

# Radiografía de un margen continental utilizando campos potenciales y espesor de sedimentos: el Margen Atlántico Ibérico

M. Catalán<sup>(1)</sup>, Y. M. Martos<sup>(2)</sup>, J. Martín-Davila<sup>(1)</sup>, A. Muñoz-Martín<sup>(3)</sup>, A. Carbó<sup>(3)</sup> y M. Druet<sup>(4)</sup>

(1) Sección de Geofísica, Real Observatorio de la Armada, San Fernando, 11100, Cádiz.  
mcatalan@roa.es, mdavila@roa.es

(2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, 18002, Granada.  
yasmartos@ugr.es

(3) Facultad de Ciencias Geológicas; Universidad Complutense de Madrid; 28040, Madrid.  
amunoz@geo.ucm.es, carbo@geo.ucm.es

(4) Instituto Español de Oceanografía, C/ Corazón de María 8, 28002, Madrid.  
maria.druet@md.ieo.es

## RESUMEN

El presente estudio realiza una revisión del estado del conocimiento en el Margen Atlántico Ibérico atendiendo a las tres provincias en las que clásicamente se sub-divide éste: margen gallego, planicie abisal sur-ibérica, y planicie abisal del Tagus, utilizando como fuente de información datos de campos potenciales e información derivada de espesor de sedimentos. Se estudian las características de su basamento, estableciendo límites para la extensión de la corteza continental, y la amplitud del dominio denominado transición océano-continente cuyo fin marca el inicio de la corteza oceánica. La corteza continental en el margen gallego ocupa aproximadamente 210 km, la mayor de las tres provincias, mientras que su zona de transición océano-continente varía ligeramente entre los 65 km en su zona sur y los 56 km más al norte, difiriendo de lo propuesto por otros autores que consideran ronda los 30 km. La situación en la planicie abisal sur-ibérica es aproximadamente la contraria. El dominio continental se extiende menos que en el gallego, aproximadamente unos 60 km, mientras que la zona de transición océano-continente lo hace unos 185 km. El estudio de la planicie abisal del Tagus muestra una evolución morfológica más rápida que las otras dos, registrando a partir del análisis de la variación del factor de adelgazamiento  $\beta$  una zona de transición océano-continente de aproximadamente 100 km. Los resultados obtenidos apoyarían una naturaleza intermedia a la corteza en prácticamente todo el dominio del Tagus, en contra de lo establecido por otros autores.

Palabras clave: Anomalía de Bouguer, Anomalía magnética, Geodinámica, Geofísica, Margen Atlántico Ibérico.

## ***Continental margin radiography from a potential field and sediment thickness standpoint: the Iberian Atlantic Margin***

### ABSTRACT

*This study reviews the state of knowledge in the Iberian Atlantic margin. In order to do this, the margin has been divided into three provinces: the Galicia margin, the southern Iberian abyssal plain, and the Tagus abyssal plain. We have used potential field and sediment thickness data. This has allowed us to study the crust, setting limits for the continental crust domain, and the amplitude of the so-called ocean-continent transition, whose end marks the beginning of the oceanic crust. The study shows the continental crust in the Galician margin to be the widest, about 210 km in length, whilst the ocean-continent transition varies slightly in this province: between 65 km wide in the south and 56 km wide in the north. This result shows up some differences with the hypothesis of other authors. The situation in the southern Iberian abyssal plain is nearly the opposite. Its continental crust extends approximately 60 km, whilst the ocean-continent transition zone is 185 km long. The Tagus abyssal plain study shows a faster morphological evolution than the others, according with the amount of crustal thinning  $\beta$ , the ocean-continent transition domain spanning 100 km. These*

*results support a transitional intermediate character for almost the whole Tagus plain, in contrary to what other authors have stated.*

*Key words: Bouguer anomaly, magnetic anomaly, geodynamics, geophysics, Iberian Atlantic margin.*

## ABRIDGED ENGLISH VERSION

### Introduction and methods

*Continental breakup can ultimately lead to the separation of continental masses. It involves tectonic and magmatic episodes, which resemble stresses, and thermodynamic episodes developed underneath. These processes affect the crust as it evolves from continental to oceanic regime through an intermediate area called the ocean-continent transition domain (TOC). It is heterogeneous, and cannot be categorized as either continental or oceanic.*

*The western Iberian margin is located in the mid-North Atlantic Ocean. It limits to the south with the African and Eurasian plate boundary. To the west, with the Azores-Gibraltar fracture zone, which extends between the mid-Atlantic ridge (not shown in Figure 1 as it is out of the geographical frame) to the Madeira Tore Rise (Fig. 1).*

*In this margin we recognize three provinces (Fig. 1): the Galicia margin (GM), the southern Iberian abyssal plain (SIAP), and the Tagus abyssal plain (TAP). In this paper we will study these sub-domains, setting limits to the different areas: the continental crust (CC), TOC, oceanic crust domain (CO) and peridotitic ridge locations (PR).*

*We have used new potential field and sediment thickness data from international databases to study the Iberian Atlantic margin (Fig. 2). This data provides a higher coverage and quality than other previous datasets to date (Figs. 3 and 4). This new information allows us to confirm or propose new locations for these intermediate segments (CC, CO, TOC or PR).*

### Discussion

*We have studied the west Iberian margin analyzing separately three areas, from north to south: the Galicia margin, the southern Iberian abyssal plain, and the Tagus abyssal plain.*

#### **The Galicia margin**

*We have selected a profile that starts near the coast and continues until it reaches the oceanic crust in the area (Fig.1: profile BG).*

*From the analysis of the Bouguer gravity anomaly, magnetic apparent susceptibility (SMA), and  $\beta$  thinning factor (Fig. 5-BG), we propose a transition zone (TC) between km 217 and 353 which consists of the following sections: a) from km 217 to 239 (Fig. 5-BG: ZI), a zone where the continental crust suffers a continuous thinning and is heterogeneous in view of the SMA record. b) Between km 239 and 290 (Fig. 5-BG: ZII) there is still a continental zone, but the crust is intruded and strongly thinned. Both sections (a) and (b) constitute the so-called thinned continental crust, ThC. Between km 290 and 353 the TOC only alters between km 300 and 317 as a result of the influence of the peridotite ridge (PR).*

*An analysis of this BG transect ( $\beta$  factor, SMA, and Bouguer maps) allows the identification of a long area which dominates most of the entire Galicia margin. This area is formed by not intruded and slightly thinned continental crust. However, the presence of a N-S alignment in the  $\beta$  map is noteworthy, near 10°W (Fig. 4C, dotted white line). This alignment might reveal that this margin was developed under two different extensional regimes.*

*All the above has been translated to the map (Fig.4A, B and C).*

#### **The southern Iberian abyssal plain**

*We have selected a profile in an approximate E-W direction (Fig. 1: profile IAP). Both the Bouguer gravity anomaly, and the  $\beta$  factor slightly increase their values until km 130 (Fig. 5) indicating a monotonic continental crust thinning along this range. This rate of thinning is particularly remarkable between km 79 and km 130 (Fig. 5-IAP: ThC).*

Between km 130 and 315 the SMA profile shows moderate local maxima and minima, whilst the Bouguer anomaly values, and the  $\beta$  thinning factor remain both stable and high. From km 315 and beyond the Bouguer gravity anomaly remains stable, but a significant increase in the SMA values is noteworthy. At km 284 a small decrease in the SMA value is part of a negative alignment on the SMA map (Fig. 4B), which coincides with the location of a peridotite ridge (the so-called R4). The  $\beta$  thinning factor undergoes a transition from a stable value (before the previous cited PR in Fig. 5-IAP) to a lower level. This would indicate an apparent change in the extensional regime. All this supports the transition, near km 315, from a continent-ocean transition domain to an oceanic. Just at the boundary between both domains the SMA shows a negative anomaly not noticeable in any of the other parameters (Fig. 5-IAP: second PR segment highlights its location). This SMA negative anomaly is part of a negative alignment SMA (Fig. 4B), and geographically coincides with a peridotite ridge (the so-called R3).

All the above has been translated to the map (Fig. 4A, B and C).

### **The Tagus abyssal plain**

We have chosen a profile (Fig. 1: labelled as TG), represented in Figure 5-TG. When we compare with the other zones, we can observe a similar evolution regarding the  $\beta$  thinning factor. Particularly striking is the absence of an initial segment where the continental crust thickness remains stable, indicating a continuous thinning. However, it can be considered smooth as far as km 120. From the analysis of the Bouguer anomaly, the  $\beta$  thinning factor, and the SMA profiles we propose considering the first part of the profile as an area where crust thinning was moderate. Immediately after this segment there is a remarkable crustal thinning. Between km 170 and km 273 we can recognize a crust where all the above parameters show stable values and which correspond to the TOC. All the above has been translated to the map (Fig. 4A, B and C).

### **Conclusions**

In this study we have reviewed the state of knowledge regarding the Atlantic Iberian margin on a basis of geomagnetic data, Bouguer gravity data, and a  $\beta$  map derived from a sediment thickness dataset.

We highlight locations for the different areas that characterize the break-up of the continental blocks, and the opening of a new ocean, i.e.: continental crust, oceanic crust, and oceanic-continental transition zone. Our results agree with what it is stated by previous authors. Particularly the extension of the continental crust at the Galicia margin is the widest of the three areas, with a length of over 210 km. The beginning of its ocean-continent transition zone is simultaneous all along its length from north to south and it is 60 km wide. This marks some differences with other studies that consider its width to be around 30 km. The situation in the southern Iberian abyssal margin is nearly the opposite. Its continental domain extends less than the Galicia margin (around 60 km), whilst the extension of the ocean-continent transition area is about 185 km.

It is worth highlighting our proposal for the TOC at the Tagus abyssal plain which supports the hypothesis that mantle serpentinization affects the upper mantle along the Tagus. Our proposal for the location of the beginning of the TOC neither supports what Pinheiro et al. (1992) stated (the existence of TOC between 11.5°W y 12°W only), nor the location proposed by Afilhado et al. (2008) (which supports an oceanic nature for the Tagus abyssal plain, and a 40 km width TOC from the continental slope), and in any case our results support an intermediate nature for almost the whole crust of the Tagus abyssal plain, contradicting both previously cited authors.

### **Introducción**

El proceso de ruptura continental que finalmente puede conducir a la separación de masas continentales involucra procesos tectónicos y episodios de magmatismo que no hacen sino reflejar episodios de esfuerzo y procesos termodinámicos (descompresión de magma) que se están produciendo en el interior. Se han publicado gran cantidad de trabajos en torno a estos procesos, fundamentales en la teoría de la Tectónica de Placas, pero que debido a su compleji-

dad no son comprendidos en su totalidad al depender de diversos factores como: las características reológicas de la litosfera sub-yacente, las características térmicas de la astenosfera, y las posibles heterogeneidades de la corteza continental inicial (Russell and Whitmarsh, 2003).

