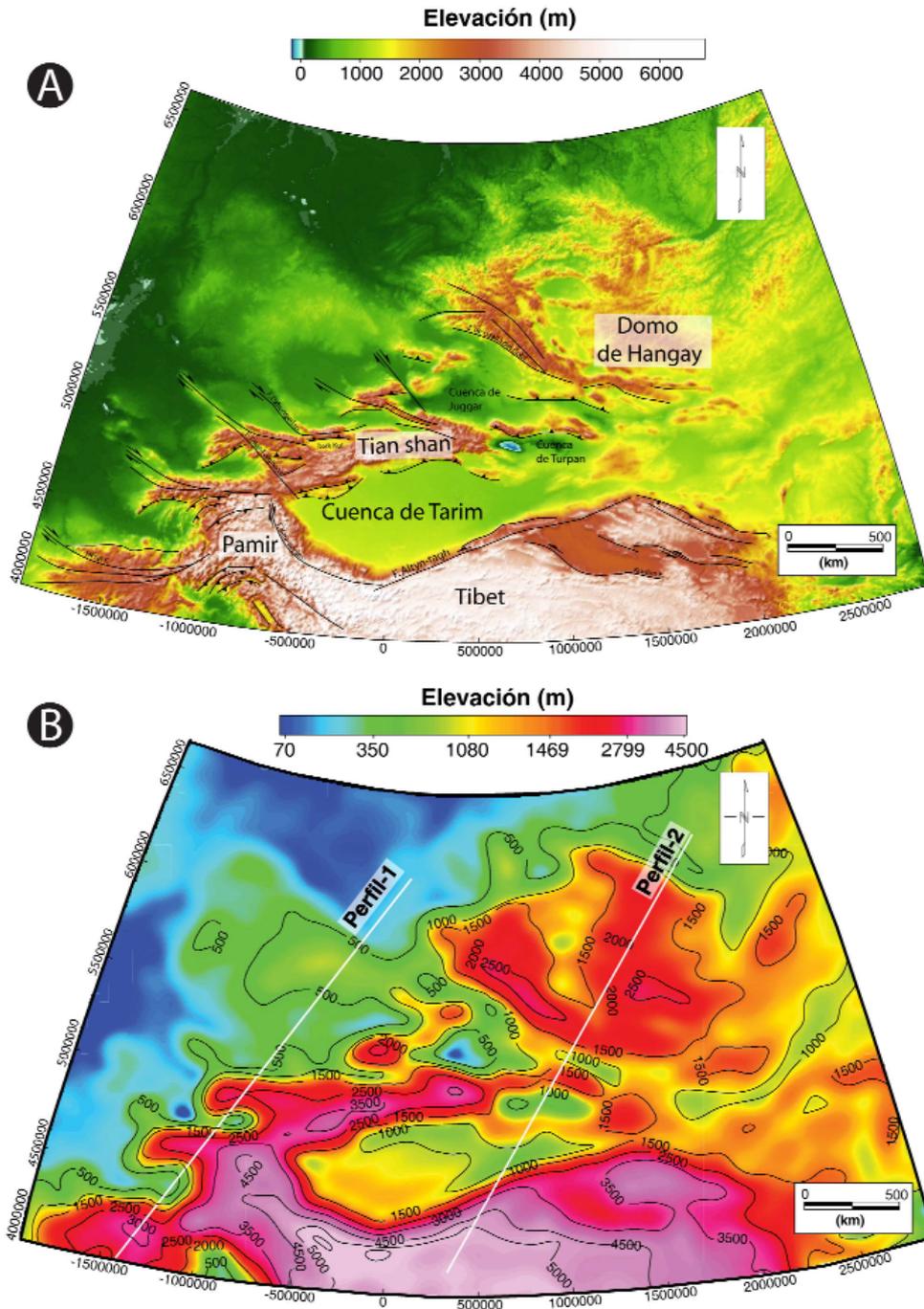


Fig. 6.- A) Mapa tectónico con las principales estructuras incorporado sobre un modelo digital del terreno en Asia Central. B) Superficie topográfica tras la aplicación de un filtro de coseno alzado con una longitud de onda de 350 km indicando una serie de elevaciones de dirección E-O periódicas. Situación de los perfiles en la figura 7.

