



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO DEL MARGEN OCCIDENTAL DE GALICIA



MARÍA DRUET VÉLEZ
2004

ÍNDICE

	Pág.
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS	2
3. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y CONTEXTO GEOLÓGICO	3
4. ANTECEDENTES.....	6
5. METODOLOGÍA.....	12
5.1. SISTEMAS DE NAVEGACIÓN.....	12
5.2. BATIMETRÍA	12
5.3. GRAVIMETRÍA.....	14
5.3.1. FUNDAMENTOS	14
5.3.1.1. Corrección de la deriva instrumental del gravímetro.....	15
5.3.1.2. Corrección de Eötvös	16
5.3.1.3. Corrección de Aire Libre	16
5.3.1.4. Corrección de Bouguer	16
5.3.1.5. Corrección topográfica	17
5.3.1.6. Anomalías gravimétricas	17
5.3.2. ENLACE CON REDES TERRESTRES.....	19
5.3.3. INSTRUMENTACIÓN	19
5.3.3.1. Sistema sensor.....	20
5.3.3.2. Plataforma estabilizada.....	20
5.3.3.3. Subsistema de adquisición de datos	20
5.3.4. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS	20

5.3.4.1. Adquisición de los datos	20
5.3.4.2. Procesado de los datos	21
6. ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO.....	23
<i>6.1. ANÁLISIS DE COHERENCIA ENTRE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS DE BARCO Y DE SATÉLITE.....</i>	23
<i>6.2. MAPAS DE ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE Y DE BOUGUER.....</i>	24
<i>6.3. ANÁLISIS DEL MAPA DE ANOMALÍA DE AIRE LIBRE.....</i>	25
<i>6.4. ANÁLISIS DEL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER.....</i>	25
<i>6.5. MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA.....</i>	27
6.6.1. MODELO 1.....	29
6.6.2. MODELO 2.....	31
7. CONCLUSIONES	33
8. BIBLIOGRAFÍA	35

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo ha sido realizado a partir de los datos gravimétricos adquiridos en las campañas oceanográficas-hidrográficas ZEE-01, ZEE-02 y ZEE-03, llevadas a cabo entre los años 2001 y 2003 en aguas del noroeste de la península Ibérica como parte del “Plan de Investigación Hidrográfica y Oceanográfica de la Zona Económica Exclusiva Española” (ZEEE). En este proyecto cooperan en la adquisición de datos el Instituto Hidrográfico de la Marina, el Real Instituto y Observatorio de la Armada, el Instituto Español de Oceanografía y la Universidad Complutense de Madrid. Las campañas se desarrollan durante un mes al año a bordo del Buque de Investigación Oceanográfica (B.I.O.) Hespérides (Figs. 1 y 2).

Entre los objetivos del Plan de Investigación Hidrográfica y Oceanográfica de la ZEEE, se pueden citar los siguientes:

- Efectuar levantamientos hidrográficos sistemáticos y exhaustivos que permitan la cartografía total de los fondos de la ZEEE.
- Realizar exploraciones geofísicas que permitan determinar su constitución y fisiografía.
- Llevar a cabo campañas oceanográficas sistemáticas para el estudio de los procesos físicos.
- Procesar y tratar los datos obtenidos en las campañas para la obtención de mapas, cartas e informas en los cuales se definan las características y el potencial económico de la ZEEE.
- Realizar el tratamiento informático necesario para la integración de los resultados en bancos de datos interactivos.
- Poner a disposición de la comunidad científica e industrial toda la información, salvo la restringida por afectar a la seguridad nacional.



Figura 1: Buque de Investigación Oceanográfica “Hespérides”

2. OBJETIVOS

Los objetivos de este trabajo son, por un lado, el procesado de nuevos datos gravimétricos marinos y la realización y análisis de los mapas de anomalías de Aire Libre y de Bouguer del margen occidental de Galicia y, por otro, el estudio de la transición entre la corteza oceánica y la corteza continental en dicho margen.

Para alcanzar estas metas, se han perseguido los siguientes objetivos parciales:

- I. Recopilación bibliográfica de los trabajos relacionados con los temas de geología y geofísica desarrollados sobre el margen continental del noroeste de la península Ibérica.
- II. Adquisición de los datos gravimétricos en las campañas oceanográficas-hidrográficas ZEE-2001, ZEE-2002 y ZEE-2003 y tratamiento de los mismos.
- III. Análisis y procesado de los datos, cálculo de anomalías e integración en una base de datos georreferenciada
- IV. Elaboración de los mapas gravimétricos de anomalía de Aire Libre y de anomalía de Bouguer de la zona e interpretación de los mismos.
- V. Modelización de dos secciones geológicas a partir de dos perfiles gravimétricos representativos del área de estudio.

3. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio seleccionada para la realización del presente trabajo se encuentra en la región marítima del noroeste de la península Ibérica (Fig. 2). Está limitada al sur por las aguas de la Zona Económica Exclusiva portuguesa y ocupa una extensión aproximada de 65.000 km² comprendida entre 41°50' N – 44° N y 8°50' O – 14° O.

El área de estudio tiene una morfología compleja, presentando un relieve submarino abrupto, con diversas zonas de menor profundidad relativa. En la región situada entre la costa oeste de Galicia y 12° O de longitud y desde el sur del área de estudio hasta latitudes próximas a los 43°30' N, son frecuentes las batimetrías inferiores a 2500 m, llegando algunos lugares a tener menos de 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 más de 4000 m en un espacio, en ocasiones, de pocos kilómetros (Fig. 2).

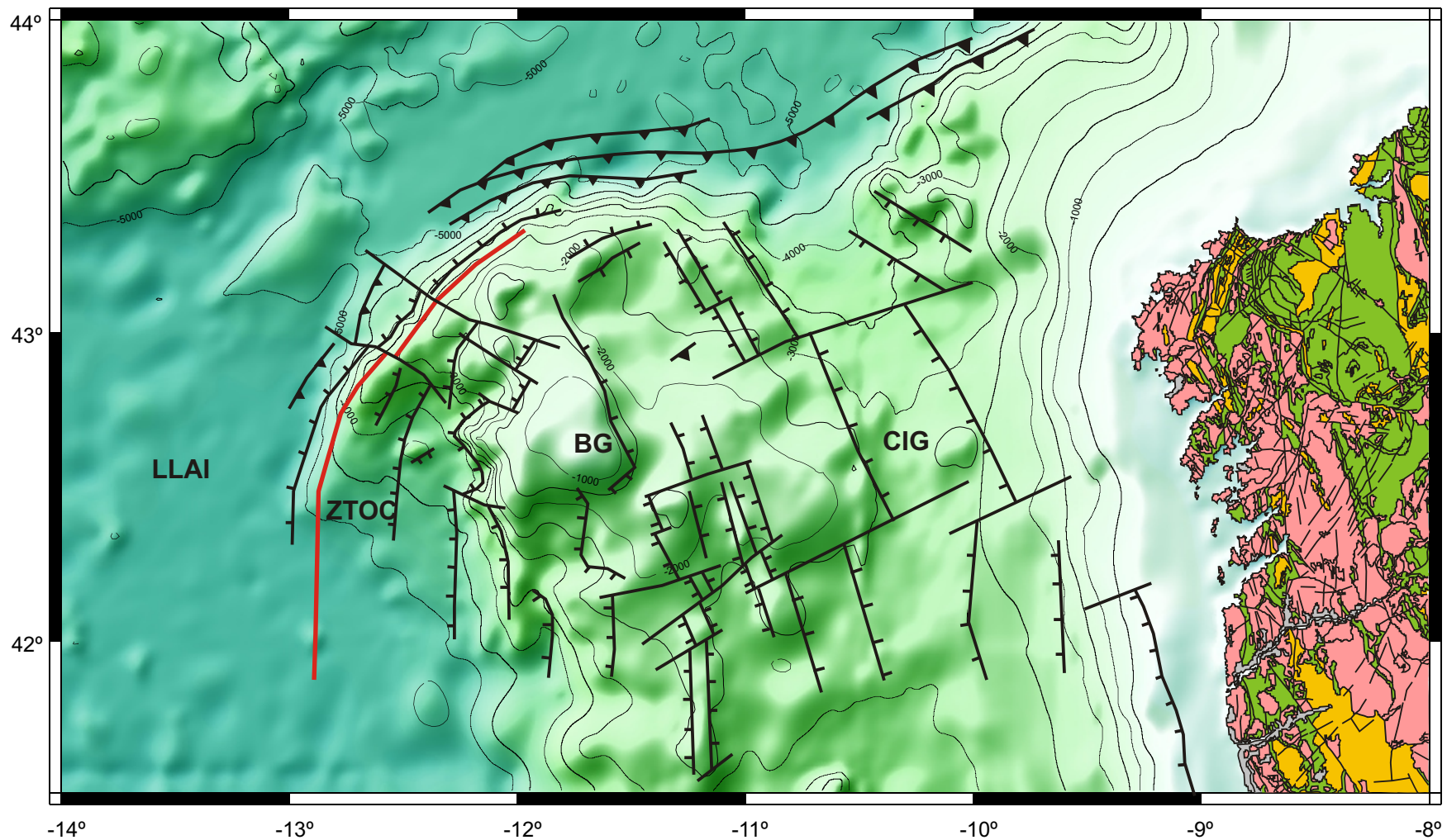
Este margen continental del oeste de Galicia se clasifica como un margen continental no volcánico, creado a partir de la propagación hacia el norte de la apertura del océano Atlántico hace aproximadamente 110 m.a. (Malod et al., 1993). Durante el Cretácico inferior se sucedieron varios episodios tectónicos de tipo extensional en este área, el más importante de ellos entre el Valanginiense y el Aptiense (Shipboard Scientific Party, 1987a). Entre el Paleoceno y el Eoceno, la convergencia entre Eurasia y la Placa Ibérica da lugar, hacia el norte de la región, al desarrollo de estructuras compresivas y a la reactivación de las estructuras extensionales previas. El resultado es la inversión de las estructuras extensionales mesozoicas, llegando a producirse una subducción incipiente de orientación E-O en el margen septentrional cantábrico (Boillot y Malod, 1988).

En lo que se refiere al margen occidental gallego, presenta una morfología controlada por estructuras de bloques levantados y hundidos limitados por fallas, la mayoría de tipo normal, enraizadas en un gran detachment extensional. Este detachment se ha identificado, en varios perfiles de sismica de reflexión realizados en la región y analizados por diversos autores, con el denominado reflector S. No obstante, sigue siendo aún motivo de controversia la interpretación del sentido de movimiento del bloque superior hacia el continente o hacia el océano, es decir, si esa gran estructura emerge en el margen gallego o bien en su margen conjugado, Flemish Cap, en la

región de los Grandes Bancos canadienses (Reston et al., 1996; Sibuet et al., 1995; Whitmarsh et al., 1996...).

Este margen continental de la península Ibérica tiene una estructura compleja en la que tradicionalmente se han distinguido tres segmentos aparentemente independientes (Fig. 2):

- La Cuenca Interior de Galicia se encuentra situada junto a la plataforma continental de la costa gallega. Consiste en una cuenca sedimentaria de forma alargada que recorre gran parte del margen oeste peninsular, con una anchura de unos 100 km, y cuya continuación hacia el sur son las cuencas Lusitana y de Porto. Se trata de una cuenca asimétrica con grandes fallas normales NNO-SSE que buzan hacia el oeste y hacia el este y que separan bloques estrechos y alargados de basamento continental que son basculados formando una serie de semigraben. Estas estructuras se ven truncadas por otras dos familias de fallas de direcciones NE-SO y NO-SE (Boillot y Malod, 1988). Los depósitos sedimentarios alcanzan un espesor de unos 6 km en el centro de la cuenca, adelgazándose la serie hacia la plataforma continental y el Banco de Galicia (Pérez-Gussinyé et al., 2003).
- Hacia el oeste, la cuenca interior de Galicia está limitada por el segundo de los segmentos, constituido por una zona de bancos submarinos. Estos bloques levantados forman una barrera entre la Cuenca Interior de Galicia y la Llanura Abisal Ibérica, mar adentro, limitando el aporte sedimentario a esta última. De norte a sur, estos bloques levantados son los bancos de Galicia, Vigo, Vasco da Gama y Porto. Algunos de estos bancos, como es el caso del Banco de Galicia, son resultado de la tectónica compresiva cenozoica, que reactivó y levantó varios de los bloques basculados durante el Mesozoico (Boillot y Malod, 1988). El más importante de ellos es el Banco de Galicia, que se eleva desde batimetrías próximas a los 4000 m hasta menos de 700 m de profundidad. Se trata de un gran bloque de corteza continental, limitado por fallas que lo basculan y levantan, con una ligera cobertera de sedimentos carbonatados.
- Al oeste esta región de bancos submarinos, se define el tercer y último de los segmentos, la denominada zona de transición océano-continente. Ésta es una zona de pocas decenas de kilómetros de anchura, formada por una delgada corteza oceánica (2-4 km de espesor) de edad mesozoica con una ligera cobertera sedimentaria. Esta fina corteza oceánica se interpreta como el resultado del pobre aporte magmático acontecido durante unos pocos millones de años tras el inicio de la apertura continental. Por debajo de esa corteza oceánica se encuentra un nivel de peridotitas serpentinizadas que llegan a aflorar hacia el oeste, formando una cresta alargada y muy continua a lo largo de todo el margen del Banco de Galicia (Whitmarsh et al., 1993). Tradicionalmente, se asume



LEYENDA









 Cuaternario	 Rocas plutónicas hercínicas	 Fallas	 Cabalgamientos
 Unidades alóctonas del Paleozoico	 Rocas plutónicas prehercínicas	 Fallas normales	 Cresta de Peridotitas

Figura 2: Mapa batimétrico del margen oeste de Galicia. Contornos batimétricos cada 500 metros. Se ha introducido una síntesis del mapa geológico del del sector oeste de Galicia y se han situado algunas de las estructuras principales identificadas previamente por Murillas et al. (1990), Malod et al. (1993), Boillot et al. (1995) y Thommeret et al. (1998) en el área de estudio. CIG, Cuenca Interior de Galicia; BG, Banco de Galicia; ZTOC, Zona de Transición Océano-Continente; LLAI, Llanura Abisal Ibérica. Topografía de Smith y Sandwell (1997).

que esta cresta de peridotitas serpentizadas marca el límite océano-continente debido a que al este de la misma se encuentran los sedimentos que cubren la zona de transición océano-continente y que se interpretan como depósitos sin-rift, inexistentes al otro lado de la cresta de peridotitas (Boillot et al., 1989b).