Estos procesos tienen un reflejo en la corteza que evoluciona desde una propiamente continental hasta oceánica a través de una zona denominada zona de transición océano-continente (TOC). Ésta va precedida por un adelgazamiento progresivo de la corteza

continental inicial. Posteriormente la sucede una zona intermedia o de transición, consistente en manto aflorante consecuencia de un adelgazamiento extremo de la corteza continental, y de una amalgama de otras componentes producto de la descompresión que constituye propiamente la TOC (Sibuet *et al.*, 2007).

El margen occidental ibérico se encuentra situado en el sector central del Océano Atlántico Norte, limitando al sur con el límite de las placas africana y euroasiática. Al oeste, este límite lo representa la zona de fractura de Azores-Gibraltar (AGFZ por sus siglas en inglés), que se extiende entre la dorsal centro-atlántica, la planicie de las Azores (no representados en la Figura 1 al encontrarse fuera de su marco geográfico), y la cordillera del Madeira Tore Rise (Fig. 1). Hacia el este, el límite entre placas es difuso en base a la sismicidad, localizándose en él las montañas del Ampere-Coral Patch (no mostradas en la Figura 1 al encontrarse fuera de su marco geográfico), el Banco de Gorringe, y la zona sureste de la planicie abisal del Tagus (Fig. 1).

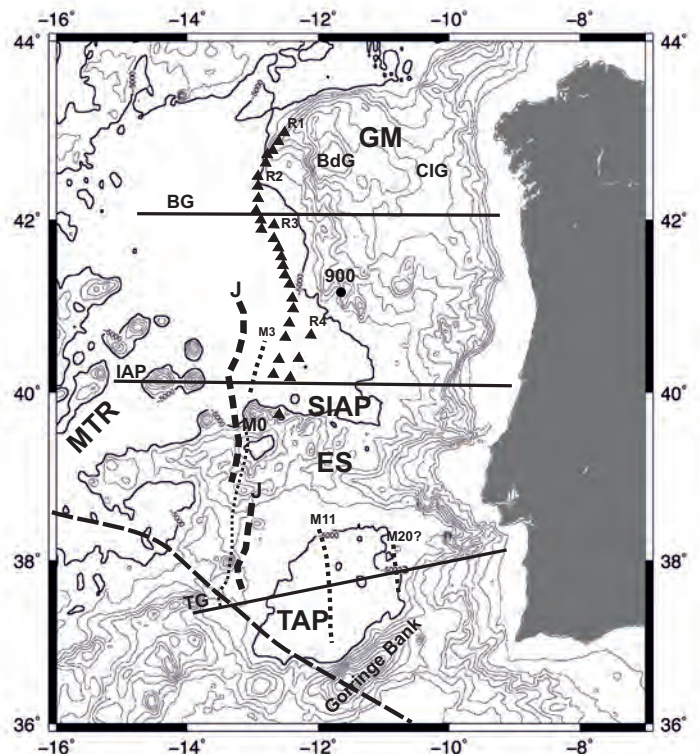
Las partes centrales y norte del Margen Atlántico Ibérico son considerados como un prototipo de margen no-volcánico. Se han detectado evidencias de manto aflorante, no observándose la presencia de reflectores buzantes hacia el mar, ni anomalías magnéticas remarcables, indicios característicos de márgenes volcánicos (Afilhado *et al.*, 2008).

El Margen Atlántico Ibérico y su conjugado (Terranova) son probablemente uno de los márgenes mejor estudiados del mundo, pudiendo encontrar numerosos trabajos realizados recientemente en torno a ambos (Whitmarsh *et al.*, 1990; Whitmarsh and Miles, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996; Srivastava *et al.*, 2000; Whitmarsh *et al.*, 2001; Sibuet *et al.*, 2007; Cunha, 2008).

Estos márgenes conjugados experimentaron una separación caracterizada por dos fases extensivas (Clark *et al.*, 2007). La primera, localizada entre el Triásico tardío y comienzo del Jurásico, condujo a la apertura de la zona sur del Atlántico central. Este proceso extensivo cesó durante el periodo que abarca el comienzo y la mitad del Jurásico en la parte norte y centro de la zona de ruptura. Una segunda etapa extensiva se desarrolló entre el final del Jurásico y el comienzo del Cretácico. La zona de ruptura ha sido establecida por Rovere *et al.* (2004) (Fig. 1, línea de trazo discontinuo).

En el Margen Atlántico Ibérico distinguiremos tres zonas principales (Fig. 1): Margen Gallego (GM), planicie abisal sur-Ibérica (SIAP), la planicie abisal del Tagus (TAP). Entre estas dos últimas se sitúa el Extremadura Spur, una dorsal que se proyecta hacia el oeste desde la plataforma continental de Iberia.

El Margen Gallego situado al noroeste de la Península ibérica, presenta un relieve submarino abrupto, con diversas zonas de menor profundidad relativa. Se encuentra situada entre la costa oeste de Galicia y el meridiano 12°O y comprendida entre los paralelos 40.5°N y 43.5°N. En este margen son frecuentes las batimetrías inferiores a 2500 m, alcanzán-



**Figura 1.** Batimetría de la zona de estudio. Líneas de contorno cada 500 m. En línea discontinua en negro el paleo-límite entre las placas Ibérica y Africana (final del Jurásico y comienzo del Cretácico). Un círculo sólido negro marca la localización del sondeo 900 (site 900). En líneas de trazo sólido negro están dibujadas las posiciones de los transectos dibujados en la Figura 5 (BG, IAP y TG), y analizados en el apartado *Discusión*. Alineaciones magnéticas con una firma magnética débil están representadas con líneas punteadas negras con su nombre al comienzo de las mismas. Una interrogación indica una identificación dudosa. En alineaciones de triángulos negros aparecen dibujadas las crestas peridotíticas (R1, R2, R3 y R4). Anomalia J en línea discontinua gruesa. TAP; Planicie Abisal del Tagus, ES: Extremadura Spur, MTR: Madeira Tore Rise, SIAP: Planicie Abisal sur-Ibérica, GM: Margen Gallego, CIG: Cuenca Interior de Galicia, BdG: Banco de Galicia.

**Figure 1.** Bathymetry of the study area. Isolines every 500 m. Thin dashed black line denotes the Paleo-Iberia-Africa Boundary (late Jurassic-early Cretaceous). Black circle locates site 900. Black solid lines show location of transects used in Figure 5 (BG, IAP, and TG). Magnetic lineations with a weak magnetic firm are plotted as dotted black lines with their names above. Question mark denotes a doubtful identification. Locations of peridotite ridges (R1, R2, R3, and R4) in black triangles. Locations of peridotite ridges (R1, R2, R3, and R4) in black triangles. Thick dashed black lines highlight J magnetic anomaly. TAP: Tagus Abyssal Plain, ES: Extremadura Spur, MTR: Madeira Tore Rise, SIAP: Southern Iberian Abyssal Plain, GM: Galicia Margin. CIG: Galicia Inner Basin, BdG: Galicia Bank.

dose en algunas zonas profundidades inferiores a 1000 m de profundidad. Hacia el oeste y el norte de esta región, se observa un aumento brusco de la profundidad, pasando de batimetrías de menos de 3000 m a superiores a 4000 m en un espacio de pocos kilómetros (Fig. 1) (Druet, 2004).

Este margen ha sido utilizado como referencia para el estudio del adelgazamiento de una corteza continental durante los procesos de apertura y ruptura, existiendo abundante bibliografía al respecto [e.g., Boillot *et al.*, 1989, 1995; Groupe Galice, 1979; Sibuet, 1992; Whitmarsh *et al.*, 1996]. Su margen conjugado es el sureste del Flemish Cap (Este de Terranova). Ambos presentan diferentes características estructurales, conformando un par asimétrico. Mientras el sureste del margen del Flemish Cap es estrecho, el margen Gallego se adentra ampliamente hacia el océano, presentando una amplitud de TOC de tan solo unos 30 km, marcando una cresta de peridotitas (PR) su límite hacia el oeste. En su margen conjugado el tamaño de la TOC es difícil de establecer, existiendo diferencias en cuanto a este aspecto de casi 70 km dependiendo de los autores (Whitmarsh *et al.*, 1996).

Otros estudios realizados en la zona se han focalizado en aspectos más locales tales como la denominada Cuenca interior de Galicia (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003), en la zona de bancos submarinos, pero en especial en el denominado Banco de Galicia (Clark *et al.*, 2007), o en el estudio del conjunto antes mencionado de peridotitas serpentinizadas aflorantes que conforman dos segmentos a Poniente del Banco de Galicia (Fig. 1: R1 y R2) (Whitmarsh *et al.*, 1996).

En la planicie abisal sur-Ibérica no se han encontrado secuencias de reflectores buzantes hacia el mar. En ella, mediante campañas de sondeos, solo han sido recuperadas cantidades significativas de material magmático syn-rift en una única localización (Fig. 1: Site 900). Ello justificaría su consideración como margen continental no-volcánico (Dean *et al.*, 2000).

En lo referente a magnetismo, diversos trabajos de modelización han identificado la anomalía M3 (127 Ma) como la isócrona más moderna (Whitmarsh *et al.*, 1990; Whitmarsh *et al.*, 1996).

Asimismo se ha constreñido la anomalía J que recorre el centro y sur del margen este del Atlántico norte (Rabinowitz *et al.*, 1979), habiéndose identificado en esa zona otros dos segmentos de cresta peridotíticas (R3 y R4) que limitan al este las primeras anomalías magnéticas de expansión oceánica o zonas fuertemente magnetizadas (Fig. 1).

Estudios sísmicos realizados en la planicie abisal del Tagus muestran en su margen este una estructura que sugiere un basamento transicional, mientras que sus características son claramente oceánicas en

la zona de Poniente (Afilhado *et al.*, 2008). Pinheiro *et al.* (1992) han localizado evidencias que apoyarían la presencia de serpentización entre 11.5°O y 12°O, que corroborarían la existencia en esa zona de un basamento de características intermedias océano-continente. No obstante no existe unanimidad en torno a esta cuestión pues los trabajos de Mauffret *et al.* (1989a), Mougénot (1989), y Afilhado *et al.* (2008) interpretan toda la extensión del Tagus como oceánica, situando la frontera océano-continente al pie de la plataforma continental.