Nuestros modelos análogos muestran como las principales estructuras tectónicas se acomodan a lo largo de amplios sinformes donde la corteza está engrosada. Este hecho además del factor periódico, parece a grandes rasgos común en zonas de intra-placa donde los pliegues litosféricos han sido definidos (Stephenson *et al.*, 1990; Burov *et al.*, 1993; Cloetingh, 2002). Sin embargo, como se puede observar la topografía en la parte central del modelo litosférico resulta deprimida, al contrario de lo que sucede en Iberia o Asia Central. El hecho de que el relieve sea más elevado en el borde que en la parte central del modelo, podría estar condicionado por la proximidad a la pared de em-

puje. Sin embargo los modelos muestran muy bien el adelgazamiento de la corteza bajo las principales cuencas y su engrosamiento bajo los relieves montañosos como indican los datos de sísmica profunda y la gravimetría realizados en la Península Ibérica (Banda *et al.*, 1981; Surinach y Vegas, 1988; Guimerà *et al.*, 1996; Gallastegui, 2000; De Vicente *et al.*, 2007; Pedreira *et al.*, 2007; De Vicente *et al.*, 2009b). Por otro lado, la apertura del Surco de Valencia así como el cese de la apertura del Golfo de Vizcaya pudieron haber jugado un papel importante en el proceso de re-equilibrio isostático como se desprende de las anomalías residuales isostáticas (Stapel, 1999; Álvarez-García, 2002).

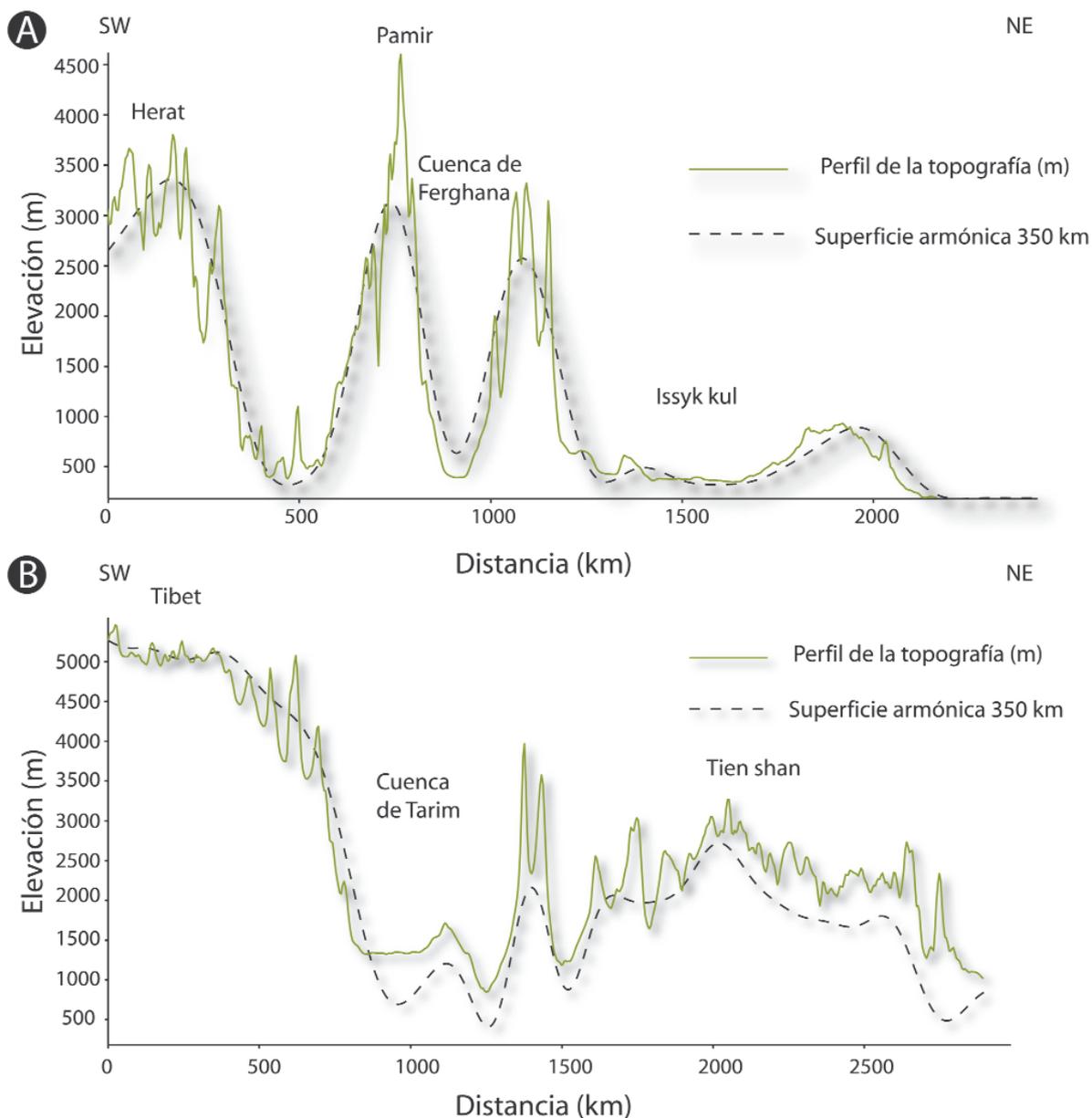


Fig. 7.- A) Perfil 1 y 2 (B) comparando la superficie topográfica real y la superficie armónica tras un filtrado de la topografía con longitud de onda de 350 km propuesta por Burov *et al.*, (1993).