Al oeste de este último segmento, la zona de transición océano-continente, se encuentra ya la corteza oceánica "normal" de la denominada Llanura Abisal Ibérica, con batimetrías superiores a los 4000 m.

4. ANTECEDENTES

Algunos aspectos sobre el origen del margen continental del oeste de Galicia son especialmente controvertidos. De hecho, los mismos datos llegan a ser interpretados de forma opuesta dependiendo de los autores. A continuación se relaciona cronológicamente los trabajos más relevantes publicados sobre este margen continental, prestando atención a aquellas publicaciones sobre temas geofísicos, tectónicos y geodinámicos, que son las de mayor interés para este trabajo.

Hasta la década de 1960 se pensaba que, en general, todos los montes submarinos por debajo del límite de la plataforma continental eran de origen volcánico. Black et al. (1964) son los primeros en realizar, en la zona del oeste de la Península Ibérica, un análisis de datos magnéticos, gravimétricos, de sismica de refracción y de dragas, que les permitió deducir que el Banco de Galicia y los montes de Vigo y Porto son de origen continental.

Durante el mismo año, Berthois y Brenot (1964) presentan una síntesis de la batimetría del oeste de la península Ibérica, desde el cabo de Finisterre hasta el cabo de San Vicente.

Grau et al. (1973) analizan de forma general la estructura del margen continental europeo. En él presentan un perfil de velocidades para el sector del Banco de Galicia que es síntesis de los datos de sismica de refracción existentes hasta el momento. Describen la estructura de horst y graben en esta región del margen.

Montadert et al. (1974) colaboran en el libro "The geology of continental margins" (Burk y Drake, eds.) con una revisión de los conocimientos sobre los márgenes continentales de Galicia-Portugal y el Golfo de Vizcaya. Analizan varios perfiles de sismica de reflexión, transversales al margen, obtenidos por el Instituto Francés del Petróleo y el SNPA en 1969, y describen someramente la estructura sedimentaria del margen, datando el proceso de rift en Cretácico inferior. Concluyen que el margen continental de Galicia-Portugal tiene los rasgos de un margen inactivo.

Lamboy y Dupeuble (1975) presentan una cartografía geológica escala 1:500.000 de la plataforma continental del noroeste de la Península Ibérica y mapas de isopacas para cada una de las hojas realizadas.

Dupeuble et al. (1976) realizan un estudio estratigráfico en el Banco de Galicia y el monte de Vigo, a partir de dos líneas sísmicas y varias muestras dragadas en estos lugares durante el año 1974, y presentan una interpretación paleogeográfica de la evolución de esta parte del margen ibérico occidental entre el Jurásico superior y el Eoceno-Mioceno.

Mauffret et al. (1978) proponen una evolución estructural para el margen noroeste de la Península Ibérica en que el Banco de Galicia y el resto de montes submarinos de esta región son un relieve resultado de movimientos tectónicos acontecidos durante el Eoceno.

En 1979 se publican los primeros trabajos procedentes del tramo 47B del Deep Sea Drilling Project, desarrollado en el margen oeste de la Península Ibérica (Groupe Galice, 1979) a lo largo de 1976. Durante la campaña se toman datos gravimétricos, magnéticos, sísmicos y se obtienen muestras del fondo marino por medio de dragas y sondeos. Se presenta un mapa gravimétrico de Anomalía de Aire Libre y otro de anomalía magnética, en el que identifican la zona de calma magnética del Cretácico, al oeste del banco de Galicia, y la denominada anomalía J. También se lleva a cabo un estudio sedimentario y se presenta un mapa estructural a partir del cual, y con apoyo de la sedimentología, se plantea una evolución estructural de la región, datando el episodio de rift en Jurásico superior-Cretácico inferior. Se interpreta al Banco de Galicia como un bloque prácticamente indeformado entre dos cinturones intensamente deformados (la prolongación hacia el este de los Pirineos y del sistema Béticas-Rif), que generan en esta región una ligera deformación compresiva durante la etapa pirenaica de la orogenia alpina.

Boillot et al. (1980) presentan un estudio petrológico sobre muestras de peridotitas dragadas en la cresta presente al oeste del Banco de Galicia. Por primera vez se habla de una "zona intermedia", por estar localizada entre la corteza oceánica y la continental bien definidas, constituida por corteza continental muy adelgazada y cuyo límite con la corteza oceánica es esta cresta de peridotitas. Proponen un emplazamiento diapírico de estos materiales a través de una fractura profunda de dirección N-S, que correspondería con una falla normal del sistema del rift inicial.

Los componentes del ODP Leg 103 Scientific Party (1986) presentan los objetivos y los primeros resultados del tramo 103 del ODP, desarrollado en el suroeste del Banco de Galicia, avanzando que el reflector S no representa el límite dúctil-frágil, como se pensaba hasta el momento, y que las peridotitas del límite corteza continental-corteza oceánica pueden representar

rocas mantélicas expuestas por el proceso de rift, y no una cuña de corteza oceánica adosada al continente durante la orogenia hercínica.

En 1987 se publican los primeros resultados del tramo 103 del Ocean Drilling Program (ODP), cuya campaña se realizó durante 1985. Los participantes en este tramo del proyecto presentan los datos geofísicos obtenidos (Shipboard Scientific Party, 1987a-c). Se confirma el estado de serpentización de las cresta de peridotitas al oeste del Banco de Galicia, y su estudio microestructural indica un sentido de cizalla del techo hacia el este en las superficies de deformación que buzaban hacia el este; se interpretó que estas rocas mantélicas debieron emplazarse durante la última etapa de rift, como resultado del gran estiramiento de la corteza. Se dedujo que el periodo sin-rift comenzó al menos en el Valanginiense, que debió haber varios episodios de tectónica distensiva, y que la denominada anomalía J no se reconoce en esta parte del margen debido a que la expansión del fondo oceánico empezó más tarde en este lugar. Se interpreta el denominado reflector S como un contacto estructural de tipo detachment, y no el límite dúctil-frágil dentro de la corteza continental.

Boillot et al. (1987) proponen un modelo de estiramiento no uniforme de la litosfera, a través de una gran falla normal de bajo ángulo, enraizada en el manto superior y buzando hacia el este, para explicar la denudación del manto superior y la exposición a la serpentización de las peridotitas.

En el mismo año, Mauffret y Montadert realizan una estratigrafía sísmica a partir de cinco líneas de sísmica de reflexión realizadas al sur del Banco de Galicia. Datan un primer episodio de rift en Oxfordiense – Kimmeridgiense inferior. Describen la presencia de deslizamientos en los semigraben, asociados a los escarpes generados por la extensión. Deducen que la cresta de peridotitas debió formarse cerca del límite entre corteza continental y oceánica, pero aún en una corteza continental muy delgada.

Boillot y Malod (1988) analizan las etapas extensionales que se sucedieron en el margen noroeste de la península Ibérica durante el Mesozoico, así como las consecuencias estructurales de la convergencia entre las placas Euroasiática e Ibérica durante el Cenozoico. Afirman que el emplazamiento de la cresta de peridotitas es resultado directo del estiramiento de la corteza durante el proceso de rift, y apoyan un modelo de detachment en que la estructura principal buza hacia el este.

También en 1988 se publican los resultados finales del tramo 103 del ODP. Mauffret y Montadert (1988) presentan la estratigrafía sísmica de la región datando las principales inconformidades y los eventos deformacionales; Thommeret et al. (1988) realizan un mapa estructural del margen de Galicia, basado en los perfiles sísmicos realizados; Girardeau et al.

(1988) deducen que la cresta de peridotitas representa material mantélico emplazado en la corteza continental estirada durante el primer episodio de acreción oceánica; Boillot et al. (1988) presentan un modelo, para el adelgazamiento cortical y el emplazamiento de las peridotitas en este margen, con dos estadios: ascenso astenosférico de las peridotitas bajo la corteza continental aún poco adelgazada y, posteriormente, adelgazamiento cortical y denudación tectónica de las peridotitas a través de un detachment extensional enraizado en el manto superior.

Boillot et al. (1989) presentan los resultados del análisis petrológico de las peridotitas, una datación ^{39}Ar - ^{40}Ar de un dique diorítico que cruza a esta formación, y una estratigrafía sísmica regional que demuestran que el levantamiento, la deformación dúctil y la serpentización de estas rocas del manto ocurrieron en el Cretácico inferior, durante la etapa de rift del margen, antes de la apertura oceánica. Sugieren que la serpentización se extiende hacia el este por debajo de la corteza continental adelgazada y que el reflector S es el contacto entre ésta y las serpentinitas.

Malod y Mauffret (1990) realizan un modelo de los movimientos de la placa ibérica durante el Mesozoico según el cual el Banco de Galicia deslizó a lo largo del flanco sur de Flemish Cap, con un movimiento de tipo strike-slip o como un rift muy oblicuo.

Murillas et al. (1990) presentan una línea sísmica de reflexión en la Cuenca Interior de Galicia, pobremente estudiada hasta el momento. Sobre esta línea ensayan una estratigrafía sísmica de la cuenca, describen la estructura de horst y graben de la misma, y datan los procesos deformacionales en la cuenca.

Beslier et al. (1990) confirman el emplazamiento de la cresta de peridotitas al final del proceso de rift o justo al inicio de la acreción oceánica. Llevan a cabo un estudio estructural de las muestras de estas rocas de que se dispone hasta el momento, y sugieren la presencia de fallas sinestrosas transversales a la estructura hacia el noroeste de la región del Banco de Galicia.

Sibuet (1992) realiza un nuevo modelo que combina cizalla pura y cizalla simple para explicar la formación de los márgenes conjugados de Galicia y Flemish Cap. Propone una extensión controlada por un gran detachment, que emerge en el margen canadiense y que en el margen de Galicia se corresponde con el reflector S. Al finalizar el proceso de rift peridotitas serpentizadas del manto ascenderían en la zonal de límite océano-continente formando la cresta peridotítica.

Hoffman y Reston (1992) presentan el análisis de una línea sísmica al suroeste del Banco de Galicia en la que reconocen al reflector S como el nivel de detachment principal que controla el estiramiento de la corteza en este margen continental.

Malod et al. (1993) interpretan que una porción de litosfera oceánica quedó adosada a la placa Ibérica en la ladera noroeste del Banco de Galicia, formando un cinturón basáltico al noroeste de la cresta de peridotitas, cuando este margen continental del norte de Galicia se transformó en activo durante el Paleoceno-Eoceno, y que ese cuerpo basáltico no puede ser considerado por tanto como una cuña de litosfera oceánica acrecida a la placa Ibérica.

Whitmarsh et al. (1993) estudian las características sísmicas de la corteza a un lado y al otro de la cresta de peridotitas y explican la presencia de una corteza oceánica anormalmente delgada en la zona de transición océano-continente como producto del pobre aporte magmático acontecido al inicio de la expansión oceánica.