Todo lo anterior muestra la existencia de cierto debate en torno a la naturaleza y origen de dicha corteza de transición, principalmente en la zona de la planicie abisal sur-Ibérica, y en el Tagus. Se han propuesto diversas líneas de estudio: 1) la presencia de una corteza continental adelgazada e intruida, 2) afloramiento de material mantélico, por lo que su naturaleza no es ni oceánica ni continental, 3) la presencia de corteza oceánica formada mediante un proceso de expansión oceánica ultra-lento (Srivastava *et al.*, 2000).

Ese mismo estudio y basándose en la simetría existente entre las anomalías magnéticas observadas en los márgenes de Terranova e Iberia Occidental, y en el estudio de anomalías magnéticas y velocidades de apertura en la planicie abisal del Sohm (situado al sur de la cuenca de Terranova), sugería que las alineaciones magnéticas observadas en la planicie abisal sur-Ibérica, al este de la cresta peridotítica, y en la planicie abisal del Tagus pudieran ser modeladas como anomalías de expansión oceánica, identificando la anomalía M20 muy próxima al límite de la plataforma continental. No obstante, Sibuet *et al.* (2007) muestran como, sin embargo, la serpentización es capaz de producir alineaciones magnéticas similares a las características de expansión de fondo oceánico, con la diferencia de ser más débiles y variables en su intensidad.

En este trabajo utilizaremos datos de campos potenciales, así como datos de espesores de sedimentos obtenidos a partir de bases de datos internacionales. De esta forma estudiaremos el Margen Atlántico Ibérico, atendiendo a las tres sub-zonas en las que tradicionalmente se sub-divide: Margen Gallego, planicie abisal sur-Ibérica, y planicie abisal del Tagus. Pretendemos analizar las características de sus basamentos, estableciendo límites a las diferentes zonas: corteza continental (CC), TOC, y dominio oceánico (CO), así como localización de las crestas peridotíticas. Los datos de magnetismo marino, y de gravimetría utilizados en este trabajo presentan una cobertura superior y de mayor calidad que la proporcionada por datos utilizados hasta la fecha (ver apar-

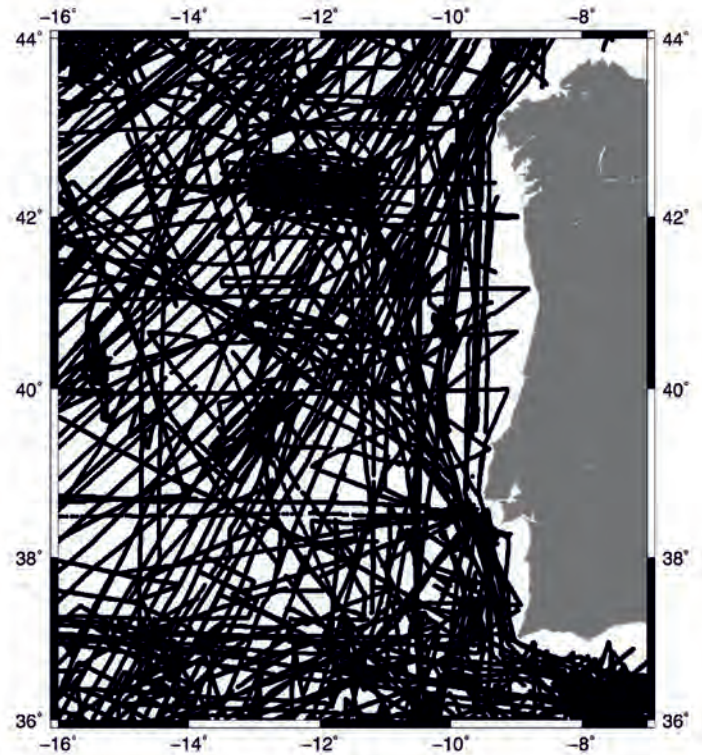
tado de Metodología). Ello nos permitirá confirmar, o proponer nuevas ubicaciones a dichas transiciones corticales, a la vista de esta nueva información.

### Metodología

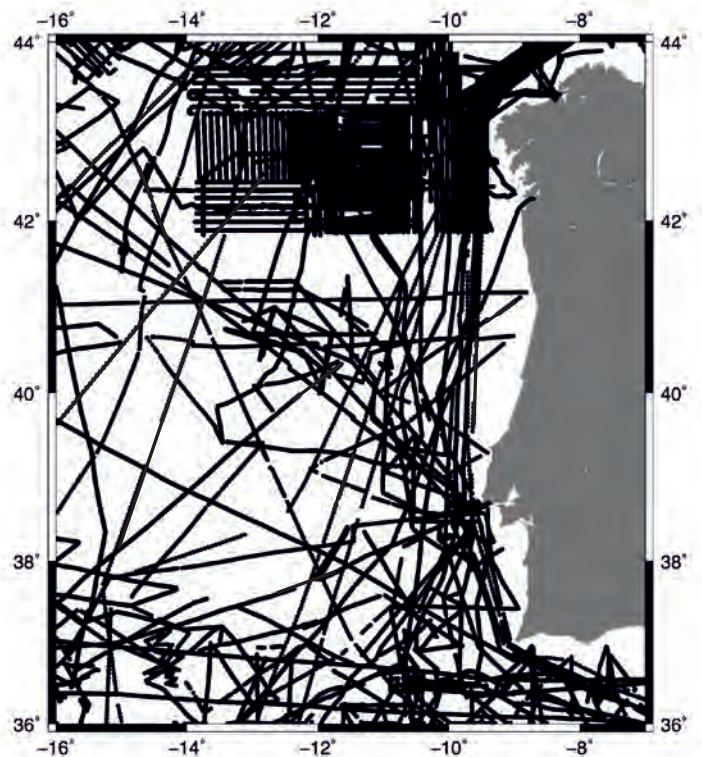
Para la realización de este trabajo se han utilizado datos de magnetismo marino, gravimetría, y espesor de sedimentos. Describiremos en este apartado el origen de los mismos, y las correcciones aplicadas a estos.

### Geomagnetismo

La publicación de la segunda versión del Mapa Mundial de Anomalías Magnéticas (WDMAM por sus siglas en inglés) conlleva la recolección de más de 2400 campañas marinas en un periodo de tiempo que va desde 1960 a 2008 (Quesnel *et al.*, 2009) (Fig. 2A). En esta referencia se explica como toda esta información ha sido revisada cuidadosamente perfil a perfil, suprimiendo lecturas anómalas, y utilizado el modelo de campo CM4 para extraer la aportación de campo magnético nuclear. Asimismo se utilizó la posibilidad que proporciona este modelo para extraer la aportación por campos externos. Finalmente se aplicó un proceso de nivelación al conjunto al objeto de aumentar la coherencia interna de la base de datos, utilizando para ello el residuo resultante de comparar lecturas de anomalía magnética en los puntos de corte. La desviación de estas diferencias se vio reducida de 179.6 a 35.9 nT lo que resalta la mejora en cuanto a calidad y coherencia de la base de datos marina anterior (Quesnel *et al.*, 2009). De la base original hemos utilizado solo la parte de la misma correspondiente al área del Margen Atlántico Ibérico que proporciona una cobertura espacial superior a la utilizada por Roest *et al.* (1992). Para evaluar la calidad de los datos en la zona de estudio, hemos obtenido los residuos de anomalía en los puntos de corte en dicha zona geográfica, obteniendo un valor de 43,8 nT. Finalmente hemos obtenido una malla de anomalías magnéticas con una resolución de 6 km (Fig. 3).

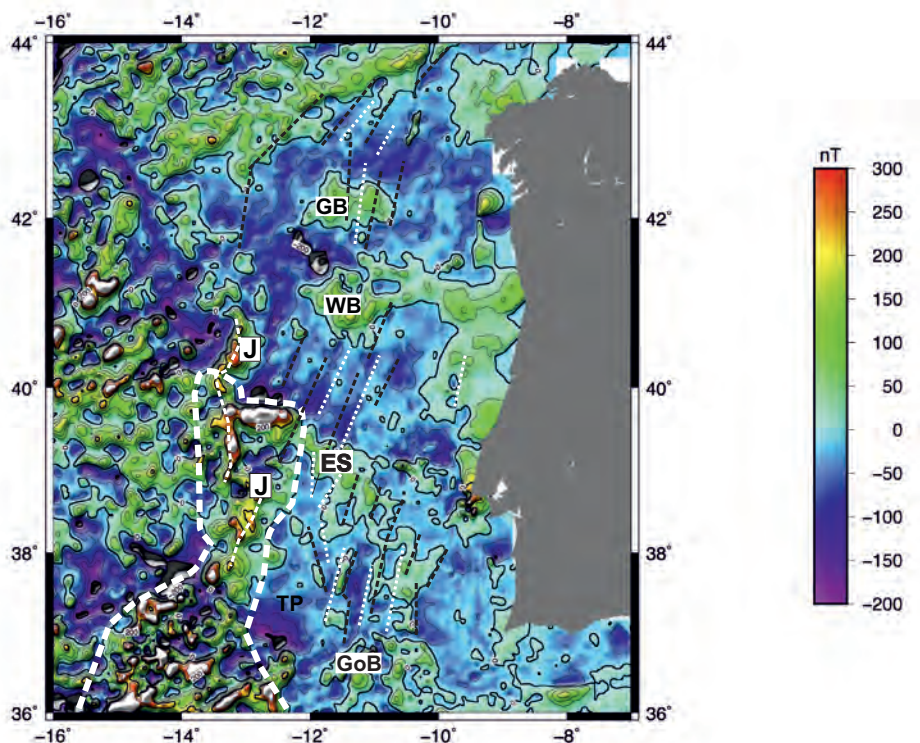


(A)



(B)

**Figura 2.** Cobertura de datos de (A) geomagnetismo y (B) gravimetría procedente de campañas marinas.  
**Figure 2.** Data coverage: (A) geomagnetism, and (B) gravity from marine geophysical cruises.



**Figura 3.** Mapa de anomalías magnéticas escalares a 6 km de resolución. Isocintas cada 200 nT. En línea discontinua gruesa blanca se representa el Madeira Tore Rise. ES: Extremadura Spur, GoB: Banco de Goringe, GB: Banco de Galicia, WB: Bancos orientales, TP: Planicie abisal del Tagus. En trazo blanco discontinuo se representa la anomalía J (etiquetada con esa letra). Las alineaciones magnéticas negativas son representadas mediante líneas discontinuas negras, mientras las alineaciones positivas han sido representadas mediante líneas punteadas blancas.

**Figure 3.** A 6 km resolution scalar magnetic anomaly map. Isolines every 200 nT. Madeira Tore Rise shown by a white dashed curve. ES: Extremadura Spur, GoB: Goringe Bank, GB: Galicia Bank, WB: western banks, TP: Tagus abyssal plain. A white dashed line highlights J anomaly. Negative magnetic lineations are displayed using black dashed lines, whilst positive magnetic lineations are displayed using white dotted lines.