Este proceso no es modelizado bajo un acortamiento N-S ya que formaría parte de la evolución tectónica del Mioceno-medio hasta la actualidad y pudo haber jugado un papel importante en la estructuración final del relieve Ibérico (Verges y Fernandez, 2006). Estas sutiles diferencias, junto con la limitación de aplicar procesos de erosión sedimentación podrían ser los responsables para que la topografía de nuestros modelos análogos resulte deprimida. Sin embargo, el interés de nuestro estudio reside en la capacidad del análisis gravimétrico y espectral, como técnica para interpretar los resultados de la modelación análoga ayudando a un mejor conocimiento de la dinámica litosférica intra-placa.

A pesar de las diferencias observadas en la topografía de los modelos en comparación con la Península Ibérica, cabe mencionar la importancia de nuestros resultados en el estudio del dominio intra-placa peninsular. Nuestra metodología aplica, por vez primera en la técnica de modelación

análoga, el análisis espectral de las anomalías gravimétricas y la topografía. Su interés reside, por tanto, en la capacidad para distinguir patrones periódicos que podrían resultar bajo un mecanismo de plegamiento litosférico, donde la amplitud de las señales tiene un interés secundario. Sin embargo, la longitud de onda es el parámetro que permite distinguir dichas periodicidades, y por tanto, lo que hace valer el método y su aplicación a la modelación análoga.

De este modo, la comparación de nuestros modelos análogos con los relieves intra-placa Ibéricos resulta muy útil en términos de espesores corticales y anomalías gravimétricas, ya que guarda una buena correlación con la posición y periodicidad de los relieves observados en la Península Ibérica.

Por tanto, la presencia de engrosamientos corticales con un cierto patrón periódico bajo las zonas donde se sitúan los principales relieves, parece indicar la presencia de plie-

gues litosféricos en la parte más occidental de la Península Ibérica. Sin embargo, hacia el este la falta de dicha periodicidad, así como la diversidad en la orientación del relieve hace pensar que otros procesos habrían influido en la configuración final de la topografía. Algunos de estos procesos podrían estar relacionados con la inversión tectónica de las estructuras que configuraron la cuenca de rift mesozoica (Salas y Guimerà, 1996; Guimerà *et al.*, 2004), ayudado por la presencia de una litosfera adelgazada y caliente durante los primeros compases de la orogenia Pirenaica (Van Wees y Stephenson, 1995; De Vicente *et al.*, 2009b), dando lugar a engrosamientos corticales bajo los principales relieves, como sugieren nuestros modelos. Por otra parte, la apertura del surco de Valencia pudo haber jugado un papel importante en la posible destrucción de dichos pliegues o su posible modificación hacia el este (Cadena Ibérica), durante gran parte del Mioceno (Fig. 8).

Los recientes trabajos llevados a cabo por Muñoz-Martín *et al.* (2010) y Fernández-Lozano *et al.* (2011), sugieren que el patrón periódico de la topografía como resultado de pliegues litosféricos podrían extenderse hacia el sur, hasta los Atlas marroquíes (Fig. 8). Al igual que la Cadena

Ibérica, el levantamiento en los Atlas está relacionado con la inversión tectónica de una serie de cuencas de rift Mesozoicas, dando lugar a elevaciones topográficas por encima de los 4000m de altura (Teixell *et al.*, 2003). Las variaciones en la posición del Moho (entre 35-40 km) han sido relacionadas con la interacción entre pliegues litosféricos de edad Pre-Miocena y la presencia de una anomalía mantélica (Teixell *et al.*, 2003; Zeyen *et al.*, 2005; Missenard *et al.*, 2006; Ghorbal *et al.*, 2008; De Lamotte, 2009). Dicha interacción ha sido estudiada recientemente mediante modelos numéricos, indicando la presencia de diferencias tanto en la simetría del relieve resultante, como en su longitud de onda, con un periodo de permanencia dependiente de la edad tectono-termal de la litosfera (Cloetingh *et al.*, 1999; Burov y Cloetingh, 2009). Por tanto, la presencia de pliegues litosféricos extendiéndose por la parte más occidental de la Península podría continuarse lateralmente hacia la plataforma Atlántica y hacia el sur por el norte de África dando lugar a la formación del relieve topográfico en forma de una serie de anticlinales de basamento situados sobre zonas de corteza engrosada y distribuidos de forma periódica (Fig. 8).