Banda et al. (1995) editan el libro "Rifted Ocean-Continent Boundaries". En él aparecen varios capítulos en que se estudia el margen oeste de la Península Ibérica. Sibuet et al. (1995) presentan un modelo nuevo a partir de una línea de sísmica de refracción, con el propósito de localizar la zona de transición océano-continente. Proponen un modelo de formación del margen que conjuga cizalla pura y simple, con el reflector S buzando hacia el este y coincidente localmente con la interfase frágil-dúctil. Krawczyk y Reston (1995) estudian la naturaleza del reflector S, que interpretan como un detachment frágil activo durante la última fase de extensión previa a la apertura oceánica, no estando relacionado con la exhumación de la cresta de peridotitas, que lo trunca. Discuten la posibilidad de que el sentido de cizalla del reflector S sea del bloque de techo hacia el oeste.

Whitmarsh y Miles (1995) realizan un estudio magnético a partir de datos tomados por el ODP durante el tramo 149, al SSO del Banco de Galicia. Identifican, inmediatamente al este de la anomalía J, una anomalía que parece coincidir con la posición de la cresta peridotítica en esa región. Deducen que la expansión oceánica debió comenzar hace 129.9 m.a.. Apoyan la hipótesis de que la zona de corteza transicional se debió formar por el ascenso de magma astenosférico que se enfrió rellenando los espacios creados durante la extensión. Con la progresión de la deformación estos materiales del manto superior quedarían expuestos a los procesos de serpentización.

Whitmarsh et al. (1996) presentan varios perfiles sísmicos al SO del Banco de Galicia, con cuyo análisis deducen un sentido de movimiento en la extensión del bloque de techo hacia el este. Delimitan en los perfiles sísmicos el cuerpo de peridotitas serpentizadas y niegan la hipótesis de exposición de las mismas por un proceso de denudación tectónica en que S actúe como un detachment. Realizan un modelo gravimétrico consiguiendo un ajuste de la anomalía de aire libre con un error de +/-10 mGal.

Reston et al. (1996) analizan cuatro perfiles de sismica de reflexión, perpendiculares al margen de rift, al SO del Banco de Galicia e interpretan el reflector S como un detachment frágil con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el oeste. Hacia el este deducen que esta estructura se complica posiblemente debido a la actuación de diferentes fases de detachment a lo largo del tiempo.

Schärer et al. (2000) llevan a cabo la datación de varias muestras tomadas en el las áreas de los bancos de Galicia y Gorringe y en la Llanura Abisal Ibérica. En la sección gallega, el magmatismo es de origen esencialmente astenosférico y previo a la apertura oceánica. Calculan una tasa de apertura oceánica de 4.4 cm/año, aproximadamente, y discuten un modelo estructural del proceso de rift entre América y la península Ibérica basado en la idea de que el emplazamiento de magma produce un nivel de debilidad y desfase entre la corteza fracturada y el manto astenosférico infrayacente.

Pérez-Gussinyé y Reston (2001) modelizan la evolución reológica de la corteza durante los procesos de extensión. Sugieren que la formación de zonas de peridotitas serpentinizadas como la que se observa en el margen del Banco de Galicia requiere la generación de grandes fallas a nivel cortical que permitan la entrada de agua para que se dé la alteración de las rocas de la litosfera subcortical. Por otro lado, como los coeficientes de fricción de las serpentinitas son bajos, sugieren que este proceso de alteración de las peridotitas controla el desarrollo de grandes detachment en el límite corteza-manto como el reflector S.

Pérez-Gussinyé et al. (2003) realizan un estudio detallado de la Cuenca Interior de Galicia para deducir los posibles mecanismos de extensión en márgenes no volcánicos. Presentan un gran perfil de sismica de reflexión a partir del cual dividen la cuenca en tres zonas diferenciadas tanto por las características sísmicas e intensidad y modo de deformación del basamento cristalino, como por el espesor de las diferentes series sedimentarias en cada una de ellas. Presentan un modelo de la posible evolución de la extensión en la Cuenca Interior de Galicia en que ésta es resultado de un proceso de rift iniciado en una corteza delgada y fría.

5. METODOLOGÍA

En la elaboración de este trabajo se han utilizado datos batimétricos y gravimétricos adquiridos durante las campañas ZEE-2001, ZEE-2002 y ZEE-2003. El tratamiento de dichos datos se ha llevado a cabo aplicando la metodología clásica utilizada en estudios de geología y geofísica marina.

5.1. SISTEMAS DE NAVEGACIÓN

La información tomada durante las campañas debe estar perfectamente referenciada, por lo que es fundamental disponer de sistemas de posicionamiento precisos. EL sistema GPS, operando de modo autónomo, ofrece una precisión de 100 m, por lo que es necesario disponer de correcciones diferenciales de validez local. A bordo del B.I.O. Hespérides se han utilizado dos sistemas de GPS diferencial TRIMBLE 4000 DL a los que se les ha ido insertando correcciones diferenciales de forma continua, utilizando para ello una red de estaciones de referencia en tierra. Si bien todas las estaciones terrestres están bastante alejadas de la zona de levantamientos, la unidad opera de un modo conocido como "estación de referencia virtual": el receptor dispone de un navegador de GPS diferencial integrado, de manera que conoce de forma aproximada cuál es su posición. Recibidos los conjuntos de correcciones diferenciales de las ocho estaciones más próximas, el receptor OMNISTAR ejecuta un algoritmo de filtrado de todos ellos, ponderados en relación a la distancia entre cada estación de tierra y la estación móvil.

Los datos de posicionamiento se extraen y procesan diariamente durante las campañas, lo que facilita la tarea de edición de los datos gravimétricos.

5.2. BATIMETRÍA

Las ecosondas son instrumentos de investigación oceanográfica empleados para obtener datos batimétricos de alta resolución y, simultáneamente, valores de reflectividad acústica del fondo oceánico.

Su funcionamiento se basa en la emisión de haces acústicos que al alcanzar el fondo marino son devueltos a la superficie y recibidos por los transductores del barco. Mediante la aplicación de

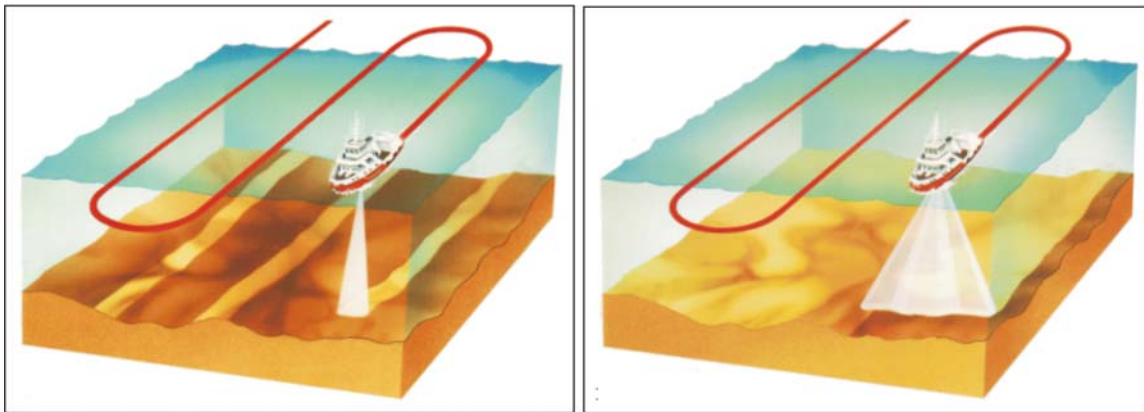


Figura 3: Diagrama de la cobertura que presentan las ecosondas monohaz (izquierda) y multihaz (derecha)

correcciones, se determina la profundidad del fondo en el área que se va cubriendo según las derrotas seguidas por el barco (Fig. 3).

Para la reducción de los datos de gravimetría, además de para la interpretación del magnetismo y el correcto seguimiento del fondo marino por parte de la ecosonda multihaz con que está dotado el barco, es esencial la información batimétrica procedente de la ecosonda monohaz. Para la reducción de los datos de gravimetría también se usa en ocasiones el haz central de la ecosonda multihaz. El B.I.O. Hespérides cuenta con una ecosonda monohaz SIMRAD EA-500, que permite operar en tres frecuencias diferentes. Está diseñada para realizar una detección y seguimiento del fondo marino con gran precisión gracias a un procesado independiente de los datos recibidos en cada canal. Los transductores instalados en el B.I.O. Hespérides permiten operar hasta profundidades de 12000 m, ya que trabajan en la frecuencia de 12 kHz. El control, por parte del operador, de la longitud del pulso permite mantener una resolución adecuada a la profundidad existente. Dada la gran precisión de los datos obtenidos, ésta ecosonda se emplea como instrumento de control de primera magnitud.

El calibrado de las ecosondas previo a cada campaña es un elemento esencial para la obtención de una calidad adecuada en los datos que van a tomar posteriormente. Con ello es posible calcular errores de calibrado de los aparatos, como el balanceo, la inclinación, offsets de cabeceo, retrasos de tiempo, etc. y se determinan los valores necesarios para su corrección. Para ello, al principio de cada campaña se seleccionaron varias zonas en aguas del margen occidental de Galicia con fondos regulares y tanto someros como profundos.

Además es importante tener un buen control del perfil de la velocidad del sonido en el agua, debido a la influencia que este parámetro tiene en las medidas de batimetría obtenidas. Para ello, durante el desarrollo de las campañas, se lanzan regularmente batitermógrafos desechables (XBT) y un sensor de velocidad del sonido SV-Plus (Fig. 4). La sonda SV-Plus puede ser largada hasta los

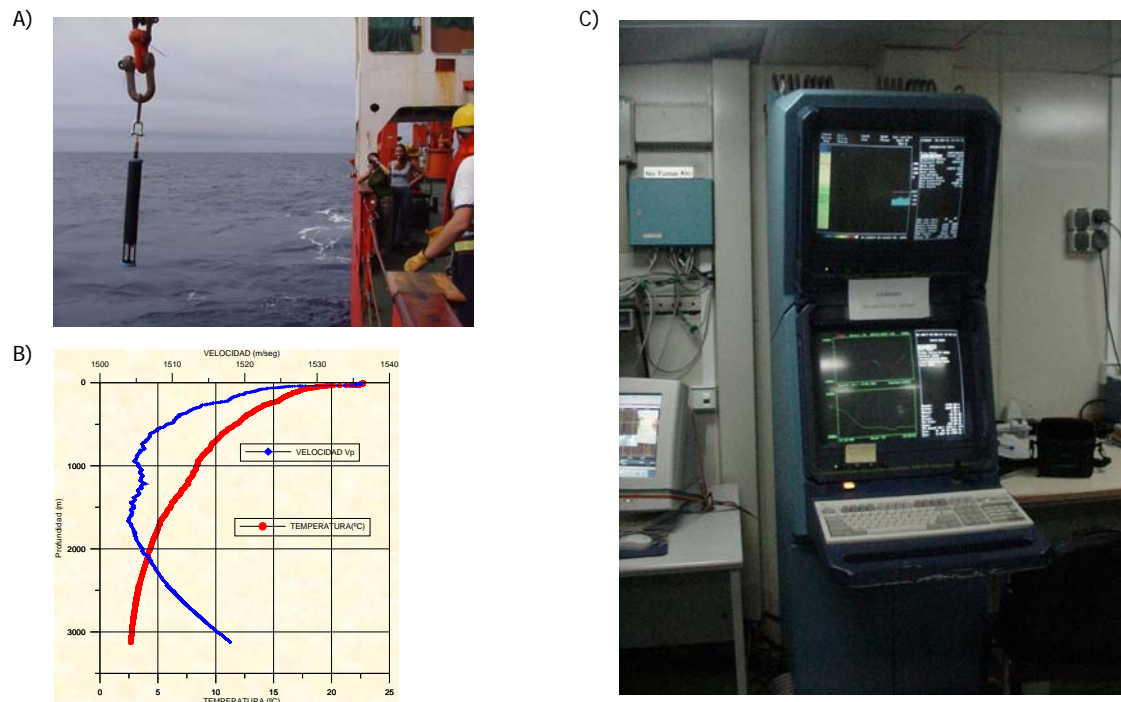


Figura 4: A) Sensor de velocidad del sonido SV-Plus. B) Curvas de velocidad de sonido y temperatura de la columna de agua obtenidas con la sonda. C) Ecosonda Multihaz SIMRAD EM-12; a ella y a la monohaz son transmitidos los datos de velocidad del sonido en el agua para realizar la reducción de sus medidas.

5000 m de profundidad; los datos obtenidos con los XBT se complementan en grandes profundidades con datos de la base mundial Levitus. Los perfiles de velocidad de sonido que se obtienen son transmitidos tanto a la sonda monohaz como a la multihaz, que los aplican automáticamente para realizar la reducción de sus medidas.