### Gravimetría

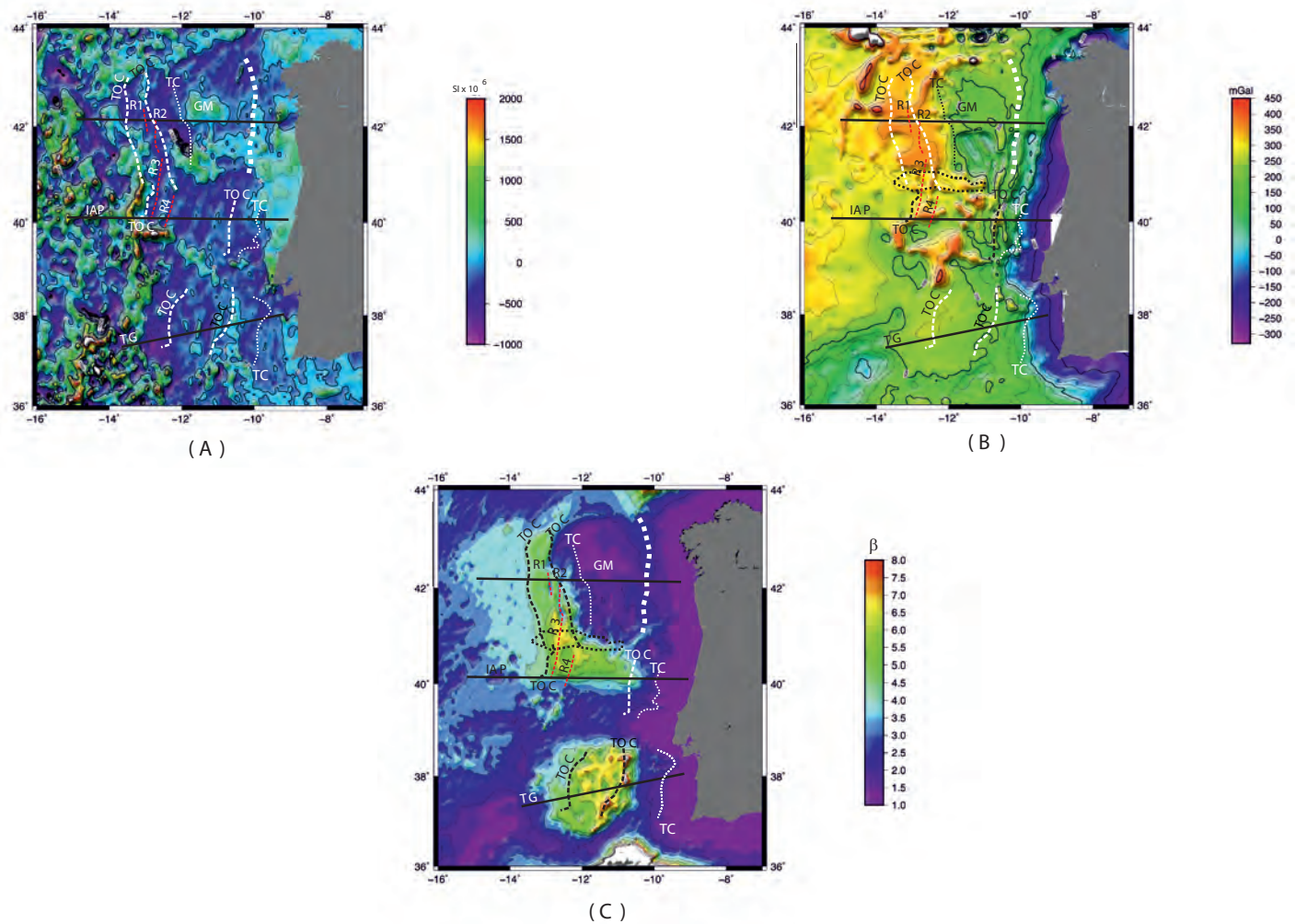
En este trabajo hemos utilizado datos de anomalía gravimétrica de aire libre extraídas del Marine Trackline Geophysical Data System (GEODAS) (Metzger and Campagnoli, 2007). Dicha base de datos incluye un total de 112 campañas. Asimismo se han utilizado los datos de gravimetría obtenidos durante las campañas Zona Económica Exclusiva Española desarrolladas en el área del Margen Atlántico Ibérico entre los años 2001 y 2009 (Fig. 2B).

Para la obtención de la anomalía gravimétrica de Bouguer ha sido extraída una lámina de agua utilizando una densidad de 1,03 g/cm<sup>3</sup>. La anomalía gravimétrica de Bouguer completa ha sido calculada siguiendo el procedimiento de Nettleton (1976). Para aplicar la corrección por aportación topográfica hemos utilizado la malla SRTM30PLUS v4 (Smith y Sandwell, 1997; Becker *et al.*, 2009). Como densidad estándar para su obtención hemos utilizado una den-

sidad de 2,67 g/cm<sup>3</sup>. Posteriormente la base de datos fue nivelada utilizando los datos correspondientes a las campañas Zona Económica Exclusiva Española obtenidos durante los años 2001 y 2009. Finalmente hemos obtenido una malla de anomalías gravimétrica de Bouguer completa con una resolución de 6 km (Fig. 4B).

### Subsidencia tectónica total y factor de adelgazamiento

Además de la información de campos potenciales hemos utilizado información derivada de la señal de subsidencia tectónica total (TTS de sus siglas en inglés) para el estudio del Margen Atlántico Ibérico. Este tipo de análisis ha demostrado ser útil para el estudio evolutivo de márgenes continentales pasivos, proporcionando los movimientos verticales del basamento. De ello puede inferirse información relativa a



**Figura 4.** (A) Mapa de susceptibilidad aparente magnética expresado en unidades  $SI \times 10^6$ . Isolíneas cada  $500 \times 10^6$  SI. (B) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer completa a 6 km de resolución. Isolíneas cada 50 mGal. (C) Mapa de Factor de adelgazamiento  $\beta$  a 6 km de resolución. Isolíneas cada unidad entera. Las Figuras (A), (B) y (C) resumen las diferentes zonas y alineaciones que bien a partir del magnetismo, de la gravimetría, o del factor de deformación  $\beta$ , se han ido detectando y proponiendo en el apartado *Discusión*. En las figuras (A) y (C) el trazo punteado blanco y grueso marca una alineación N-S que delimitaría dos zonas sometidas a regímenes extensivos diferentes. Una línea curvilínea discontinua negra o blanca, con una etiqueta TOC anexa, señala la zona de transición océano-continente propuesta para las diferentes provincias. Una línea discontinua de color rojo marca la posición propuesta para la ubicación de las crestas de peridotitas (rotuladas como R1, R2, R3 y R4). Un polígono curvilíneo a puntos marca en color negro en (B) o en (C) la presencia de una zona de gradiente este-oeste que delimita la separación entre el Margen Gallego y la SIAP. En líneas de trazo sólido negro están dibujadas las posiciones de los transectos dibujados en la Figura 5 (BG, IAP y TG). Una línea punteada blanca denota la entrada en las diferentes zonas de transición.

**Figure 4.** (A) Apparent magnetic susceptibility map. SI units. Isolines every  $500 \times 10^6$  SI. (B) Complete Bouguer anomaly map. Isolines every 50 mGal. (C) Amount of crustal thinning  $\beta$  map. Isolines every integer unit. Figures (A), (B) and (C) summarize the results. White dotted thick line denotes a N-S lineation which separates two zones affected by different extensional regimes. Black or white dashed lines denote the ocean-continent transition zone. Red dashed line denotes the proposed position for the peridotite ridges (labelled as R1, R2, R3 y R4). White dotted line highlights an east-west gradient area which separates the Galicia margin and the SIAP. Black solid line plot transects shown in Figure 5 (BG, IAP y TG). White dotted light marks the beginning of the transition zone.

los mecanismos de formación de dicho margen o a la naturaleza del mismo, e indicaciones de la deformación (adelgazamiento) a que se ha visto sometida dicha corteza. Fue utilizado por Sawyer (1985) para identificar tipos de corteza en el margen atlántico de

los Estados Unidos, y posteriormente por Henning *et al.* (2004) en la parte Norte y central del Margen Atlántico Ibérico con un propósito similar. La técnica se basa en asumir que la corteza continental se encontraba, antes del proceso de extensión, localiza-



da en cota nivel del mar o próxima al mismo, produciéndose la subsidencia de ésta como consecuencia del proceso extensivo.

La TTS es la profundidad a la que se encuentra el basamento de acuerdo a su composición, una vez ha sido eliminada la capa sedimentaria y su efecto isostático. Para su cálculo se precisa conocer la profundidad del fondo marino, y el espesor de la capa de sedimentos. Asimismo también precisamos conocer una función que relacione la variación de la porosidad de los sedimentos con la profundidad. Para ello, hemos adoptado una aproximación similar a la realizada por Henning *et al.* (2004), esto es asumir como válida la función propuesta por Sawyer (1985) para el margen atlántico de los Estados Unidos en donde utiliza una litología de fondos arcillosos arenosos, hipótesis aceptable dado que la mayoría de los sedimentos recuperados en los sondeos en este margen han consistido en arcillas y fango (Whitmarsh *et al.*, 1998; Sawyer *et al.*, 1994).

En lo referente al modelo isostático hemos utilizado un modelo sencillo que presupone que la corteza se encuentra en equilibrio isostático, y que carece de rigidez en cuanto a flexura siguiendo a Sawyer (1985) y Heine *et al.* (2008). Con estas premisas la corrección por descarga de la capa sedimentaria toma la siguiente forma:

$$U = S \frac{\bar{\rho}_s - \rho_w}{\rho_m - \rho_w} \quad (1)$$

siendo S el espesor de la capa sedimentaria,  $\rho_w$  la densidad del agua,  $\rho_m$  la densidad del manto, y  $\bar{\rho}_s$  la densidad media de la capa de sedimentos obtenida siguiendo el modelo de Sawyer (1985).

Los valores de densidad del manto y densidad del agua han sido calculados utilizando los valores proporcionados por el modelo global CRUST2 (Laske, 2004). Los valores de espesor de la capa de sedimentos han sido obtenidos utilizando la base de datos de Loudon *et al.* (2004) que posee una resolución de 3 minutos de arco. Aunque existen otras posibilidades, tales como: la base de datos de espesores de sedimentos del NGDC (National Geophysical Data Center) (Holcombe and Moore, 2004), o la CRUST2 (Laske, 2004), la base de datos de Loudon *et al.* (2004) es la de mayor calidad y resolución de entre las posibles para la zona de estudio. Esta compilación ha sido realizada a partir de la digitalización de 21 mapas de espesor de sedimentos, y profundidad al techo del basamento, incluyendo datos procedentes del Groupe Galicie (1979), Mauffret *et al.* (1989b), y Lefort (1989). Dichos mapas procedían de campañas sísmicas, y de prospección, y presentaban diversas resoluciones.