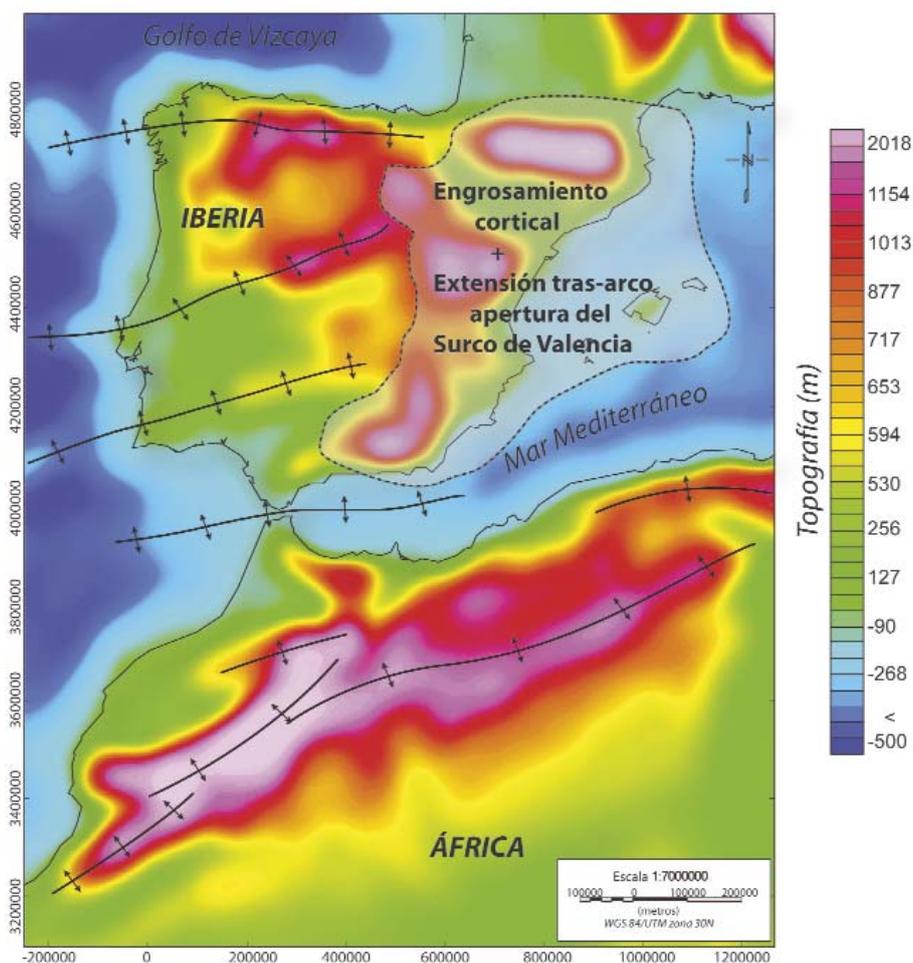


Fig. 8.- Interpretación del relieve Ibero-Atlas en tiempo presente. Un tren de pliegues litosféricos de dirección aproximada E-O a NE-SO, representados por grandes estructuras antiformales a nivel cortical, se extiende por el margen occidental de la Península Ibérica y los relieves submarinos del Atlántico hasta los Atlas marroquíes, dando lugar al control de la topografía bajo un patrón periódico. Sin embargo, hacia el este peninsular dichos pliegues han sido modificados o destruidos por el engrosamiento cortical controlado por la presencia de fallas pre-existentes en una litosfera relativamente caliente a principios de la deformación Pirenaica y finalmente, la apertura del Surco de Valencia (Mioceno).

Finalmente, conviene destacar la importancia de estructuras pre-existentes en la configuración actual del relieve. La presencia de fallas con ángulos inferiores a 40° (Sistemas de fallas de Vilarica no parecen reactivarse bajo un campo de esfuerzos N-S Pirenaico, por lo que presumiblemente su reactivación tiene más que ver con esfuerzos orientados NO-SE (Béticos), apoyando los resultados aportados por los trabajos de campo realizados a lo largo de este sistema de fallas en Portugal (Marques *et al.*, 2002).