5.3. GRAVIMETRÍA

5.3.1. FUNDAMENTOS

El método gravimétrico estudia la distribución de densidades en el interior de la Tierra a partir de la observación de las anomalías que generan en la aceleración de la gravedad " g ". Para ello, se basa en la directa relación entre ambos parámetros (densidad y aceleración de la gravedad).

La Ley de Gravitación Universal establece:

$$F = \frac{GMm}{R^2} \vec{r} \quad [1]$$

siendo: F , la fuerza de atracción entre dos masas,

M , la masa de la Tierra y m cualquier masa sobre su superficie,

R , la distancia entre ambas y

G , la Constante de Gravitación Universal ($=6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2$).

Por otra parte, la segunda Ley de Newton dice:

$$F = mg \quad [2]$$

de modo que, igualando ambas expresiones y sustituyendo M por $V\rho$, siendo V el volumen y ρ la densidad, se llega a:

$$g = G \frac{V\rho}{R^2} \vec{r} \quad [3]$$

donde se observa una relación directa entre g y ρ .

El Geodetic Reference System de 1967 (GRS 1967) define la gravedad teórica (g_ϕ), en cualquier latitud (ϕ) de la superficie del elipsoide que configura la forma teórica de la Tierra, suponiendo así mismo un modelo teórico con distribución creciente de densidad hacia el interior de la Tierra:

$$g_\phi = 978031.846(1 + 0.005278895 \text{sen}^2\phi + 0.000023462 \text{sen}^4\phi) \text{ mGal} \quad [4]$$

Cualquier variación de la g leída sobre la g_ϕ teórica calculada, será anómala (*anomalía gravimétrica*) y se deberá a distribuciones de densidad diferentes respecto de las establecidas por el modelo teórico. El análisis de las anomalías de la gravedad, por tanto, es lo que permite determinar la distribución de densidades en el subsuelo y deducir la configuración geológica. La necesaria homogeneización de los valores de g y g_ϕ , lleva consigo una serie de correcciones: calibración, deriva y eötvös y topografía para el valor leído, y Aire Libre y Bouguer para la g teórica. A continuación se explica el significado de cada una de las correcciones aplicadas.

5.3.1.1. Corrección de la deriva instrumental del gravímetro

Es una simple corrección instrumental que trata de eliminar los efectos mecánicos que inciden en el funcionamiento de los aparatos de medida, basándose en la repetición de las lecturas en un mismo punto, con determinados intervalos de tiempo. La variación asumida entre los valores de lectura es de tipo lineal. El rango de variación en el gravímetro marino es muy pequeño por tratarse de un instrumento electromagnético.

5.3.1.2. Corrección de Eötvös

Elimina el efecto producido al obtener las lecturas desde una plataforma móvil. La velocidad y rumbo del vehículo se combinan con la rotación terrestre pudiendo generar en g desviaciones de varias decenas de mGal. La relación utilizada para corregir este efecto es la propuesta por Eötvös:

$$\delta g_{ecuador} = 7.508V \cos \phi \sin \alpha + 0.0416V^2 \text{ mGal} \quad [5]$$

siendo: V , la velocidad del vehículo en nudos,

ϕ , la latitud y

α , el azimut en grados.

Es evidente la necesidad de realizar esta corrección en lecturas efectuadas desde un barco.

5.3.1.3. Corrección de Aire Libre

Se trata de trasladar el valor de la gravedad teórica (g_ϕ), calculada sobre el elipsoide de referencia, a la cota real de lectura. Si el gradiente teórico del campo gravitatorio terrestre se estima en 0.3086 mGal/m, la corrección a aplicar vendrá definida por:

$$C.A.L. = 0.3086 * Z \quad [6]$$

siendo Z la cota del punto en que se realiza la lectura. En mar, esta corrección es nula al considerar que se mide sobre el elipsoide (nivel medio del mar) y teniendo en cuenta las precisiones con que se trabaja.

5.3.1.4. Corrección de Bouguer

Esta corrección calcula el efecto que produce sobre la gravedad la lámina de material comprendido entre la cota del punto en que estamos midiendo y el nivel del mar. En prospección terrestre se utiliza una densidad media de 2.67 g/cm³, mientras que en prospección marina el valor a tener en cuenta es el de la densidad del agua de mar. Este efecto, sobre la unidad de masa de una capa infinita de altura Z es:

$$C.B. = 2\pi G \rho Z \quad [7]$$

siendo: G , la Constante de Gravitación Universal ($=6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2$) y

ρ , la densidad de reducción.

5.3.1.5. Corrección topográfica

Se realiza para tener en cuenta el efecto causado por las variaciones del relieve que existe alrededor de los puntos de medida. Los altos topográficos ejercen una atracción gravitatoria hacia arriba, de modo que la g observada es menor, y por lo tanto se debe sumar la cantidad correspondiente a este efecto. Los bajos topográficos, durante la aplicación de la corrección de lámina de Bouguer, han sido ficticiamente "rellenados" y, como consecuencia, ejercen una atracción gravitatoria hacia abajo, efecto que se restaría a la corrección de Bouguer, la cual es negativa, de modo que se sumará el valor de corrección topográfica a la g observada tanto en los altos como en los bajos.

En mar, las variaciones morfológicas de los fondos oceánicos hacen que masas de agua ocupen de forma irregular volúmenes entre masas de rocas con densidad mucho más alta. Este efecto es especialmente relevante cuando se trabaja en áreas con grandes variaciones batimétricas. La corrección del efecto producido por la lámina de agua y por las irregularidades del fondo oceánico están descritas por Nettleton (1976); el resultado de aplicar estas correcciones lo denomina anomalía de Bouguer, si bien estas correcciones nos son exactamente iguales a las aplicadas en tierra. Debe tenerse en cuenta que la lámina de agua se sitúa por debajo del nivel de referencia, así como que el efecto de las irregularidades del fondo de dicha lámina se computa en la superficie del mar, no en los puntos del fondo oceánico respecto de los cuales se realiza la corrección, y puede ser positivo o negativo. En nuestra investigación se ha realizado la corrección de lámina de agua, considerando un espesor igual a la batimetría en el punto de lectura, y el cálculo del efecto generado sobre la superficie por las irregularidades, positivas o negativas, que sufre en su base la lámina de agua.

5.3.1.6. Anomalías gravimétricas

Según sean las correcciones aplicadas, se calculan diferentes tipos de anomalías: La **Anomalía gravimétrica de Aire Libre** conlleva la aplicación de la corrección de Aire Libre (Fig. 5B) y, en caso de obtener las lecturas gravimétricas sobre una plataforma móvil, como es un barco, también la aplicación de la corrección de Eötvös:

$$A.A.L. = g_{leída} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L.)$$

siendo: *A.A.L.*, la Anomalía de Aire Libre,

C.E., la corrección de Eötvös y

C.A.L., la corrección de Aire Libre.

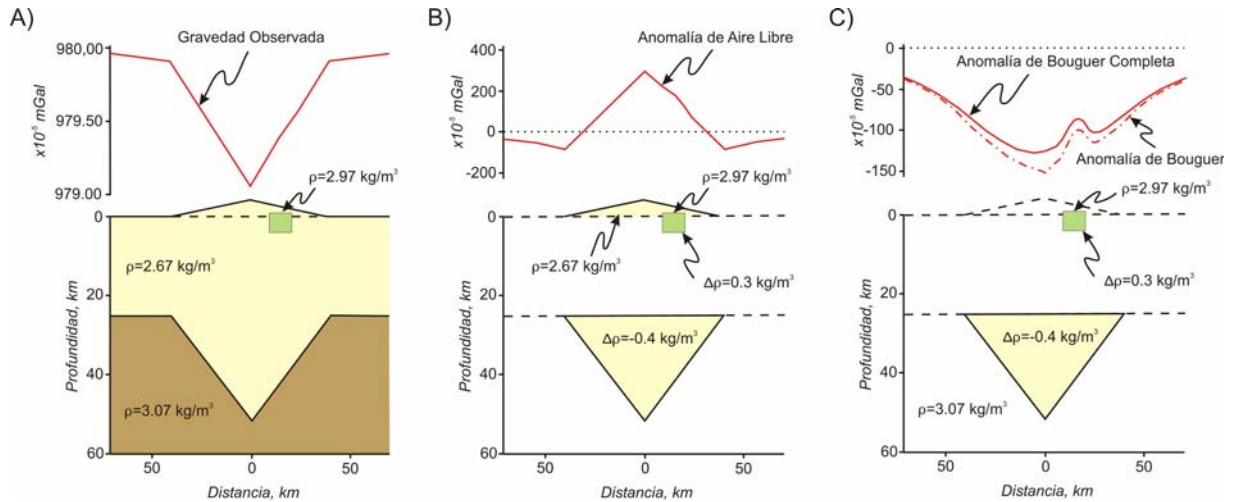


Figura 5: A) Sección de corteza para describir las diferentes correcciones a la gravedad observada; la “montaña” es isostáticamente compensada por una raíz cortical. La masa de sección rectangular representa una variación de densidad de acuerdo con la geología de la corteza superior. B) La misma sección de corteza después de restar la gravedad teórica a la observada y de aplicar la corrección de aire libre. La anomalía de aire libre está fuertemente influenciada por el relieve; aunque la corrección de aire libre tiene en cuenta la variación en la cota de medida, no considera el efecto de la masa adicional del edificio topográfico. C) Anomalías de Bouguer y Bouguer Completa sobre la misma sección cortical; la anomalía de Bouguer refleja las masas anómalas, y en este caso incluye una componente negativa de gran longitud de onda causada por la raíz que compensa isostáticamente la topografía y una componente positiva de corta longitud de onda causada por el cuerpo de mayor densidad situado en la corteza superior. (Modificado de Blakely, 1995)

La anomalía gravimétrica que incorpora las correcciones aplicadas para el cálculo de la anomalía de Aire Libre, más la corrección de lámina de Bouguer es la denominada **Anomalía de Bouguer** (Fig. 5C):

$$A.B. = g_{leída} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L. + C.B.)$$

siendo: $A.B.$, la Anomalía de Bouguer y

$C.B.$, la corrección de lámina de Bouguer.

La anomalía de Bouguer refleja el contraste de densidad de las masas anómalas con respecto a las densidades medias normales (para la corteza normal se considera una densidad media de 2.67 g/cm^3).

Si la Anomalía de Bouguer incluye, además, la corrección topográfica, se llama **Anomalía de Bouguer Completa** (Fig. 5C):

$$A.B.C. = g_{leída} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L. + C.B. + C.T.)$$

siendo: $A.B.C.$, la Anomalía de Bouguer Completa y

$C.T.$, la corrección topográfica.

5.3.2. ENLACE CON LAS REDES TERRESTRES

Los gravímetros suelen tener una variación en las medidas de gravedad relativa, por lo que es necesario escalar en un punto donde se conoce la gravedad real. Por ello, antes de comenzar una campaña oceanográfica en la cual se va a realizar gravimetría marina, se establece una base en el muelle donde está atracado el barco. En dicha base se realizan varias medidas a lo largo de cierto intervalo de tiempo, y se comparan con las realizadas sobre una base de la red gravimétrica terrestre. Con esto se pretende tener un punto de enlace con las medidas tomadas por el gravímetro transportado en el barco, para poder calibrar todas las medidas que se efectuarán a lo largo de la campaña.



Figura 6: Gravímetro terrestre Lacoste & Romberg. Enlace con las redes terrestres en el muelle Carenero de Cartagena

El enlace con las redes terrestres se estableció sobre las bases gravimétricas de primer orden del Instituto Geográfico Nacional en Cartagena y Santander. Las lecturas efectuadas para el enlace se realizaron con un gravímetro terrestre Lacoste & Romberg modelo G (n°953), cuya precisión es de 0.01 mGal (Fig. 6). Las constantes de calibración calculadas para las diferentes campañas se muestran en la tabla 1.

<i>Campaña</i>	<i>Constante de Calibración</i>
ZEE-2001	+3.2 mGal
ZEE-2002	-0.29 mGal
ZEE-2003	-5.67 mGal

Tabla 1: Constantes de calibración calculadas para las campañas de los años 2001 a 2003.

5.3.3. INSTRUMENTACIÓN

El B.I.O. Hespérides está dotado con un gravímetro marino Bell Aerospace TEXTRON BGM-3 (Fig. 7). El sensor del sistema se encuentra montado en una plataforma giroestabilizada situada en el local de gravimetría, el cual se encuentra próximo al centro de gravedad del buque. El sistema está compuesto por los siguientes elementos:

5.3.3.1. Subsistema sensor

Consta de un "rack" con los dispositivos electrónicos de alimentación, de acondicionamiento de señal y baterías de emergencia. El sensor de gravedad genera un tren de pulsos, cuya frecuencia es proporcional a la gravedad en el rango del instrumento, y una señal de referencia para contarlos. Estos datos se introducen en el ordenador donde son almacenados con una señal que indica el status de funcionamiento.