Finalmente el valor de la TTS lo obtendremos en cada punto aplicando la siguiente ecuación:

$$TTS = H - S - U \quad (2)$$

donde H es la profundidad en dicho punto, S el espesor de la capa de sedimentos, y U la respuesta de la corteza a la descarga de la capa de sedimentos. Para la obtención de la profundidad se ha utilizado la malla SRTM30PLUS v4 (Smith and Sandwell, 1997; Becker *et al.*, 2009).

Una vez conocida la profundidad del basamento corregida por la carga de la capa de sedimentos, hemos obtenido el factor de adelgazamiento  $\beta$  (espesor de la corteza original/ espesor de la corteza adelgazada) utilizando el procedimiento propuesto por Le Pichon and Sibuet (1981) para el margen ibérico:

$$\beta = \frac{7.23}{7.23 - TTS} \quad (3)$$

Finalmente hemos obtenido una malla de Mapa de Factor de adelgazamiento  $\beta$  con una resolución de 6 km (Fig. 4C).

## Resultados

El estudio de los campos potenciales constituye un procedimiento potente para investigar la estructura litosférica (anomalía gravitatoria) o cortical (anomalías magnéticas) desde dos perspectivas totalmente independientes, por un lado la de sus propiedades másicas, y por otro la de sus propiedades magnéticas. Ello nos permitirá inferir conclusiones en cuanto a su estructura térmica, o mecánica, localizando alteraciones litológicas como el límite océano-continente.

### Mapa de Anomalías magnéticas

El mapa de anomalías magnéticas (Fig. 3) se encuentra dominado por la anomalía correspondiente al Madeira Tore Rise, y la denominada anomalía J. La distribución de anomalías hacia el este es algo más compleja. Recorriendo el mapa de norte a sur encontramos, en la zona del GM (Fig. 1), dos grandes anomalías (Fig. 3). La situada más al norte corresponde al Banco de Galicia (Fig. 3: GB), mientras que la situada al Sur consiste en los denominados Bancos del oeste, que agrupa a las montañas submarinas de Vigo, Vasco de Gama y Porto (Fig. 3: WB).

Más al sur, a la altura del paralelo 40°N se encuentra una anomalía positiva alargada en dirección apro-

ximadamente SE-NO, correlacionada con el Extremadura Spur (Fig. 3: ES), que separa el Margen Sur de la planicie abisal sur-ibérica y la del Tagus. Esta llanura se encuentra limitada al oeste por otra anomalía positiva (Fig. 3: Madeira Tore Rise y un ramal de la anomalía J), y al sur por una correlacionada con el Banco de Gorringe (Fig. 3: GoB).

La aplicación de un filtro direccional nos ayudará a realzar aquellas anomalías que tengan una dirección determinada y que de otra forma debido a su pequeña amplitud quedarían enmascaradas en el mapa de anomalías escalares. La tendencia realizada ha sido la dirección N-S en coincidencia con la dirección de apertura oceánica. Estas tendencias han sido representadas en el mapa de anomalías (Fig. 3). En concreto las alineaciones positivas han sido representadas mediante líneas blancas punteadas, mientras que las negativas lo son en líneas negras discontinuas. Aparece una tendencia tanto en el Tagus como en la llanura abisal sur-ibérica de componente NNE-SSO. Al este del meridiano 11°O aparecen en esta misma llanura alineaciones ligeramente giradas en sentido anti-horario. El panorama es diferente en el margen Gallego. En su zona sur aparecen alineaciones N-S, mientras que en la zona Norte éstas giran en sentido horario, presentando tendencias cada vez más abiertas buscando la NE-SO que caracteriza las zonas al Norte del paralelo 44°N.

La interpretación de las anomalías magnéticas presenta la limitación impuesta por el carácter dipolar de la respuesta magnética de los cuerpos. Ello dificulta su interpretación geofísica. Para poder superar esta limitación hemos obtenido un mapa de susceptibilidades magnéticas aparentes (SMA). Este operador combina varias operaciones matemáticas. Una de ellas realiza una Reducción al Polo, es decir sitúa la anomalía sobre el cuerpo causante de la misma. Para ello hemos utilizado los siguientes valores de Declinación e Inclinación para el vector de campo geomagnético, -6° y 50° respectivamente (valores promedio para la zona de estudio). Posteriormente divide la anomalía una vez reducida al polo por el valor de la intensidad promedio en la zona del campo geomagnético local (44500 nT). Ello nos proporciona una distribución de pseudo-susceptibilidades. Dicho mapa ha sido obtenido y dibujado en la Figura 4A.

### **Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer completa**

El mapa (Fig. 4B) nuevamente, tal y como ocurría con el mapa de anomalías magnéticas, está condicionado por valores altos, por encima de los 300 mGal que

prácticamente ocupan toda la zona oeste. Excepciones las encontramos en el Margen Gallego, donde los valores de anomalía son de unos 150 mGal, en el compartimento Norte de dicho margen; mientras podemos localizar dos mínimos relativos de 30 y 60 mGal en su compartimento Sur, coincidiendo con la presencia de las montañas submarinas Vigo, Vasco de Gama y Porto (Fig. 3: etiquetado con WB).

Al sur de dichas bloques encontramos valores de anomalía gravimétrica tan altos como los característicos de zona oceánica (superior a 300 mGal). A lo largo del Extremadura Spur, límite norte del Tagus, también se registran valores altos de anomalía. El margen este del Tagus presenta valores moderados que progresan de forma suave hasta valores altos en su margen oeste.

### **Mapa de adelgazamiento cortical**

Dicha información la podemos inferir de la construcción de un mapa de distribución del factor  $\beta$ , obtenido a partir de la fórmula (3). Este factor progresa de un valor igual a la unidad (no adelgazamiento), incrementándose de forma progresiva y uniforme a lo largo de todo el margen Atlántico Ibérico hasta los 10°O en donde empiezan a aparecer comportamientos anómalos, y diferenciados según consideremos el Margen Gallego, la planicie abisal sur-ibérica (SIAP), o la planicie abisal del Tagus. Recorriendo dichas cuencas procederemos de sur a norte.

Podemos apreciar valores altos de  $\beta$  en el Tagus, alcanzando valores por encima de 5 entre 11°O y 13°O. Entre el Tagus y la SIAP coincidiendo con la presencia del Extremadura Spur observamos valores de  $\beta$ , en torno a 2, alcanzándose valores nuevamente altos de  $\beta$  (por encima de 4) en todo el SIAP (Fig. 4C: polígono curvilíneo negro a puntos). El Margen Gallego presenta valores bajos de  $\beta$  (en torno a 1,5), alcanzando un valor mínimo de 1,11 en el Banco de Galicia. Este margen se encuentra limitado de norte a sur, coincidiendo con el meridiano 10°O por una franja de valores de  $\beta$  de 2.3 (Fig. 4C: línea gruesa discontinua blanca), alcanzando en torno al meridiano 13°O los valores más altos (alrededor de 5,5).

### **Discusión**

Para el análisis del margen ibérico utilizaremos la información proporcionada por los mapas de anomalías magnéticas, gravimétrica de Bouguer completa, junto con el mapa de adelgazamiento cortical.

Para la interpretación de este último debemos

seguir las siguientes pautas de acuerdo con Henning *et al.* (2004). En la evolución del margen actúan dos procesos no simultáneos en el tiempo y que condicionan la profundidad del basamento. Por un lado el adelgazamiento de la corteza continental y su eventual ruptura, y la subsidencia térmica a la que se ve sometida la nueva corteza (oceánica). Parsons y Sclater (1977) prevén un valor de 5.9 km de TTS para una corteza oceánica de 120 Ma, mientras que el modelo de Stein and Stein (1992) sugieren un valor de 5.6 km para esta misma corteza. Hasterok (2013) realiza un estudio comparativo de varios modelos, analizando su ajuste a datos reales en la escala de edades superior a 80 Ma. Tras el análisis comparativo, propone el modelo "*Plate model*" como el que mejor se ajusta siguiendo criterios estadísticos. Dicho modelo prevé una profundidad de 5.5 km. Consideraremos este valor como más aproximado a la realidad al corresponder a un modelo más avanzado.

Le Pichon and Sibuet (1981) calcularon un valor de 7.23 km para el TTS en el margen ibérico. Ello conlleva un valor de infinito para  $\beta$ . Este valor correspondería a una deformación extrema de la corteza (hasta su desaparición) aflorando de esta manera un manto no-serpentinizado. Trabajos realizados en este margen nos muestran la presencia de serpentinización en el mismo (Srivastava *et al.*, 2000; Whitmarsh *et al.*, 2001; Henning *et al.*, 2004; Clark *et al.*, 2007; Sibuet *et al.*, 2007; Afilhado *et al.*, 2008). Ello reduciría la densidad del manto, y por tanto los valores de subsidencia alcanzados, y como consecuencia los valores del factor de adelgazamiento cortical  $\beta$ . No obstante debemos de considerar éste un caso límite. Le Pichon and Sibuet (1981) y Sawyer (1985) limitan el rango de  $\beta$  de 1 a 3.25, esto es, desde la ausencia total de deformación/adelgazamiento, a un límite en el adelgazamiento (3,25) en el que la astenosfera asciende por presión litostática a través de la corteza continental adelgazada, comenzando a formar corteza oceánica. Considerando el valor de 5.5 km propuesto por Hasterok (2013) para la TTS de una corteza oceánica de más de 120 Ma, ello nos lleva a reconocer un valor para  $\beta$  de 4.18 como valor límite en el adelgazamiento que conllevaría la aparición de corteza oceánica, pudiendo, tal como ha sido propuesto antes, ser menor en caso de producirse serpentinización.

Abordaremos el estudio del margen, estudiando de forma separada las tres provincias en las que clásicamente suele dividirse el mismo de norte a sur: margen gallego, planicie abisal sur-ibérica, y planicie abisal del Tagus. Estableceremos una división en la que organizaremos las diferentes provincias siguiendo la siguiente estructura: a) Un dominio claramente continental (CC) en el que incluiremos corteza conti-

ental sometida a un ritmo suave de adelgazamiento, b) un dominio que de forma genérica denominaremos corteza de transición (TC) que incluye a su vez otros dos: b.1) uno en el que la corteza continental experimenta un adelgazamiento brusco, y claramente superior al reflejado en el tramo denominado CC, pudiendo presentar intrusiones en su tramo final. Esta zona se denominará ThC, y b.2) una zona en la que el adelgazamiento no es el factor dominante, de hecho por lo general habrá alcanzado ya el máximo nivel de adelgazamiento, la corteza presenta en él una estructura heterogénea, y no puede clasificarse ni como corteza continental ni como oceánica. Esta zona se denominará TOC, y c) finalmente el dominio oceánico (CO).