En cuanto a las estructuras tectónicas con orientaciones >40°, todas ellas parecen reactivarse bajo un sistema de esfuerzos N-S, de manera que las fallas de dirección NO-SE se mueven con componentes dextrosas, mientras que las fracturas NE-SO presentan componentes de desgarre sinistras de acuerdo con los regímenes observados en campo (Araújo, 2004; Vegas, 2006; De Vicente *et al.*, 2009b)

Conclusiones

Los modelos análogos confirman la presencia de pliegues litosféricos como principal mecanismo de generación del relieve en el interior de la Península Ibérica. Sin embargo por sí solos no pueden explicar la asimetría observada en el patrón del relieve entre los accidente montañosos del Macizo Varisco y aquellos generados en todo el este peninsular. Nuestro estudio invoca a la presencia de pliegues de gran longitud de onda controlados por el manto litosférico y a la acomodación de la corteza inferior dúctil favoreciendo el engrosamiento cortical bajo dichos relieves. Estos a su vez, están controlados por cabalgamientos E-O, NE-SO y NO-SE que en ocasiones funcionan como desgarres bajo un mecanismo de partición de la deformación. Así mismo nuestros modelos explican la elevada posición topográfica que ocupa la cuenca del Duero (por encima de los 600 m de media) con respecto al resto de cuencas que se disponen hacia el sur peninsular, mediante un gran anticlinal asociado a una zona de corteza más adelgazada con respecto a los bordes Cantábrico y Sistema Central.

El análisis espectral de la topografía y la anomalía gravimétrica arroja longitudes de onda de la deformación cortical y litosférica entre 10 y 50 km y 150 y 250 km respectivamente, relacionados con pliegues. Sin embargo, el relieve topográfico de la parte oriental peninsular no presenta un patrón periódico tan claro. Nuestro estudio invoca a un mecanismo de engrosamiento cortical favorecido por las condiciones reológicas iniciales de la litosfera en el inicio de la deformación Cenozoica. Dicho engrosamiento estaría favorecido por la presencia de accidentes tectónicos pre-existentes que localizan la deformación.

De este modo, el origen de la topografía que observamos hoy en día en la Península Ibérica, sería el resultado de las variaciones en el estilo de deformación durante la compresión N-S Cenozoica, favorecido por las distintas condiciones reológicas y zonas de debilidad post-Variscas que intersectan el interior de la Placa Ibérica. Nuestros resultados confirman los mecanismos generadores del relieve intraplaca Ibérico y pueden ayudar a comprender la evolución de la deformación en otras zonas de intra-placa como Asia Central o el Atlas marroquí.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos: Consolider Ingenio 2006 «Topo Iberia» CSD2006-00041, Plan nacional de I+D CGL2006-13926-C02-01-02 «Topo Iberia Foreland». Los modelos han sido llevados a cabo en el laboratorio de Tectónica de la Universidad Libre de Amsterdam. Los autores desean agradecer al editor y tres revisores anónimos por sus comentarios y sugerencias que han ayudado a mejorar el presente trabajo.

Referencias

- Alonso, J., Pulgar, J., García-Ramos, J. and Barba, P. (1996): W5 Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, 214 p.
- Álvarez-García, J.A. (2002): *Análisis gravimétrico e isostático en el Macizo Hespérico*. Tesis de Master, 1-77.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*. Homenatge a Lluís Sole i Sabaris, v.14, 172-177.
- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloetingh, S., Giner, J. y Muñoz Martín, A. (1999): Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, 305 (1-3): 153-164.
- Araújo, A. (2004): Alpine tectonics in the Juromenha region (North-east Alentejo). *Comunicaciones Geológicas*. 91, 17-36.
- Arche, A. y López-Gómez, J., (1996): Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 443-464.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88 (9), 1305.
- Banda, E., Suriñach, E., Aparicio, A., Sierra, J. y Ruiz de la Parte, E. (1981): Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain). *Geophysical Journal International*, 67 (3): 779-789.
- Banda, E. y Santanach, P. (1992): The Valencia trough (western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics*, 208 (1-3): 183-202.
- Banda, E., Udias, A., Mueller, S., Mezcuca, J., Boloix, M., Gallart, J., Aparicio, A. (1983): Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 31 (4): 277-280.
- Barbero, L., Glasmacher, U.A., Villaseca, C., López García, J.A. y Martín-Romera, C. (2005): Long-term thermo-tectonic evolution of the Montes de Toledo area (Central Hercynian Belt, Spain): constraints from apatite fission-track analysis. *International Journal of Earth Sciences*, 94 (2): 193-203.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.N., Casas, A. y Bourquin, S. (2002): Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modelling. *Sedimentary Geology*, 146 (1-2): 91-104.
- Bastida, J., Besteiro Rafeles, J., Reventós, M., Lago San José, M. y Pocoví Juan, A. (1989): Los basaltos alcalinos subvolcánicos espilitizados de Arándiga (provincia de Zaragoza): estudio mineralógico y geoquímico. *Acta Geológica Hispánica*, 24 (2): 115-130.