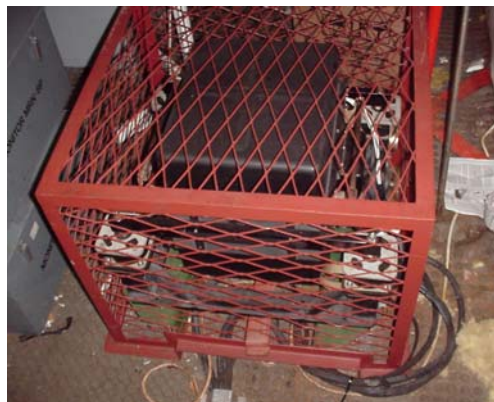


Figura 7: Gravímetro marino Bell Aerospace
TEXTRON BGM-3

5.3.3.2. Plataforma estabilizada

Su función es aislar el sensor de gravedad de los movimientos del buque, minimizando las posibles influencias de los movimientos del buque y asegurando en todo momento la alineación del sensor con la vertical. Consiste en una plataforma estabilizada, sobre la cual va montada el subsistema sensor, así como la electrónica de control, estabilización y alimentación de la misma.

5.3.3.3. Subsistema de adquisición de datos

Se trata de un PC encargado del procesado de la señal, así como del almacenamiento y distribución por la red de estos datos.

5.3.4. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS

5.3.4.1. Adquisición de los datos

Durante las campañas en mar, el barco navega siguiendo una serie de derrotas, o líneas de navegación, denominadas "líneas normales", en las cuales se obtiene una lectura gravimétrica cada 10 segundos (0.1 Hz). También se realizan una serie de líneas transversales a las normales, denominadas "líneas de corte" y que sirven para comprobar los valores de gravedad en los puntos de cruce y estimar el error del levantamiento.

La información llega a la unidad central de tratamiento de datos a través de tres canales independientes:

- Gravímetro marino (situado en el centro de gravedad del barco).
- Instrumentos de navegación y posicionamiento (en puente de mando del barco).
- Operador de guardia, en el laboratorio de popa, que controla el correcto funcionamiento del gravímetro, así como las variaciones de rumbo, velocidad o cualquier otra circunstancia que pudo afectar a la correcta toma de los datos; dichas variaciones son comunicadas al personal de guardia desde el puente de navegación del barco. Además, el operador de guardia introduce las características concretas de cada línea en ejecución.

Todo este flujo de información se fragmenta en unidades de tamaño apropiado para su fácil manejo, supervisión y corrección, denominadas unidades temporales de adquisición de datos que, en nuestro caso, coinciden con la duración de las guardias, 3 horas. De este modo, el periodo máximo de pérdida de información es de 3 horas.

5.3.4.2. Procesado de los datos

Con la información así almacenada, se aplicó el programa LANZADA (Carbó et al., 1998), diseñado para obtener las anomalías gravimétricas de cada línea. Las operaciones que lleva a cabo el programa son:

- Composición de un fichero para cada línea que incorpore los datos de lecturas del gravímetro, posición, rumbo, velocidad y profundidad (procedentes de la sonda monohaz EA-500).
- Cálculo del rumbo y la velocidad reales.
- Correcciones de marea terrestre, eötvös, deriva instrumental y suma de constante de enlace con las redes gravimétricas terrestres. La deriva instrumental se calcula también por campaña, teniendo para ello en cuenta la variación media observada para las lecturas del gravímetro marino en las 24 horas anteriores y posteriores a la campaña.
- Cálculo de las anomalías de Aire Libre y de Bouguer, referidas al GRS67.

Tras obtener los ficheros con todos los valores para cada línea, estas se trataron con el programa LANZADA-F (Carbó et al., 2001). Dicho programa realiza la corrección de fondo para todas las medidas por medio de una descomposición del modelo digital del fondo marino en prismas regulares de 2 km de lado, empleando para el cálculo un radio de búsqueda de 22 km (Fig. 8).

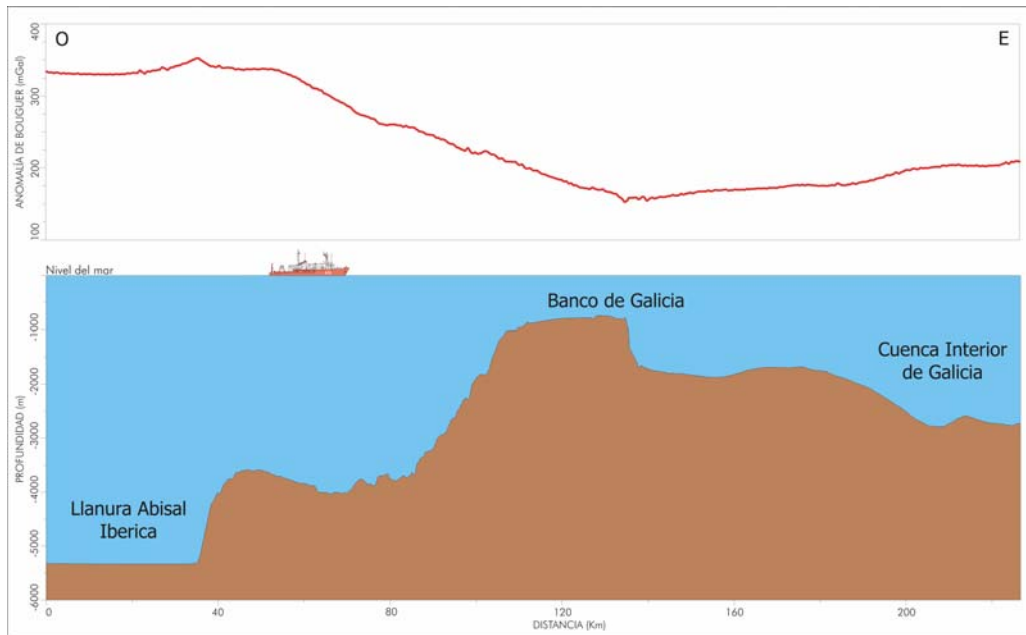


Figura 8: Perfiles batimétrico (inferior) y de anomalía de Bouguer con corrección de fondo oceánico (superior) de la línea 25c de la campaña ZEE-03 (ver Fig. 10).

Las líneas de navegación así procesadas, se incluyeron en una base de datos geo-referenciada, donde fueron corregidas las lecturas anómalas (“spikes”). A continuación se aplicó un filtro de paso bajo que elimina las señales con longitud de onda inferior a 1000 m y, el conjunto de datos ya filtrado, se interpoló mediante “kriging”, tomando un radio de interpolación de 4 km por considerar éste el adecuado en base a la distancia entre las líneas de navegación seguidas durante la adquisición de los datos y a las características del área de estudio. Así, se obtuvieron finalmente mallas regulares de 4 km de lado para los valores de anomalía de Aire Libre y de Bouguer en el área de estudio (Fig. 9). Con estas mallas se representaron los mapas que se muestran en las figuras 12 y 14 y que se describen más adelante el capítulo 6.

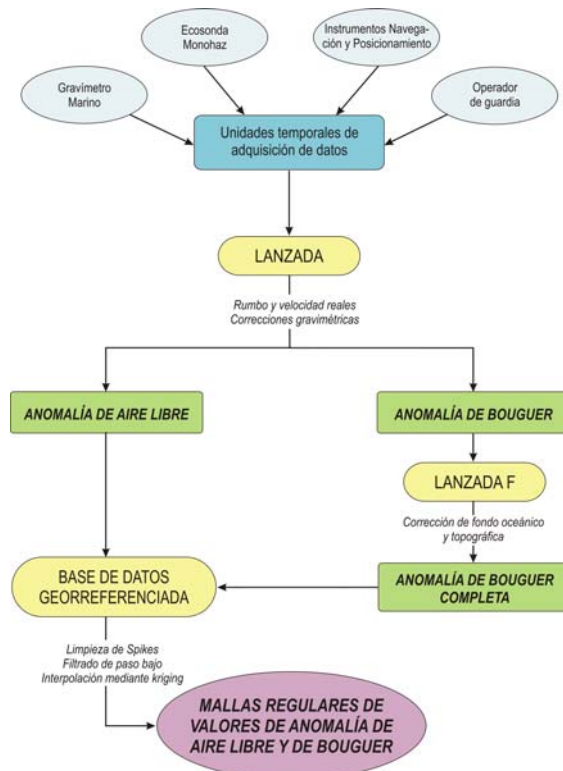


Figura 9: Procedimiento seguido en la adquisición y el procesado de los datos gravimétricos.

6. ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO

6.1. ANÁLISIS DE COHERENCIA ENTRE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS DE BARCO Y DE SATÉLITE

A continuación, se realizó un análisis de coherencia para determinar la calidad de nuestros datos gravimétricos en comparación con los que se obtienen a partir de altimetría satelital mediante un análisis espectral de las longitudes de onda observadas a lo largo de la línea 25c (Figs. 10 y 11) de la campaña ZEE-03 (Welch, 1967; Bendat y Pierlson, 1986).

El análisis espectral mide la cantidad de señal registrada para cada frecuencia. El análisis de coherencia es la función que compara los valores obtenidos en dos registros y separa las longitudes de onda que miden lo mismo.

En la figura 11A, se observa cómo, para longitudes de onda por debajo de los 25 km, los datos gravimétricos de satélite ofrecen menor resolución que los obtenidos con el barco. Esta diferencia es ya muy pronunciada para longitudes de onda inferiores a 10 km.

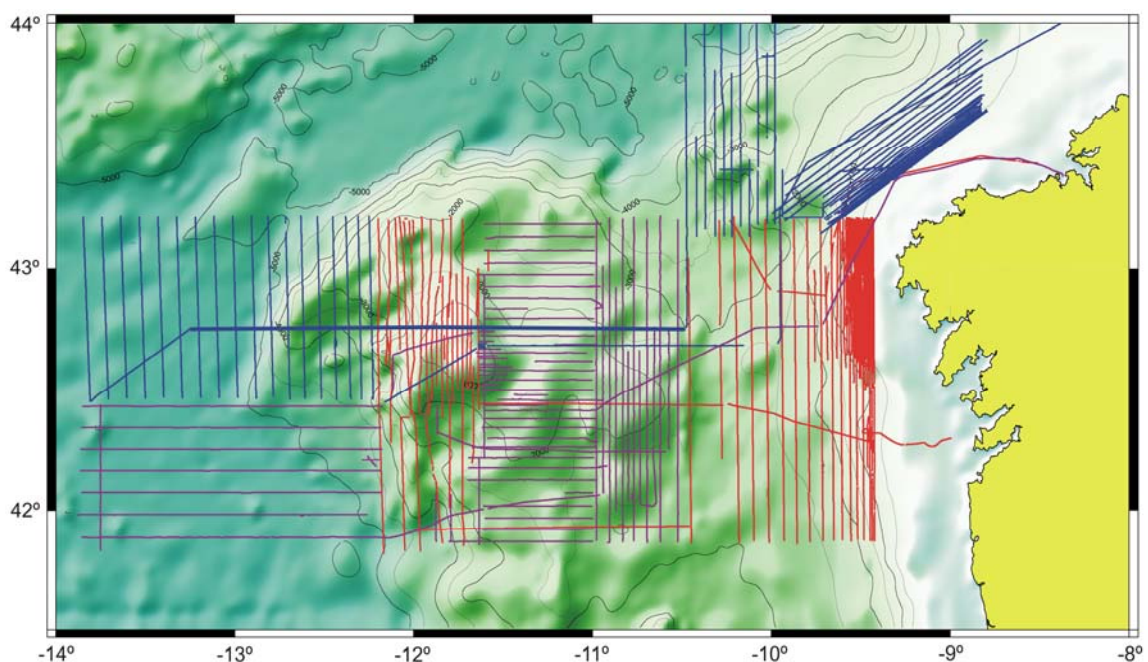


Figura 10: Mapa batimétrico del área de estudio con las líneas de navegación realizadas durante las campañas ZEE-2001 (rojo), ZEE-2002 (violeta) y ZEE-2003 (azul). Se ha señalado la línea 25c de la campaña ZEE-03 con una traza más gruesa.