### **Margen Gallego**

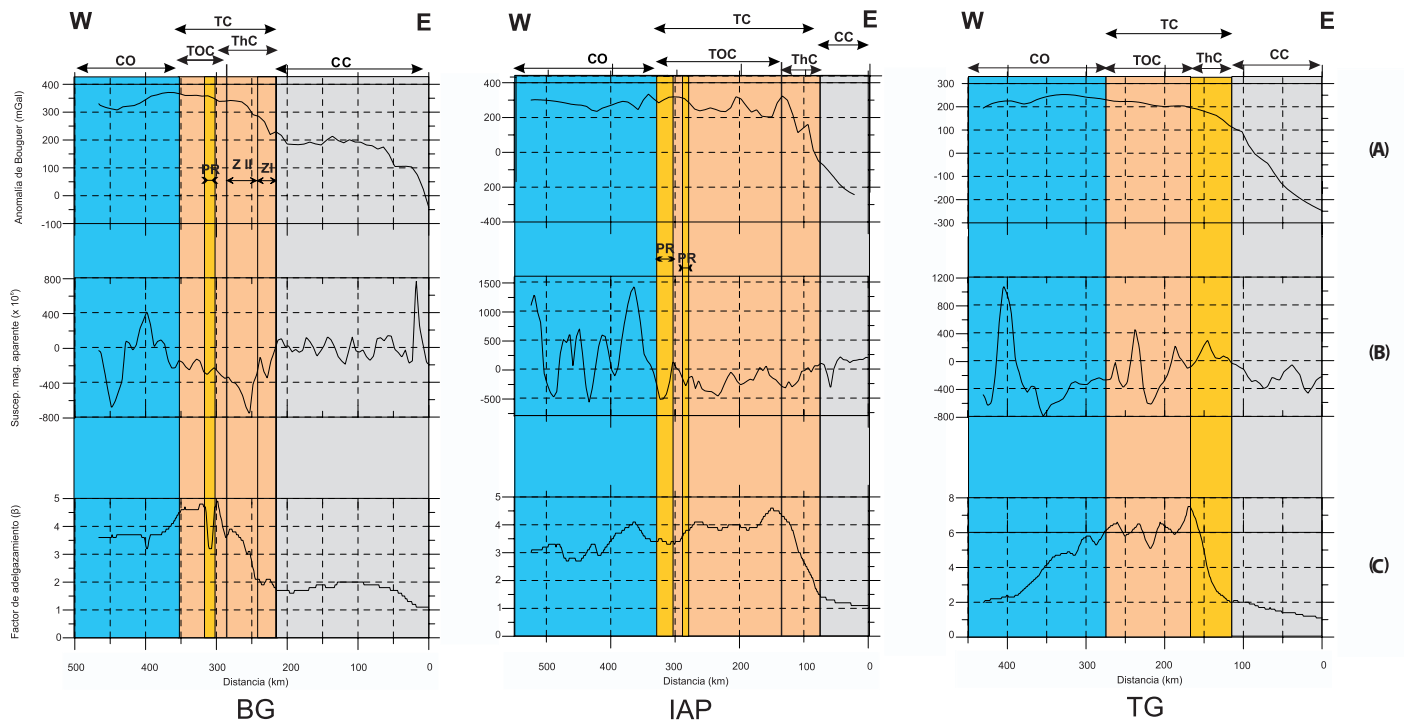
Al objeto de poder estudiar adecuadamente esta provincia, estableciendo las diferentes regiones (CC, TC, ThC, TOC y CO) de la manera más objetiva posible, hemos seleccionado un perfil que iniciándose cercano a la costa se prolongue lo necesario como para asegurarnos finaliza en zona oceánica (Fig. 1: rotulado como BG).

El perfil de anomalía de Bouguer muestra hasta el km 60 un incremento progresivo en su valor que también se refleja en el factor  $\beta$  (Fig. 5-BG), ello debe de interpretarse como consecuencia de un adelgazamiento cortical progresivo.

Entre el kilómetro 65 y 217 todos los indicadores (anomalía gravimétrica de Bouguer, SMA, y factor  $\beta$ ) se mantienen estables. Ello indicaría una corteza aun continental y poco intruída, con un espesor, aunque ya adelgazado, aproximadamente uniforme a lo largo de todo el tramo.

Entre el kilómetro 217 y el 290 se produce un incremento en los valores de la anomalía de Bouguer hasta alcanzar valores de 340 mGal. En ese mismo intervalo, el factor  $\beta$ , muestra un incremento progresivo desde 1.8 hasta 3.8. El perfil de SMA muestra una alteración clara que le lleva a una disminución desde  $30 \times 10^{-6}$  SI hasta alcanzar valores de  $-700 \times 10^{-6}$  SI en el kilómetro 255, iniciando una recuperación que alcanza en el kilómetro 300, manteniendo luego valores estables en torno a  $-200 \times 10^{-6}$  SI hasta el kilómetro 350.

Entre el kilómetro 290 y 353 el factor  $\beta$  se mantiene estable y con un valor medio alto igual a 4.4, lo que proporciona una estimación para el espesor cortical de 6.8 km. Este tramo solo se ve alterado coincidiendo con el tránsito sobre la PR (Fig. 1: R2). Posteriormente el factor  $\beta$  inicia una transición hacia



**Figura 5.** Transectos analizados en: (BG) Banco de Galicia, (IAP) Planicie abisal sur-ibérica y (TG) Planicie abisal del Tagus. Cada perfil se subdivide en tres: (A) Anomalia completa de Bouguer, (B) Susceptibilidad magnética aparente (SMA), (C) Adelgazamiento cortical  $\beta$ . Las letras E y W indican la orientación de los diferentes perfiles. CC: Corteza Continental; CO: Corteza oceánica; PR: cresta de Peridotitas; TC: Corteza de transición; ThC: Corteza continental adelgazada; TOC: Transición océano-continente.

**Figure 5.** Transects analyzed at: (BG) Galicia Bank, (IAP) Iberian Abyssal Plain, and (TG) Tagus Abyssal Plain. Each plot is sub-divided into the following sub-plots: (A) complete Bouguer anomaly, (B) magnetic apparent susceptibility (SMA), (C) the amount of crustal thinning  $\beta$ . E and W denote the orientation of the profiles. CC: continental crust; CO: oceanic crust; PR: peridotite ridge, TC: thinned continental crust; TOC: ocean-continent transition.

valores más bajos y estables (de amplitud igual a 3.6), coincidiendo con valores de la SMA altos y característicos de CO. Esta zona de transición denota una región donde el modelo de adelgazamiento utilizado con el factor  $\beta$  no es válido, pero que como consecuencia de la homogeneidad de la zona oceánica los valores proporcionados por este son estables. Whitmarsh *et al.*, (1996) reconocen en esta zona una corteza oceánica con espesores corticales anormalmente pequeños, progresando hacia valores estándares desde el kilómetro 374 en adelante.

Por todo ello proponemos una zona de transición (TC) entre el kilómetro 217 y 353 compuesta de los siguientes tramos: a) Del kilómetro 217 al 239 (Z I en Fig. 5-BG) donde existiría una corteza continental experimentando un adelgazamiento progresivo y una heterogeneidad no muy marcada a la vista del registro magnético. b) Entre el kilómetro 239 y el 290 (Z II en Fig. 5-BG) se produce el tránsito sobre una corteza aun continental, intruida y fuertemente adelgazada. Los tramos a) y b) constituirían el ThC. Entre el kilómetro 290 y 353 una TOC, alterada entre el kiló-

metro 300 y 317 como consecuencia del tránsito sobre la PR.

El análisis del perfil, y el de los mapas del factor  $\beta$ , el de SMA, y de Bouguer nos permite delimitar la zona compuesta por corteza continental adelgazada no intruida que domina prácticamente todo el Margen Gallego. No obstante es destacable la presencia de una alineación N-S de máximos relativos en el factor  $\beta$  cerca del meridiano 10°O (Fig. 4C: línea blanca de puntos). Esta alineación no se refleja en el resto de los mapas, por lo que podría poner de manifiesto la existencia de dos regímenes extensivos durante el desarrollo de este margen.

La entrada en la zona de transición queda determinada por la isolínea de 1.5 en el factor de adelgazamiento  $\beta$  (Fig. 4C: línea punteada blanca rotulada como TC), que coincide con la entrada en una zona de debilitamiento de la SMA frente a los valores altos que alcanza en la zona oceánica (Fig. 4A). El comienzo de la TOC, así como su finalización viene determinado por la isolínea de 4.5 en el factor de adelgazamiento  $\beta$ , que es el nivel alcanzado por este factor en la Figura

5-BGc entre el kilómetro 290 y 353. Ambos límites quedan dibujados en la Figura 4C mediante líneas negra discontinuas rotuladas con la etiqueta TOC.

La presencia de parte de una de las PR citadas por la bibliografía en esta zona (Whitmarsh *et al.*, 1996; Russell and Whitmarsh, 2003; Henning *et al.*, 2004) ha quedado representada en la Figura 4A mediante una línea discontinua en color rojo obtenida a partir de la unión de una alineación de valores negativos en la SMA. Dicha alineación coincide con la posición propuesta por las referencias anteriores para la alineación de cresta de peridotitas R2, y con una de las alineaciones negativas detectadas mediante filtros direccionales (Fig. 3). También es posible detectar parte de la rama denominada R1, situada al Norte de la anterior, a partir de un debilitamiento local del factor  $\beta$ .

La zona sur del Margen Gallego presenta una alteración muy clara en los valores de  $\beta$  y máximos relativos en la anomalía de Bouguer (Fig. 4B y C: polígono curvilíneo negro a puntos). Clark *et al.* (2007) detecta a partir de la modelización de perfiles sísmicos una rápida transición entre el Margen Gallego y la planicie sur-ibérica, manifestándose en un claro contraste batimétrico, pasando de 2 km de profundidad en el Margen Gallego a 3-4 km en la planicie sur-ibérica, así como en los espesores corticales pasando de 15 km (Margen Gallego) a 2 km (planicie abisal sur-ibérica) como consecuencia de episodios extensivos de componentes N-S ajenos al proceso de expansión oceánica y que solo afectaría a la corteza y no al conjunto de la litosfera, datando dichos episodios extensivos entre el Titiense y Valanginiense (150-136 Ma). A este brusco cambio tanto en profundidad del tope del basamento, como en el espesor cortical podemos atribuirle dicho gradiente este-oeste reflejado en el factor  $\beta$ , pero principalmente en la anomalía de Bouguer.