- Bendat, J. y Piersol, A. (1986): Random data. En: *Analysis and measurement*. Wiley, New York, 118 p.
- Bergamin, J., De Vicente, G., Tejero, R., Sanchez Serrano, F., Gómez, D., Muñoz Martín, A. y Perucha, M. (1996): Cuantificación del desplazamiento dextroso Alpino en la cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, 20 (4): 917-920.
- Bonner, J.L., Blackwell, D.D. y Herrin, E.T. (2003): Thermal constraints on earthquake depths in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93 (6): 2333 p.
- Brum da Silveira, A., Cabral, J., Perea, H. y Ribeiro, A. (2009): Evidence for coupled reverse and normal active faulting in W Iberia: The Vidigueira-Moura and Alqueva faults (SE Portugal). *Tectonophysics*, 474 (1-2): 184-199.
- Bump, H.A. y Sheehan, A.F. (1998): Crustal thickness variations across the northern Tien Shan from teleseismic receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 25 (7): 1055-1058.
- Burov, E., Kogan, M., Lyon-Caen, H. y Molnar, P. (1990): Gravity anomalies, the deep structure, and dynamic processes beneath the Tien Shan. *Earth and Planetary Science Letters*, 96 (3-4): 367-383.
- Burov, E., Lobkovsky, L., Cloetingh, S. y Nikishin, A. (1993): Continental lithosphere folding in Central Asia. II: Constraints from gravity and topography. *Tectonophysics*, 226 (1-4): 73-87.
- Burov, E. y Molnar, P. (1998): Gravity anomalies over the Ferghana Valley (central Asia) and intracontinental deformation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v.103 (B8), 137-152.
- Burov, E. y Cloetingh, S. (2009): Controls of mantle plumes and lithospheric folding on modes of intraplate continental tectonics: differences and similarities. *Geophysical Journal International*, 178 (3): 1691-1722.
- Buslov, M., De Grave, J., Bataleva, E. y Batalev, V.Y. (2007): Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29 (2-3): 205-214.
- Byerlee, J. (1978): Friction of rocks. En: *Pure and applied Geophysics*, 116 (4): 615-626.
- Casas-Sainz, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6 (3): 202-216.
- Casas, A., Cortés, A.L., Liesa, C., Soria, A.R., Terinha, P., Kullberg, J.C., Rocha da, R. (1998): Estudio comparado de la evolución e inversión de distintas cuencas mesozoicas de la Placa Ibérica. *Geogaceta*, 24, 67-70.
- Cloetingh, S., Burov, E. y Poliakov, A. (1999): Lithosphere folding: Primary response to compression?(from central Asia to Paris Basin). *Tectonics*, 18. doi, 10: 1064-1083.
- 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 p.
- De Lamotte, D.F., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A. (2009): Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics*, 475 (1): 9-28.
- De Vicente, G., González-Casado, J., Bergamín, J., Tejero, R., Babín, R., Rivas, A., Hernández-Henrile, J., Giner, J., Sánchez-Serrano, F. y Muñoz, A. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System, 1, 284-288.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 405-424.
- 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. y Carbó, A. (2007): Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 335-381.
- De Vicente, G. y Vegas, R., 2009. Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474 (1-2): 124-143.
- De Vicente, G. y Vegas, R. (2009a): Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474 (1-2): 124-143.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A. y Fernández-Lozano, J. (2009b): Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470 (3-4): 224-242.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Van Wees, J.D. y Cunha, P.P. (2011): Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502 (1-2): 38-61.
- Del Rio, P., Barbero, L. y Stuart, F.M. (2009): Exhumation of the Sierra de Cameros (Iberian Range, Spain): constraints from low-temperature thermochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 324 (1): 153-166.
- Díaz, J. y Gallart, J. (2009): Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173 (1-2): 181-190.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Moya, Y., Hoyos, M., Cebriá, J., Capote, R., Enrile, J. L. H., Lillo, J., Lunar, R., Ramos, A., Sopeña, A. (1994): Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*, 238 (1-4): 95-116.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (2011): Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling. *Tectonics*, 30 (1): 1-25.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J., Gallastegui, J., Dañobeitia, J., Córdoba, D. (1998): Crustal Transition Between Continental and Oceanic Domains Along the North Iberian Margin from Wide Angle Seismic and Gravity Data. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4249-4252
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Muñoz Martín, A., De Vicente, G., Cloetingh, S. (2010): Sobre el origen de la asimetría en el patrón general del relieve en el interior de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 49, 67-70.
- Fernández-Lozano, J., Martín-González, F., Sokoutis, D., Willingshofer, E., y De Vicente, G. (2012): Understanding lateral termination of Orogenes: Insights from analogue modelling in NW Iberia. *Tectonics* (en prep.)
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998): Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291 (1-4): 29-53.
- Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geo-logía*, 22, 9-234.
- Gaspar-Escribano, J., Ter Voorde, M., Roca, E. y Cloetingh, S. (2003): Mechanical (de-) coupling of the lithosphere in the Valencia Trough (NW Mediterranean): what does it mean?. *Earth and Planetary Science Letters*, 210 (1-2): 291-303.
- Gaspar-Escribano, J., García-Castellanos, D., Roca, E. y Cloetingh, S. (2004): Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal

- Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport. *Tectonics*, 23 (1): 1-18.
- Ghorbal, B., Bertotti, G., Foeken, J. y Andriessen, P. (2008): Unexpected Jurassic to Neogene vertical movements in 'stable' parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology. *Terra Nova*, 20 (5): 355-363.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (2005): Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222 (1-2): 77-94.
- Gómez, J.J., Goy, A. y Barrón, E. (2007): Events around the Triassic-Jurassic boundary in northern and eastern Spain: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244 (1-4): 89-110.
- Guimerà, A., J. Mas, R. y Alonso, A. (2004): Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of Geological Society*, 161 (2): 291-303.
- Guimerà, J., Salas, R., Vergés, J. y Casas, A. (1996): Extensión mesozoica e inversión compresiva terciaria en la Cadena Ibérica: aportaciones a partir del análisis de un perfil gravimétrico. *Geogaceta*, 20 (7): 7697-7694.
- Guimerà, J. y González, Á. (1998): El relieve de la Cadena Ibérica como un producto de la compresión alpina. *Geogaceta*, 24, 163-166.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J. y Weil, A.B. (2004): Orocline triggered lithospheric delamination. *Orogenic Curvature, Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*, 383, 121-130.
- Hernando-Costa, S. (1973): El Pérmico en la región de Atienza-Somolinos (provincia de Guadalajara). *Boletín Geológico y Minero*, 84, 231-235.
- Lago, M., Pocovi, A., Bastida, J. y Amigó, J. (1988): The alkaline magmatism in the Triassic-Liassic boundary of the Iberian Chain. *Geological and petrological characters*, v.2, 31-4.
- Marques, F.O., Mateus, A. y Tassinari, C. (2002): The Late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, 359 (3-4): 255-270.
- Martín-González, F., Capote, R., Barbero, L., Insua, J. y Martínez-Díaz, J. (2006): Primeros resultados de huellas de fisión en apatito en el sector Lugo-Ancares (Noroeste de la Península Ibérica). *Geogaceta*, 40, 79-82.
- Martín-González, F. y Heredia, N. (2011): Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 502 (1-2): 75-89.
- Martín-Velázquez, S., de Vicente, G. y Elorza, F. (2009): Intraplate stress state from finite element modelling: The southern border of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 473 (3-4): 417-427.
- Mattauer, M. y Henry, J. (1974): Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 4 (1): 3-21.
- McKenzie, D. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40 (1): 25-32.
- Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996): Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares. *Instituto Geográfico Nacional, Madrid*, 14.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M.R., Gaspar, M., Kullberg, J.C. y Ribeiro, C. (2009): Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research*, 30 (3): 575-586.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M. y Saddiqi, O. (2006): Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Mulugeta, G. (1988): Squeeze box in a centrifuge. *Tectonophysics*, 148 (3-4): 323-335.
- Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Fernández-Lozano, J., Cloetingh, S., Willingshofer, E., Sokoutis, D. y Beekman, F. (2010): Spectral analysis of the gravity and elevation along the western Africa-Eurasia plate tectonic limit: Continental versus oceanic lithospheric folding signals. *Tectonophysics*, 495 (3-4): 298-314.
- Muñoz, J.A. (1991): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: Thrust tectonics: 235.
- Nikishin, A., Cloetingh, S., Lobkovsky, L., Burov, E. y Lankreijer, A. (1993): Continental lithosphere folding in Central Asia (Part I): constraints from geological observations. *Tectonophysics*, 226 (1-4): 59-72.
- Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J. y Díaz, J. (2003): Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108, 10-21.
- Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J. y Torné, M. (2007): Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 112 (B12): 1-19.
- Pérez-Gussinyé, M. y Watts, A. (2005): The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature*, 436 (7049): 381-384.
- Pinheiro, L., Wilson, R., dos Reis, R., Whitmarsh, R. y Ribeiro, A. (1996): The Western Iberia Margin: A Geophysical and Geological Overview. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, v.149.
- Ramberg, H. (1967): Gravity, deformation and the earth's crust: as studied by centrifuged models. *Academic Press, London*, 214.
- Ribeiro, A., Kullberg, M., Kullberg, J., Manuppella, G. y Phipps, S. (1990): A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184 (3-4): 357-366.
- Rosenbaum, G., Lister, G. y Duboz, C. (2002): Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359 (1-2): 117-129.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J. (1989): ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50.
- Ruiz, J., Gomez-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 (5): 500-509.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228 (1-2): 33-55.
- Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20 (7): 1704-1706.
- Schmalholz, S. y Podladchikov, Y. (1999): Buckling versus folding: importance of viscoelasticity. *Geophysical Research Letters*, 26 (17): 2641-2644.
- Schmalholz, S., Podladchikov, Y. y Burg, J. (2002): Control of folding by gravity and matrix thickness: implications for large-scale folding. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B1): p.1-16.

- Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R., Expósito, I. (2003): Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22 (6): 710-725.
- 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 (1-2): 1-15.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. Triassic-Jurassic rifting. En: *Developments in Geotectonics*, Amsterdam, Elsevier, 22, 757-786.
- Stapel, G. (1999): *The nature of isostasy in West Iberia and its bearing on Mesozoic and Cenozoic regional tectonics*. Published PhD thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, the Netherlands.
- Stephenson, R., Ricketts, B., Cloetingh, S. y Beekman, F. (1990): Lithosphere folds in the Eurekan orogen, Arctic Canada?. *Geology*, 18, 603-606.
- Surinach, E. y Vegas, R. (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51, 226-234.
- Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, M. (1959): Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 64 (1): 49-59.
- Talwani, M. y Heirtzler, J. (1964): Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape. *Computers in the mineral industries*, 9, 464-480.
- Teixell, A., Arboleya, M., Julivert, M. y Charroud, M. (2003): Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22 (5): 1051 p.
- Tejero, R. y Ruiz, J. (2002): Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350 (1): 49-62.
- Tejero, R., González-Casado, J., Gómez-Ortiz, D. y Sánchez-Serrano, F. (2006): Insights into the "tectonic topography" of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76 (3-4): 280-294.
- Tejero, R., Garzón Heydt, G., Babín Vich, R. y Fernández García, P. (2010): Long-term evolving tectonic landscapes within intraplate domains: the Iberian Peninsula. En: *Horizons in Earth Science Research*, 2, 103-123.
- Tesauro, M., Kaban, M.K. y Cloetingh, S.A.P.L. (2008): EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. *Geophysical Research Letters*, 35, 1-5.
- Tesauro, M., Kaban, M. y Cloetingh, S. (2010): Thermal and rheological model of the European lithosphere. En: *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*, 71-101.
- Torné, M. y Banda, E. (1992): Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12 (2): 76-81.
- Van Wees, J., Arche, A., Bejrdorff, C., López-Gómez, J. y Cloetingh, S. (1998): Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300 (1-4): 285-310.
- Van Wees, J.D. y Stephenson, R.A. (1995): Quantitative modelling of basin and rheological evolution of the Iberian Basin (Central Spain): implications for lithospheric dynamics of intraplate extension and inversion. *Tectonophysics*, 252 (1-4): 163-178.
- Vegas, R. (1975): Wrench (transcurrent) fault System of the south-western Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. *Geologische Rundschau*, 64 (1): 266-278.
- Vegas, R. y Suriñach, E. (1987): Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, 2, 40-42.
- Vegas, R., Vazquez, J., Surinach, E. y Marcos, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184 (3/4): 367-378.
- Vegas, R. (2000): The intrusion of the Plasencia (Messejana) dyke as part of the Circum-Atlantic Early Jurassic magmatism: tectonic implications in the southwest Iberian Peninsula. *Geogaceta*, 29, 175-178.
- Vegas, R. (2006): Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 101 (1-4): 31-40.
- Verges, J. y Fernandez, M. (2006): Ranges and basins in the Iberian Peninsula: their contribution to the present topography. *Memoirs-Geological Society of London*, 32, 223-234.
- Villamor, M. (2002): *Cinematografía Terciaria y Cuaternaria de la Falla de Alentejo-Plasencia y su influencia en la peligrosidad sísmica del interior de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Vinnik, L.P., Reigber, C., Aleshin, I.M., Kosarev, G.L., Kaban, M.K., Oreshin, S.I. y Roecker, S.W. (2004): Receiver function tomography of the central Tien Shan. *Earth and Planetary Science Letters*, 225 (1-2): 131-146.
- Weijermars, R. (1986): Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics*, 124 (3-4): 325-358.
- Weijermars, R. y Schmeling, H. (1986): 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 (4): 316-330.
- Welch, P. (1967): The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, 15 (2): 70-73.
- Won, I. y Bevis, M. (1987): Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52 (2): 232-238.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M. y Rimi, A. (2005): Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, 24 (2): 1-16.
- Ziegler, P.A. y Dezes, P. (2006): Crustal evolution of Western and Central Europe. *Geological Society, London, Memoirs*, 32 (1): 43-56.
- Ziegler, P.A. y Dèzes, P. (2007): Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 237-269.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 12 DE MAYO DE 2011.

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 6 OCTUBRE DE 2011.