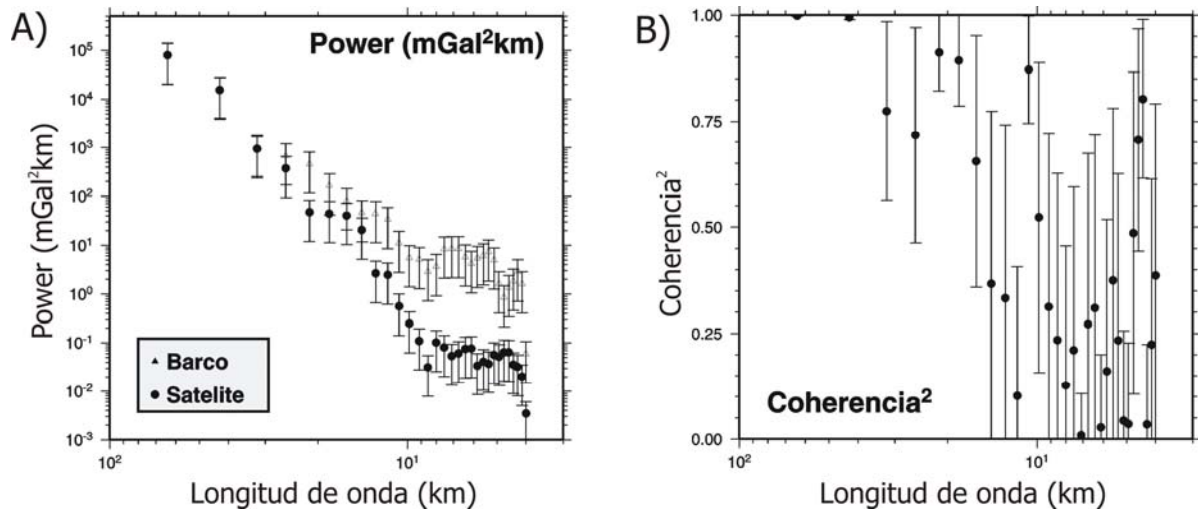


Figura 11: Análisis de coherencia entre los datos gravimétricos obtenidos con el barco y los que se obtienen por altimetría satelital.

Los valores de coherencia próximos a la unidad (Fig. 11B), indican hasta qué longitudes de onda son comparables en resolución los datos de barco y de satélite. Para el caso analizado, se observa que las resoluciones de los datos de barco y de satélite son sólo comparables para anomalías con longitudes de onda superiores a los 25 km, por lo que en el estudio de estructuras que producen anomalías con longitudes de onda inferiores a 25 km es necesario emplear el barco para la toma de datos.

6.2. MAPAS DE ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE Y DE BOUGUER

Para la realización de los mapas gravimétricos de anomalías de Aire Libre y de Bouguer del área de estudio se han empleado los siguientes datos (Fig. 10):

- ▶ 85 líneas procedentes de la campaña ZEE-2001, que cubren la parte central y este del área de estudio.
- ▶ 79 líneas adquiridas durante la campaña ZEE-2002, situadas en la parte central y suroeste de la región estudiada.
- ▶ 87 líneas tomadas en la campaña ZEE-2003, que cubren los extremos noroeste y noreste del área estudiada.
- ▶ 590 medidas gravimétricas terrestres realizadas en el noroeste peninsular, procedentes del Instituto Geográfico Nacional y ENRESA. Con estas medidas se ha podido orlar los mapas para así evitar errores de borde en las zonas próximas a la costa.

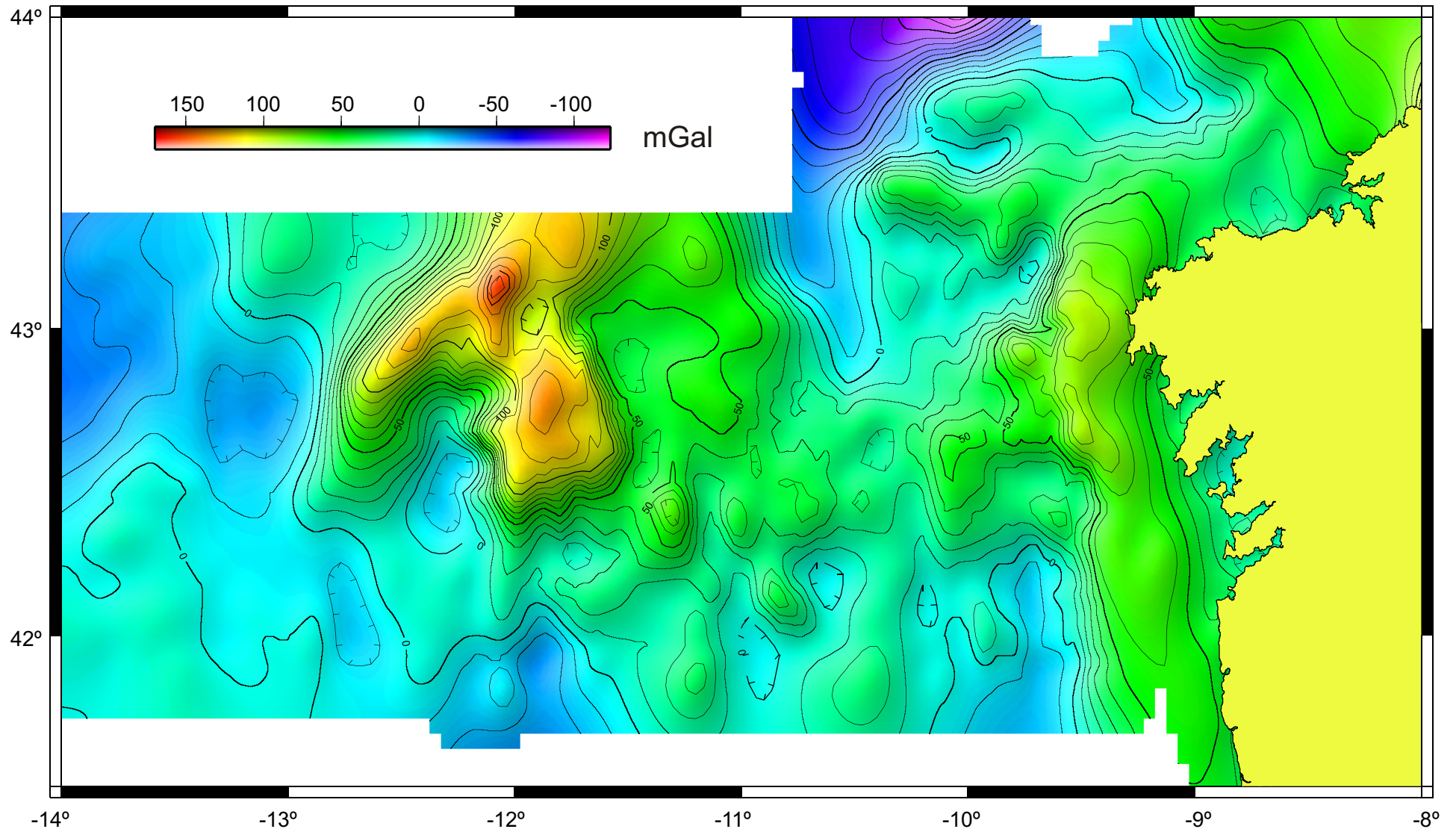


Figura 12: Mapa de anomalía de Aire Libre. Contornos cada 10 mGal.

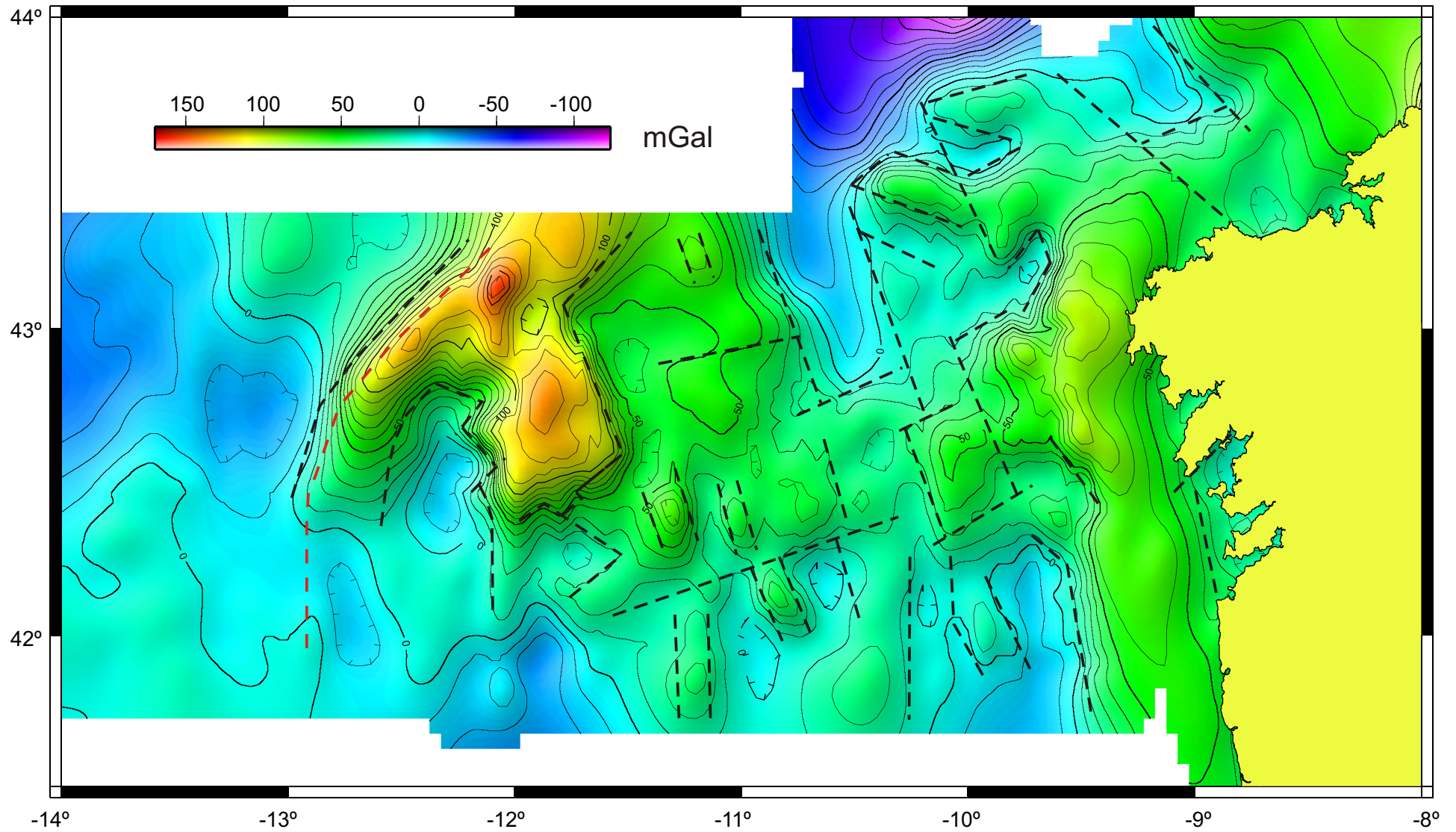


Figura 13: Lineaciones y gradientes interpretados sobre el mapa de anomalía de Aire Libre (trazo negro discontinuo).
En trazo rojo discontinuo se ha señalado la posición de la cresta de peridotitas (ver Fig. 2).

Los mapas han sido realizados en proyección Mercator con el programa *Generic Mapping Tools (GMT)*, de Wessel y Smith (1998).

6.3. ANÁLISIS DEL MAPA DE ANOMALÍA DE AIRE LIBRE

El mapa gravimétrico de anomalía gravimétrica de Aire Libre ha sido representado en la figura 12, con una escala de colores entre violeta-azul intenso (valores mínimos) y rojo (valores máximos). Los valores de anomalía de Aire Libre oscilan entre -100 y +160 mGal, siendo el área del Banco de Galicia donde se encuentran los valores más altos. Los flancos de este alto batimétrico vienen marcados por valores entre +100 y +20 mGal, con pendientes muy pronunciadas hacia el NO y SE del mismo. Hacia el oeste del mapa, al llegar a valores próximos a 0 mGal o inferiores, se considera que se ha entrado en la zona de la Llanura Abisal Ibérica, fuera de la influencia de la corteza continental del área del banco de Galicia.

Si se observa la distribución de los valores de anomalía de Aire Libre, destaca la clara correlación entre ésta y la batimetría del margen (ver Fig. 2). En la parte noroeste del Banco de Galicia, se suma al efecto batimétrico el producido por la presencia del cuerpo de peridotitas, dando como resultado un máximo relativo muy pronunciado de anomalía de Aire Libre, de dirección NE-SO.

Cabe también observar en este mapa la presencia de varias zonas con altos gradientes con orientaciones NNO-SSE, NNE-SSO y NE-SO, coincidentes con las direcciones de las estructuras tectónicas principales descritas en la región de estudio (ver Figs. 13 y 2).

Como los valores de anomalía de Aire Libre tienen una fuerte dependencia de la batimetría (y la topografía), no es posible realizar a partir de ellos una interpretación directa, ni si quiera cualitativa, si no se tiene en cuenta el relieve. En este sentido, la representación de los valores de anomalía de Bouguer es más interesante, sobre todo si se ha llevado a cabo una corrección del relieve del fondo oceánico (anomalía de Bouguer Completa), porque en este caso las anomalías pueden ser interpretadas en términos de variaciones de densidad y profundidad de las fuentes que las generan por debajo de la lámina de agua.