### **Planicie abisal sur-ibérica**

Para analizarla hemos seleccionado un perfil largo en dirección aproximada E-W (Fig. 1: rotulado como IAP) situado ligeramente al sur del perfil IAM-9 (Chian *et al.*, 1998, Fig. 2).

Tanto la anomalía gravimétrica de Bouguer como el factor  $\beta$  muestran hasta el km 130 valores en progresivo aumento en coincidencia con una corteza continental adelgazada. Este ritmo de adelgazamiento es particularmente notable en el tramo que comprende el kilómetro 79 y 130.

Entre el kilómetro 130 y 315 el perfil de SMA muestra máximos y mínimos locales de amplitud modera-

da. Los valores de anomalía de Bouguer se mantienen en torno a los 300 mGal. Por otro lado el factor  $\beta$  mantiene valores altos y uniformes (por encima de 4).

A partir del kilómetro 315 en adelante la anomalía de Bouguer se mantiene estable, pero se registra un cambio drástico en los valores de la SMA, que incrementa notablemente su valor medio, desde un valor medio de  $-180 \times 10^6 \text{SI}$  (entre el kilómetro 187 y 315) a un valor medio de  $550 \times 10^6 \text{SI}$ , con máximos por encima de  $1500 \times 10^6 \text{SI}$ . Un ligero descenso en el valor de la SMA entorno al kilómetro 284, sin reflejo en las otras gráficas, forma parte de una alineación negativa en el mapa de la SMA (Fig. 4B), y coincide con la localización de un ramal de PR, denominado R4 por Dean *et al.* (2000) (Fig. 4A, línea roja discontinua). Asimismo el factor  $\beta$  experimenta una transición desde un valor estable de aproximadamente 4 (anterior a la zona señalada con PR situada más al este en la Fig. 5-IAP), a un valor medio de 3 (posterior a la zona señalada con PR situada más al oeste). Esto indicaría un aparente cambio en el régimen extensivo. Todo lo anterior apoya el paso, entorno al kilómetro 315, de un dominio de transición continente-oceano a uno propiamente oceánico. Justo en el límite entre ambos dominios (entre el kilómetro 307 y 334) la SMA registra una anomalía negativa que no presenta contrapartida en ninguno de los otros registros. Dicha anomalía forma parte de una alineación negativa en la SMA (Fig. 4A), y coincide geográficamente con un ramal de cresta peridotítica denominado R3 por Dean *et al.* (2000) y con Russell and Whitmarsh (2003) (Fig. 4A, línea roja discontinua).

Dean *et al.* (2000) del análisis de los datos obtenidos a partir de un estudio sísmico de gran ángulo concluye que la zona de transición continente-oceano presenta una extensión de 170 km, lo cual se asemeja razonablemente a lo propuesto por nosotros a partir del transecto analizado en el que hemos obtenido una TOC de 185 km de extensión. Asimismo destaca que la zona situada más al este dentro de la TOC presentaría una capa de entre 2 y 4 km de espesor con un 25% o un 100% de serpentización. Bajo dicha capa habría otra de unos 4 km de espesor con un 25%, con lo que la densidad del manto superior empezaría siendo menor de lo esperado, aumentando luego gradualmente hasta valores estándares. Ello podría justificar el descenso y las fluctuaciones que experimenta (Fig. 5a-IAP) la anomalía de Bouguer en el tramo que media entre el kilómetro 130 y 220.

Trasladando lo anterior al mapa al objeto de apreciar la distribución y alcance de cada una de estos tres dominios (continental, transición oceano-continente, y oceánico). Hemos utilizado para establecer el inicio de la TC la isolínea de 1,5 en el mapa del factor

de adelgazamiento  $\beta$  (Fig. 4C: línea punteada blanca y etiquetada como TC); para establecer el comienzo de la TOC hemos utilizado la alineación Norte-Sur que marca el máximo en la anomalía de Bouguer (Fig. 4B: línea discontinua negra y etiquetada como TOC); el límite exterior de la TOC queda fijado por el punto intermedio (punto de inflexión) entre la alineación de mínimos que marca la presencia de la cresta de peridotitas R3 (Fig. 4A: línea discontinua roja etiquetada como R3), y la alineación de máximos correspondientes a la anomalía J (Figs. 1 y 4a). Dicho límite externo plantea poca ambigüedad al realizarse la transición en muy poca distancia.

### **Planicie Abisal del Tagus**

Existe cierta controversia en cuanto a su origen. Mauffret *et al.* (1989a) y Mougnot (1989) interpretan que está conformada toda ella por corteza oceánica, proponiendo la presencia de la corteza de transición al pie del talud continental. De forma similar Srivastava *et al.* (2000) apoyan la composición oceánica para la corteza del Tagus, reconociendo la anomalía M20 (147 Ma) como la expresión más oriental de la expansión oceánica en dicha zona. Pinheiro *et al.* (1992) encuentran evidencias de posible serpentinización entre 11.5°O y 12°O que interpretan como perteneciente a un dominio de transición oceano-continente. Más recientemente Afilhado *et al.* (2008) en base al análisis de un perfil gravimétrico de anomalía de Bouguer, y magnético distinguen en su zona más oriental una corteza de transición entre 10.2°O y 10.6°O, considerando que a partir de ese meridiano hacia el oeste la corteza es de origen oceánico en base a: unos valores altos de anomalía de Bouguer (230 mGal), a la necesidad de introducir unos valores altos para la magnetización durante la modelización de un perfil, y a una disminución suave del gradiente de velocidad sísmica  $V_p$ .

Para el estudio de la zona hemos escogido un perfil (Fig. 1: rotulado como TG), y representado en la Figura 5-TG.

Apreciamos en términos generales una morfología similar en la evolución del factor de adelgazamiento  $\beta$  a la de las otras zonas. Hasta el kilómetro 120 el factor  $\beta$  y los valores de anomalía de Bouguer experimentan un ligero aumento, lo cual indicaría un adelgazamiento continuo aunque éste podría calificarse de suave, por lo que este tramo, siguiendo el criterio establecido, es considerado genéricamente como corteza continental (CC). Del kilómetro 120 al 170 podemos apreciar un incremento en el valor de la SMA, coincidiendo con un brusco ascenso en el valor

de  $\beta$ , en que pasa de valores de  $34 \times 10^{-6} \text{SI}$  a  $255 \times 10^{-6} \text{SI}$ . La anomalía gravimétrica de Bouguer alcanza un valor al comienzo de ese intervalo de 165 mGal y aumenta de forma continua hasta alcanzar un valor de 198 mGal, ello muestra un adelgazamiento cortical, aunque no se alcanzan valores característicos oceánicos.

Es destacable el aumento experimentado por el factor  $\beta$ , que le hace pasar desde 2 a algo más de 7 (un incremento de un 250% sobre el valor inicial), mientras que la anomalía de Bouguer solo lo hace de 120 a 200 (un incremento de un 66% sobre el valor inicial). En otras palabras, puede apreciarse en la gráfica que el ritmo de variación de la anomalía gravimétrica se ralentiza en este tramo (Fig. 5-TG A), cuando, considerando el aumento en el valor de  $\beta$  nos haría esperar valores más altos, al corresponderse con un notable adelgazamiento cortical.

Entre el km 170 y el 273 tanto el factor de adelgazamiento  $\beta$  y la anomalía de Bouguer se mantienen estables. En particular llama la atención que el valor de  $\beta$  es el más alto de los alcanzados en las tres provincias. A partir del km 273 se registra un descenso en este factor, manteniéndose aproximadamente constante en torno a un valor de 4.8 entre el kilómetro 317 y el 341, procediendo hacia valores estables y menores (en torno a 2) a partir del kilómetro 386, en coincidencia con un máximo en la SMA, que corresponde al Madeira Tore Rise.

Proponemos el intervalo que comprende la primera parte del perfil (hasta el kilómetro 120) como una corteza continental (CC). Posteriormente entre el kilómetro 120 y 170 se produce un adelgazamiento notable del espesor (probablemente el mayor de las tres provincias). Este último tramo de acuerdo a lo establecido al comienzo de este apartado la denominaremos ThC. Entre el kilómetro 170 y el 273 reconoceríamos una corteza con valores aproximadamente estables que correspondería a la TOC. En ella llaman la atención: a) Los valores tan altos presentes en el factor de adelgazamiento  $\beta$ , b) los valores tan pequeños adoptados por la anomalía de Bouguer, c) Las oscilaciones presentes en el factor de adelgazamiento  $\beta$ .

Los valores tan altos en el factor  $\beta$  indicarían una corteza muy adelgazada, lo cual favorecería la posibilidad de serpentinización, y con ello una densidad en el manto superior por debajo de la estándar, lo cual a su vez justificaría los valores tan pequeños presentes en la anomalía de Bouguer. Este aspecto es coherente con lo expuesto por Afilhado *et al.* (2008) para esta zona, donde obtiene densidades algo inferiores (entre 3.27 y 3.22 g/cm<sup>3</sup>) a la estándar para el manto (3,30 g/cm<sup>3</sup>). Ello justificaría los valores de no más de 250

mGal en la anomalía de Bouguer que se alcanzan en dicha zona. En cuanto a las oscilaciones presentes en el factor  $\beta$  en este tramo, podemos observar que está también presente en el perfil de la SMA presentándose prácticamente una correlación directa entre ambos. En el mapa de anomalías magnéticas (Fig. 3) en esta zona aparecen alineaciones con una tendencia N-S (alineaciones en trazo punteado blanco o discontinuo negro según señalen máximos o mínimos respectivamente), todo ello apoyaría el que pudieran ser consecuencia de serpentinización al ser capaz de producir alineaciones magnéticas similares a las características de expansión de fondo oceánico, con la diferencia de ser más débiles y variables en su intensidad (Sibuet *et al.*, 2007).

En base a todo lo anterior, proponemos que el comienzo de la TOC quede definido por los máximos alcanzados por el factor  $\beta$  (Fig. 4C: línea discontinua negra etiquetada con TOC). La finalización de la TOC y el comienzo de la CO quedaría determinado por la isolínea de amplitud 6 del factor  $\beta$ .

La ubicación geográfica del comienzo de la TOC no coincide con la localización propuesta por Afilhado *et al.* (2008) y por Pinheiro *et al.* (1992) para la zona de transición océano-continente, adicionalmente nuestros resultados apoyarían una naturaleza intermedia a la corteza prácticamente en todo el dominio del Tagus, en contra de lo establecido por ambos autores.

## Conclusiones

En este trabajo se ha analizado el Margen Atlántico Ibérico. Esta región ha sido objeto de numerosos trabajos, principalmente sísmicos. En el presente estudio se ha realizado una revisión del estado del conocimiento en esta zona, pero utilizando como fuente de información datos de geomagnetismo, gravimetría y mapas derivados de espesor de sedimentos, principalmente motivado por la disponibilidad de nuevas base de datos, como la correspondiente al Proyecto WDMAM, o la de Louden *et al.* (2004) que proporcionan una cobertura superior a la barajada en anteriores trabajos.

Todo ello nos ha permitido estudiar las características del basamento, estableciendo límites a las diferentes regiones que caracterizan la ruptura de los bloques continentales, y la apertura de un nuevo océano: corteza continental, zona de transición océano-continente, y corteza oceánica.

Este estudio, asimismo, pretende poner de manifiesto la capacidad de los procedimientos basados en campos potenciales para obtener mapas que estudia-

dos conjuntamente son capaces de proporcionar información valiosa sin necesidad de grandes y complejos despliegues instrumentales.

En particular en este estudio se proponen localizaciones para las diferentes zonas, corroborando en términos generales lo propuesto por trabajos previos. La extensión de la corteza continental en el margen gallego es la más amplia de las tres provincias, alcanzando el meridiano de 12°O (más de 210 km). El comienzo de la zona de transición océano-continente es prácticamente simultáneo en toda la zona, variando ligeramente la extensión de este dominio intermedio entre los 65 km en su zona sur y los 56 km más al norte. Estos resultados difieren respecto a lo propuesto por otros autores que consideran ronda los 30 km. El límite occidental de la misma se encuentra prácticamente determinado por la presencia de una PR. La situación en la planicie abisal sur-ibérica es aproximadamente la contraria. El dominio continental se extiende menos que en el gallego, aproximadamente unos 60 km, mientras que la zona de transición océano-continente lo hace unos 185 km. No obstante debemos destacar la propuesta para la TOC en la zona del Tagus. Un análisis comparativo entre el aumento experimentado por el factor  $\beta$  en dicha zona, un aumento en términos relativos mucho más leve en la anomalía de Bouguer, y un refuerzo en los valores de la SMA apoyaría una posible serpentinización del manto. La ubicación geográfica del comienzo de la TOC no coincide con la localización propuesta por Afilhado *et al.* (2008) y por Pinheiro *et al.* (1992) para la zona de transición océano-continente, adicionalmente nuestros resultados apoyarían una naturaleza intermedia de la corteza prácticamente en todo el dominio del Tagus, en contra de lo establecido por ambos autores.

## Agradecimientos

Todas las figuras, excepto la Figura 5, han sido realizadas utilizando el software GMT (Wessel and Smith, 1998). Queremos agradecer al Ministerio de Defensa la posibilidad de utilizar los datos de campos potenciales adquiridos durante las campañas Zona Económica Exclusiva realizadas en aguas del Margen Gallego. Este trabajo ha sido financiado parcialmente con el Proyecto de investigación "Sistema de alerta sísmica temprana: aplicación al sur de España - ALERTES" (CGL2010-19803-C03-02) del Ministerio de Economía y Competitividad. Queremos agradecer también a los dos revisores anónimos los comentarios y sugerencias realizadas que han permitido mejorar sustancialmente el manuscrito.

## Referencias

- Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L. and Shimamura, H. 2008. From unthinned continent to ocean: the deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38 N. *Tectonophysics*, 458, 9-50.
- Becker, J.J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S.H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G. and Weatherall, P. 2009. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30\_PLUS. *Marine Geodesy*, 32(4), 355–371.
- Boillot, G., Féraud, G., Recq, M. and Girardeau, J. 1989. Under crusting by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, 341, 523-525.
- Boillot, G., Beslier, M.O. and Girardeau, J. 1995. Nature, structure and evolution of the ocean-continent boundary: Thelesson of the west Galicia margin (Spain). In: Banda, E., Torné, M. and Talwani M. (eds.), *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, NATO Advanced Study Institute Series, Series C, Kluwer, Norwell, Mass, 463, 219-230.
- Chian, D., Loudon, K.E. and Minshull, T.A. 1998. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B4), 7443-7462.
- Clark, S.A., Sawyer, D.S., Austin (Jr.), J.A., Christeson, G.L. and Nakamura, Y. 2007. Characterizing the Galicia Bank-Southern Iberia Abyssal Plain rifted margin segment boundary using multichannel seismic and ocean bottom seismometer data. *Journal of Geophysical Research*, 112, doi:10.1029/2006JB004581.
- Cunha, T. 2008. *Gravity Anomalies, Flexure and the Thermo-Mechanical Evolution of the West Iberia Margin and its Conjugate of Newfoundland*. University of Oxford, PhD Thesis, 468 pp.
- Dean, S., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B. and Loudon, K.E. 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20'N. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B3), 5859-5885.
- Druet, M. 2004. *Análisis gravimétrico del margen occidental de Galicia*. Trabajo Diploma Estudios Avanzados, Universidad Complutense de Madrid, 60 pp.
- Groupe Galicie 1979. The continental margin of Galicia and Portugal, acoustic stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In: Ryan, W.B.F. and Sibuet, J.C. (eds.), *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Leg 47*, US Government Printing Office, Washington, DC, 633-662.
- Hasterok, D. 2013. A heat flow based cooling model for tectonic plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 34-43.
- Heine, C., Müller, R.D., Steinberger, B. and Torsvik, T.H. 2008. Subsidence in intracontinental basins due to dynamic topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 252–264.
- Henning, A.T., Sawyer, D.S. and Templeton, D.C. 2004. Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition on the northern West Iberia margin: Evidence from prestack depth migration and total tectonic subsidence analyses. *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JB002526.
- Holcombe, T. L. and Moore, C. J. 2004. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted margins. In: Cook, P. J., and Carleton, C. M. (eds), *Continental Shelf Limits: the Scientific and Legal Interface*, Oxford, UK: Oxford University Press, 230-249.
- Laske, G. 2004. *A New Global Crustal Model at 2 x 2 Degrees*. <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.dir/crust/crust2.html>.
- Lefort, J. P., 1989. *Basement Correlation across the North Atlantic*. Springer-Verlag, 148 pp.
- Le Pichon, X. and Sibuet, J.C. 1981. Passive margins: a model of formation. *Journal of Geophysical Research*, 86(B5), 3708-3720.
- Louden, K.E., Tucholke, B.E. and Oakey, G.N. 2004. Regional anomalies of sediment thickness, basement depth and isostatic crustal thickness in the North Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 224 (1-2), 193-211.
- Mauffret, A., Mougénot, D., Miles, P.R. and Malod, J.A. 1989a. Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading center in the Tagus Abyssal-Plain (West of Portugal)-results of a multichannel seismic survey. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 (6), 1101–1123.
- Mauffret, A., Mougénot, D., Miles, P. R. and Malod, J. A. 1989b. Results from multi-channel reflection profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal)-Comparison with the Canadian Margin. In: Tankard, A. J. and Balkwill, H. R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 46, 379-393.
- Metzger, D. and Campagnoli, J. 2007. *Marine Trackline Geophysics Data on DVD*, Version 5.0.10. National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.
- Mougénot, D. 1989. *Geologia da margem Portuguesa*. PhD Thesis, Instituto Hidrográfico, Lisboa, 259 pp.
- Nettleton, L.L., 1976. *Gravity and magnetic in oil exploration*. Mac Graw-Hill, New York, 464 pp.
- Parsons, B. and Sclater, J.G. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, 82(5), 803-827.
- Pérez-Gussinyé, M., Ranero, C.R. and Reston, T.J. 2003. Mechanisms of extension at non-volcanic margins: evidence from the Galicia Interior Basin, west of Iberia. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B5), 2245, doi:10.1029/2001JB000901.
- Pinheiro, L.M., Whitmarsh, R. and Miles, P. 1992. Ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia-II. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain. *Geophysical Journal International*, 109, 106-124.
- Quesnel, Y., Catalán, M. and Ishihara, T., 2009. A new global marine magnetic anomaly data set. *Journal of Geophysical Research*, 114, doi:10.1029/2008JB006144.
- Rabinowitz, P.D., Cande, S.C. and Hayes, D.E. 1979. The J-anomaly in the central North Atlantic Ocean. In: Tucholke, B.E., Vogt P.R. *et al.* J.C. (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, US Government Printing Office, Washington, DC, 43, 879-885.
- Rovere, M., Ranero, C.R., Sartori, R., Torelli, L. and Zitellini,



- N. 2004. Seismic images and magnetic signature of the Late Jurassic to Early Cretaceous Africa-Eurasia plate boundary off SW Iberia. *Geophysical Journal International*, 158, 554-568.
- Roest, W.R., Dañobeitia, J.J., Verhoef, J. and Colette, B.J. 1992. Magnetic anomalies in the Canary basin and the Mesozoic evolution of the central North Atlantic. *Marine Geophysical Research*, 14, 1-24.
- Russell, S.M. and Whitmarsh, R. 2003. Magmatism at the west Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analyses of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 154, 706-730.
- Sawyer, D.S. 1985. Total tectonic subsidence: A parameter for distinguishing crust type at the US Atlantic continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B9), 7751-7769.
- Sawyer, D. S., Whitmarsh, R. B., Klaus, A. and Shipboard Scientific Party 1994. Sites 897-901. In: Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Klaus, A., *et al.* (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 149: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 41-268.
- Sibuet, J.C. 1992. New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia-Flemish Cap conjugate margins. *Journal of Geological Society*, 149, 829-840.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S. and Manatschal, G. 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 112, doi:10.1029/2005JB003856.
- Smith, W. and Sandwell, D. 1997. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277, 1956-1962.
- Srivastava, S., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R., Reid, I.D. 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 61-76.
- Stein, C.A. and Stein, S. 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359(6391), 123-129.
- Wessel, P. and Smith, W. 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *EOS, Transaction American Geophysical Union*, 79 (47), 579.
- Whitmarsh, R., Miles, P. and Mauffret, A. 1990. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia-I. Crustal structure at 40°30'N. *Geophysical Journal International*, 102, 509-531.
- Whitmarsh, R. and Miles, P. 1995. Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40°30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B3), 3789-3806.
- Whitmarsh, R., White, R.S., Horsefield, S.J., Sibuet, J.C., Recq, M. and Louvel, V. 1996. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B12), 28291-28314.
- Whitmarsh, R. B., Beslier, M.O., Wallace, M.O. and Shipboard Scientific Party 1998. Sites 1065-1070. In: Whitmarsh, R.B., Beslier, M.O., Wallace, P.J., *et al.* (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 173: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 65-294.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G. and Minshull, T.A. 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413 (6852), 150-154.

Recibido: marzo 2014

Revisado: septiembre 2014

Aceptado: noviembre 2014

Publicado: junio 2015