6.4. ANÁLISIS DEL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER

El mapa de anomalía de Bouguer, con la corrección de fondo oceánico incorporada, ha sido representado en la figura 14, con una escala de colores entre violeta-azul intenso (valores mínimos) y rojo (valores máximos). En el área de estudio, los valores de anomalía de Bouguer varían entre un mínimo de menos de +20 mGal, hacia el lado este del mapa, y un máximo de

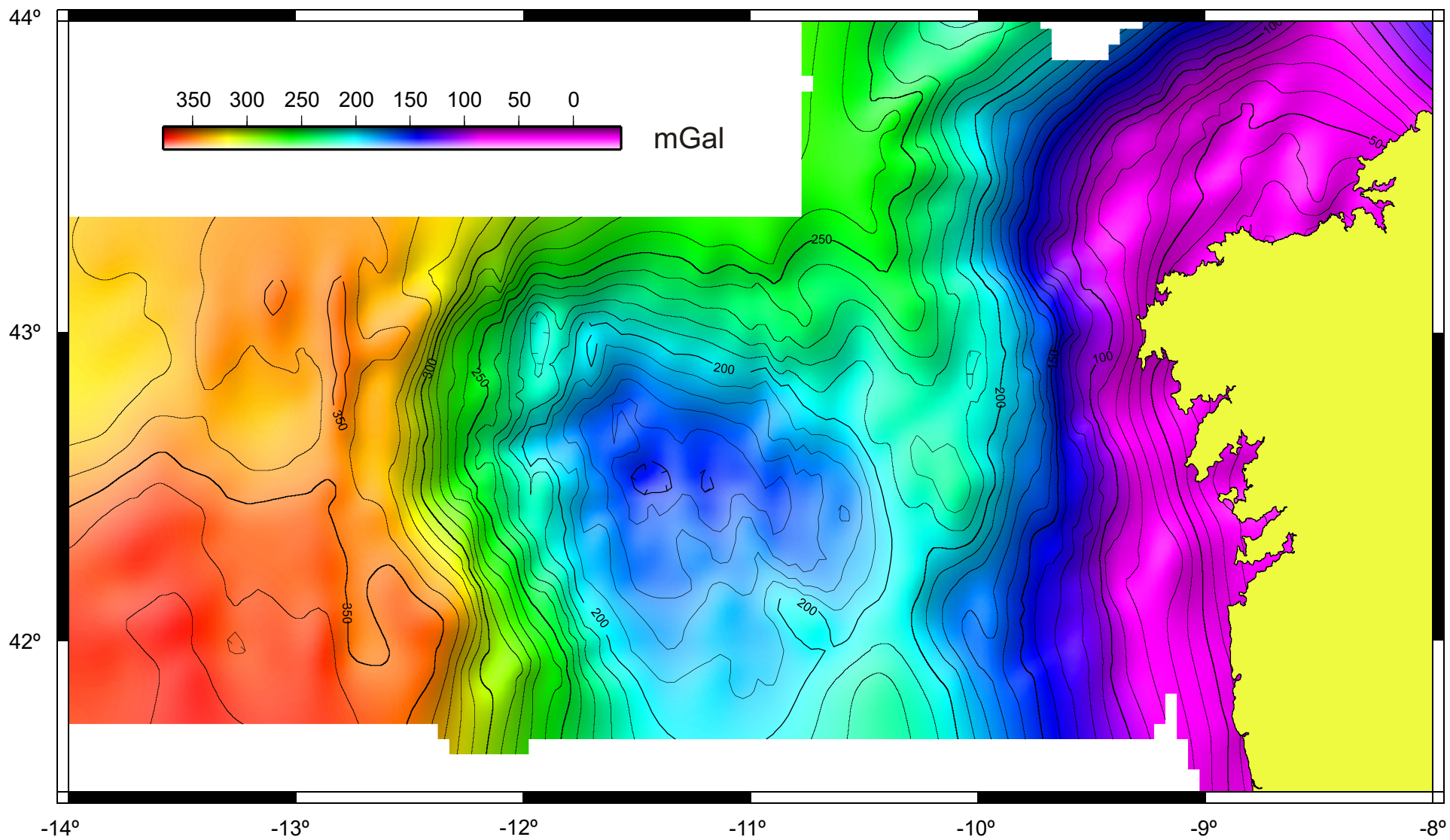


Figura 14: Mapa de anomalía de Bouguer. Contornos cada 10 mGal.

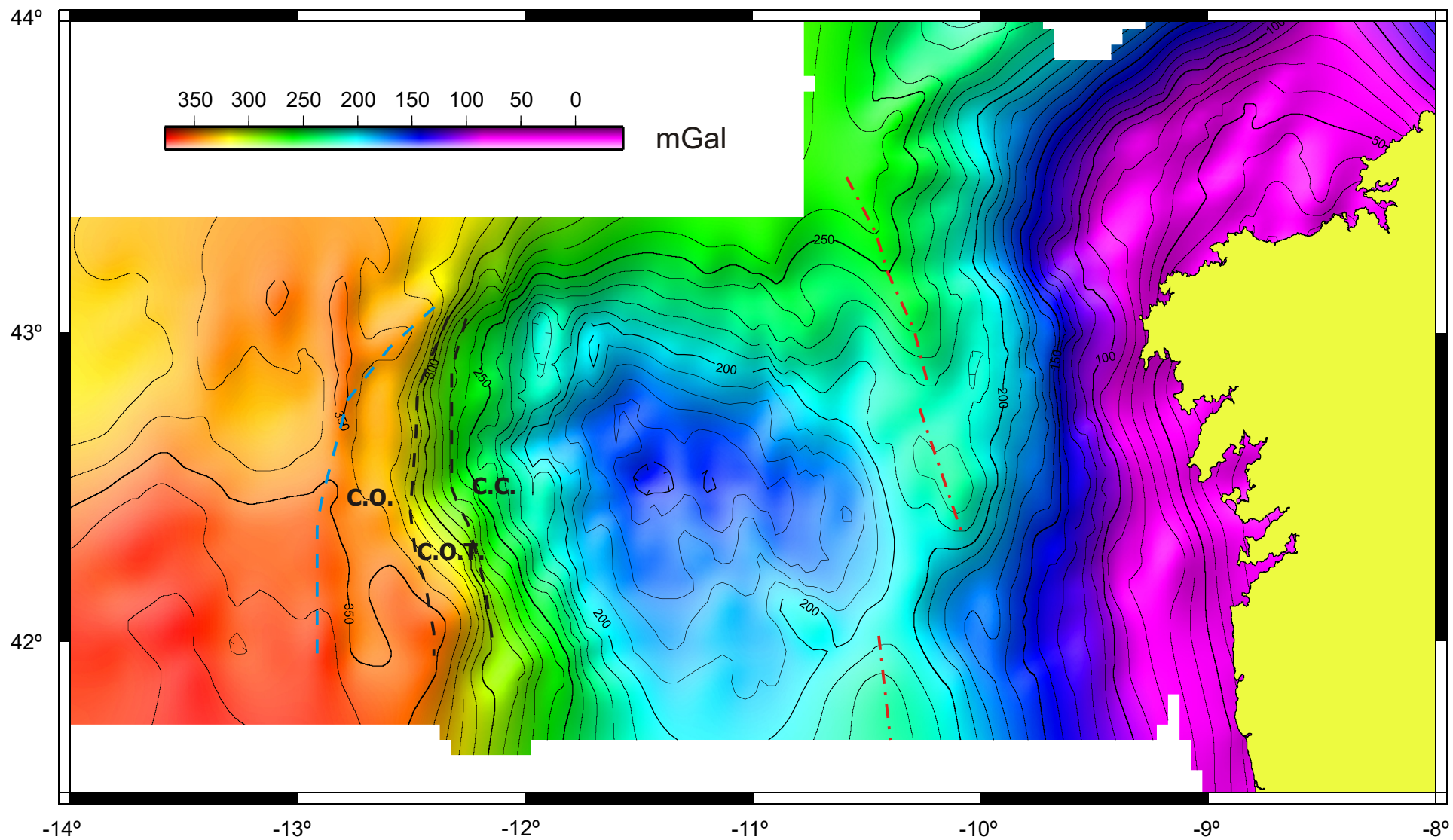


Figura 15: Interpretaciones realizadas sobre el mapa de anomalía de Bouguer. En trazo azul discontinuo se ha señalado la posición de la cresta de peridotitas con trazo negro discontinuo se han señalado los límites entre corteza continental (C.C.), corteza oceánica transicional (C.O.T.) y corteza oceánica "normal" (C.O.); con trazo rojo discontinuo se ha señalado el eje de mínimos relativos asociado a la Cuenca Interior de Galicia.

+370 mGal, hacia el oeste. De forma general, se observa cómo los valores de anomalía de Bouguer aumentan hacia el oeste del área de estudio, es decir, hacia la región de corteza oceánica de la Llanura Abisal Ibérica, con valores de anomalía de Bouguer por encima de +300 mGal. Esta transición entre valores mínimos y máximos se realiza de forma discontinua, estando controlada por varias bandas de alto gradiente, en general alargadas según las direcciones NNO-SSE, NO-SE y N-S, coincidiendo con las direcciones de las principales estructuras tectónicas descritas en el margen (Fig. 15). Estas bandas de alto gradiente separan áreas de valores máximos y mínimos relativos.

El mínimo relativo de mayor relevancia que se observa en el mapa se sitúa en el área del Banco de Galicia, descentrado hacia el sureste respecto a la zona de menor batimetría en este lugar, y alcanza valores inferiores a +150 mGal, indicadores de su carácter continental y del mayor grosor de la corteza en este lugar.

En el mapa destaca un eje de máximo relativo en los valores de anomalía de Bouguer, de dirección NNO-SSE, en la región de la Cuenca Interior de Galicia, relacionado con el extremo adelgazamiento de la corteza continental y la menor profundidad a la que se encuentra el Moho en este área.

Es posible identificar hacia el oeste del área de estudio una serie de pequeños máximos relativos alineados que concuerdan con la posición de la cresta de peridotitas descrita en este margen. Se observa otra zona de máximo relativo de dirección N-S en la Llanura Abisal Ibérica, al noroeste del Banco de Galicia, que interpretamos que puede ser el reflejo gravimétrico de la presencia de un cuerpo intrusivo de origen mantélico parecido la cresta de peridotitas.

A partir de los datos de Anomalía de Bouguer, se identifica la zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica como aquella banda con un fuerte gradiente en la que los valores de anomalía de Bouguer oscilan entre +270 y +310 mGal hacia el norte del área de estudio, y entre +290 y +350 mGal hacia el sur.

Con el objetivo de profundizar en el análisis de las anomalías de Bouguer en este margen continental, se ha llevado a cabo un filtrado de paso alto de modo que han quedado suprimidas las anomalías de gran longitud de onda, de carácter regional. Así, en el mapa de anomalía de Bouguer filtrado representado en la figura 16 se reflejan las anomalías de longitud de onda inferior a 80 km, que muestra las anomalías que asociadas a los contrastes de densidad de la parte superior de la litosfera.

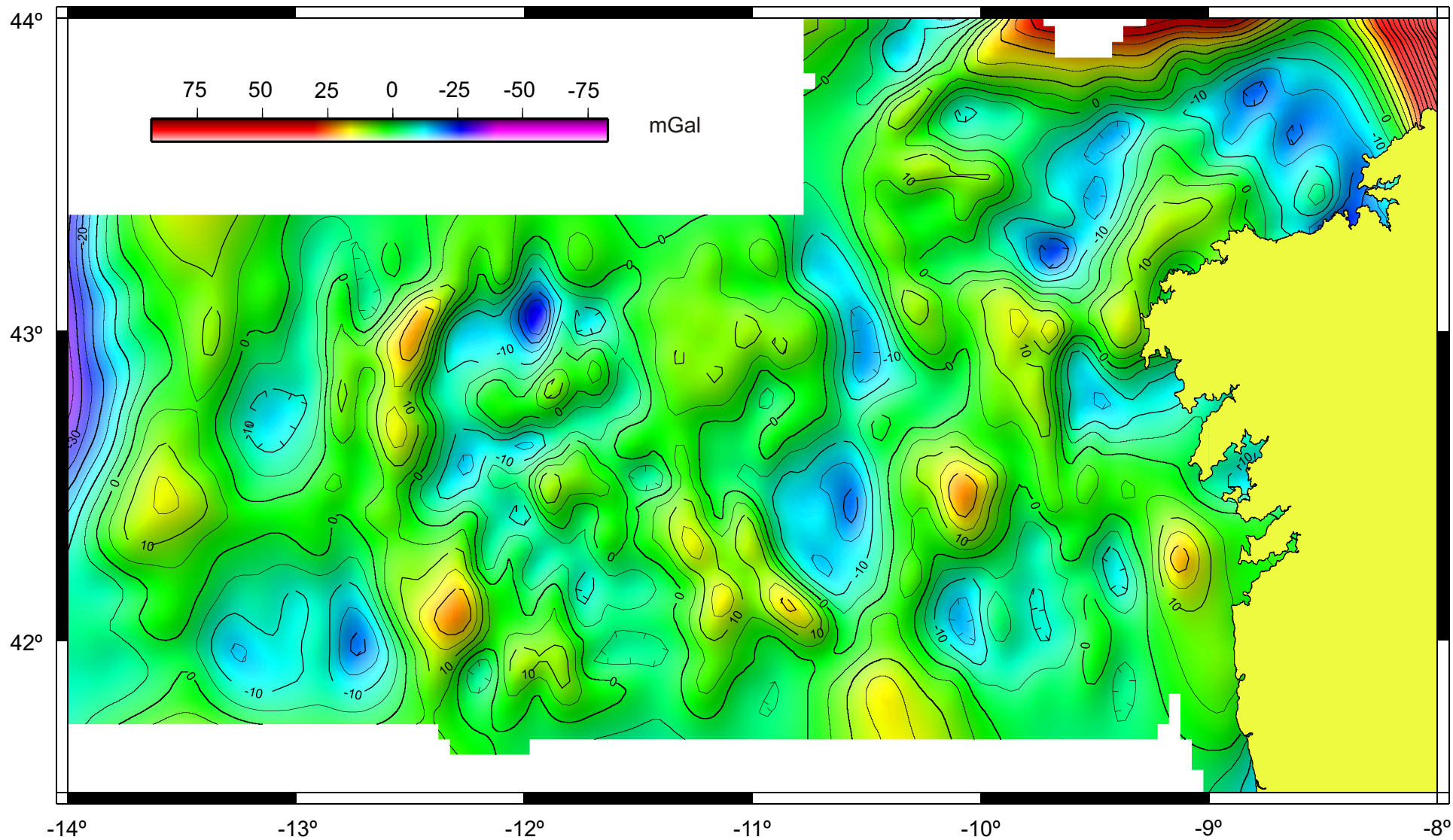


Figura 16: Mapa de anomalía de Bouguer residual. Se ha aplicado un filtro de paso alto permitiendo el paso de anomalías con una longitud de onda inferior a 80 km. Contornos cada 5 mGal.

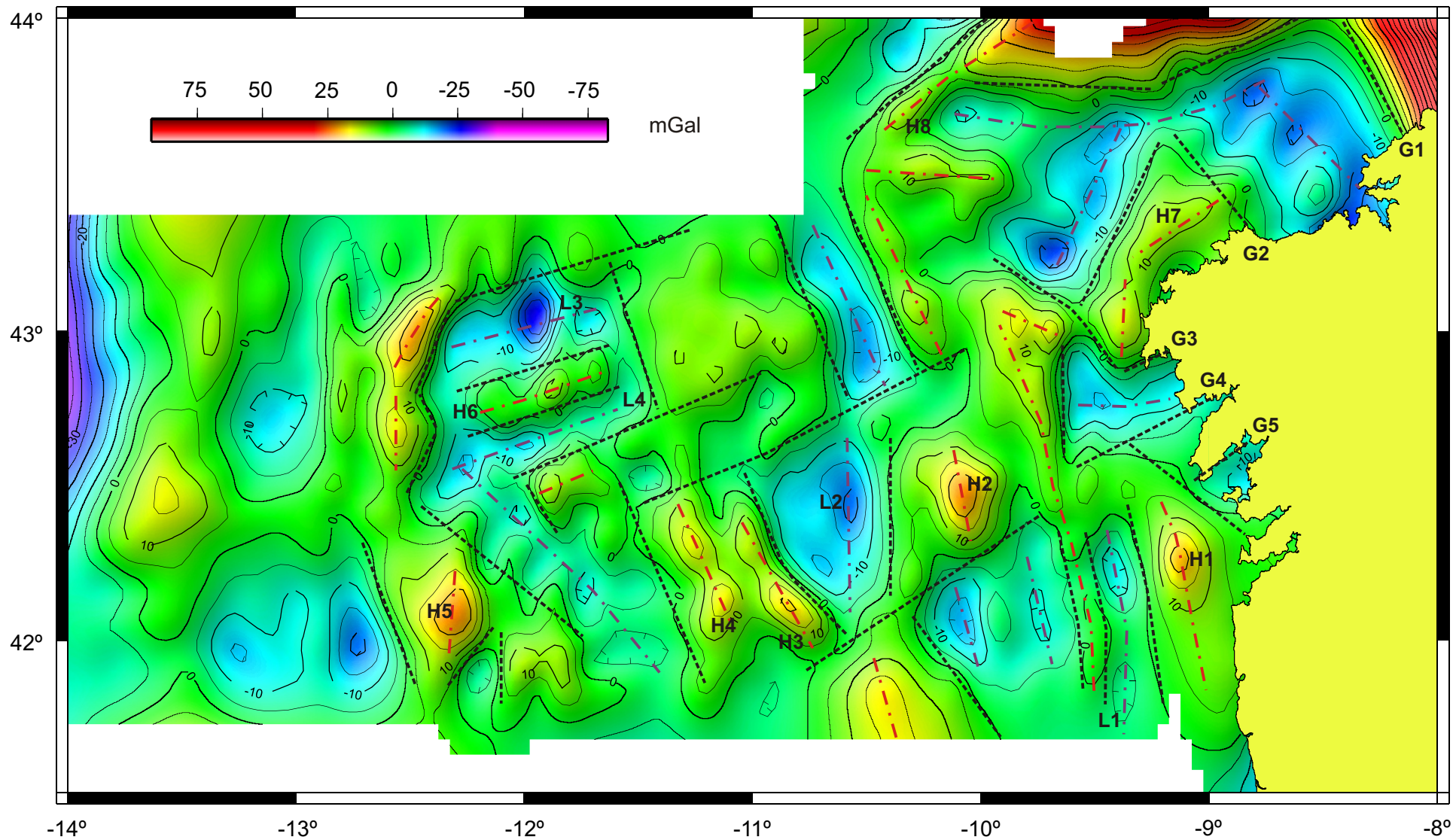


Figura 17: Interpretaciones realizadas sobre el mapa de anomalía de Bouguer residual. En trazo negro discontinuo se han señalado los gradientes de anomalía de Bouguer reconocidos; en trazo rojo discontinuo los ejes de máximos relativos y en violeta los ejes de mínimos relativos.

En el mapa de anomalía de Bouguer filtrado se observan varios ejes de máximos y mínimos relativos, la mayoría de las veces alineados según tres direcciones principales: N-S a NNO-SSE, NE-SO y NO-SE (Fig. 17).

En la mitad sur de la zona de estudio, predomina la presencia de ejes de máximos y mínimos con orientaciones N-S a NNO-SSE, como son los ejes de máximos H1 a H5 y los ejes de mínimos L1 y L2. Son el reflejo de las fallas normales N-S y NNO-SSE asociadas a la tectónica distensiva acontecida en el margen entre el Jurásico superior y el Aptiense.

Hacia la mitad norte del área de estudio, comienzan a predominar los ejes de máximos y mínimos con dirección NE-SO como, por ejemplo, los ejes de máximos H6 a H8 y los ejes de mínimos L3 y L4. Algunas de estas lineaciones están relacionadas con la etapa compresiva de edad cenozoica, presentando la misma orientación que las estructuras compresivas cartografiadas hacia el norte del área de estudio, entre otros, por Malod et al. (1993).

Separando estos ejes de máximos y mínimos, se han identificado numerosos gradientes con las mismas orientaciones, algunos de los cuales (gradientes G1 a G5) tienen continuidad con estructuras frágiles observadas en tierra (De Vicente (ed.), en prensa).

El filtro aplicado ofrece la posibilidad de observar además otros rasgos antes enmascarados en el mapa de anomalía de Bouguer, como el aspecto compartimentado del margen debido a la intersección de las estructuras N-S a NNO-SSE por los gradientes de orientación NE-SO y NO-SE, lo cual es acorde con la estructura del margen descrita, entre otros, por Boillot y Malod (1988), Murillas et al. (1990) y Malod et al. (1993). Entre los gradientes de orientaciones NE-SO y NO-SE, las relaciones de corte son variables.

6.5. MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA

El objetivo de la modelización es analizar la estructura de la corteza a partir de la integración de los datos sísmicos previos con los nuevos datos gravimétricos.

Los modelos en 2D asumen que la tierra es bidimensional, es decir, que cambia con la profundidad (eje Z) y en la dirección del perfil (eje X), pero no en la dirección perpendicular (eje Y), en la que se asume que se prolongan infinitamente. Los modelos en 2D pueden ser visualizados como un número de prismas tabulares, con sus ejes en la dirección perpendicular al modelo. La modelización en 2+1/2D permite truncar estos prismas a la distancia deseada en la perpendicular al modelo, por lo que suponen una aproximación más exacta a la realidad (Talwani y Heirtzler, 1964; Cady, 1980; Carmichael, 1982; Campbell, 1983).

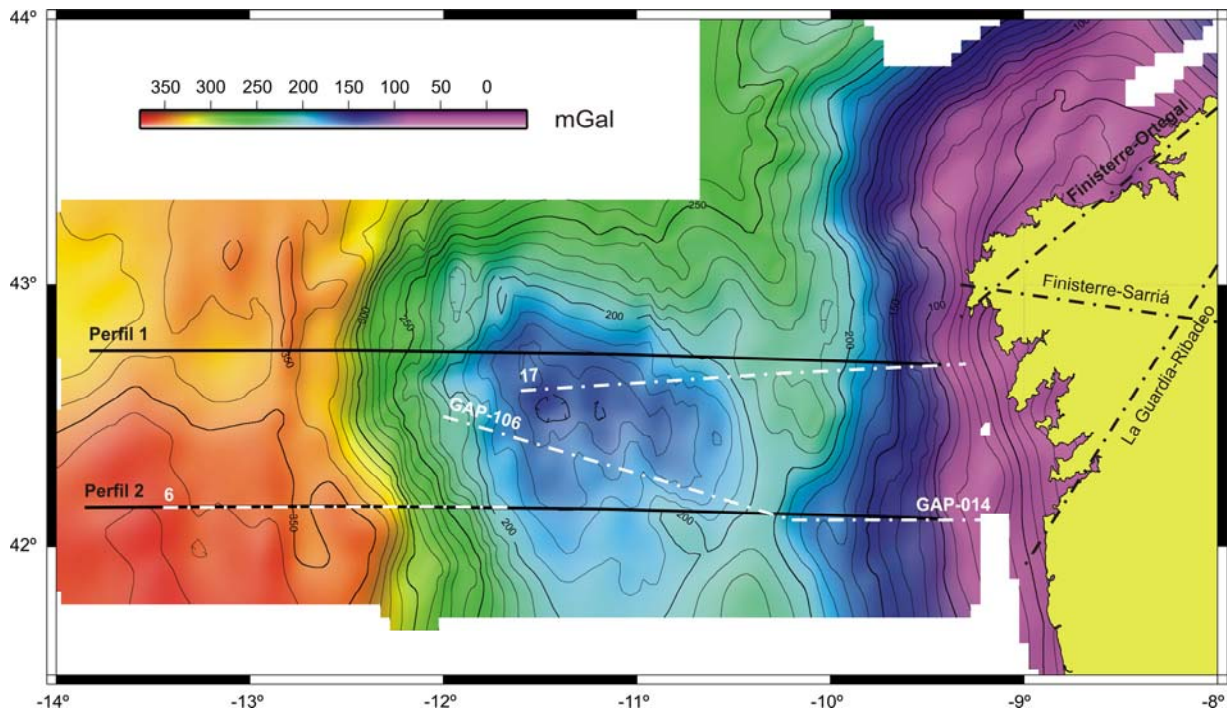


Figura 18: Mapa de anomalía de Bouguer (contornos cada 10 mGal). Situación de los modelos realizados (trazo negro continuo) y de las líneas sísmicas empleadas para la realización de los mismos (trazo blanco o negro discontinuo).

Dado que el límite norte del Banco de Galicia no se ha cartografiado aún, se han seleccionado para su modelización en 2+1/2D dos perfiles que atraviesan con una dirección E-O las estructuras y gradientes principales (Fig. 18), y que permiten apoyar parcialmente los modelos en datos de sísmica de refracción (Córdoba et al., 1987; Sibuet et al., 1995; Whitmarsh et al., 1996 y Pérez-Gussinyé et al., 2003) y en un perfil de sísmica de reflexión (Murillas et al., 1990).

La correlación entre densidades y velocidades de ondas se ha realizado a partir de las curvas empíricas que relacionan estos parámetros, realizadas por Ludwig et al. (1970) (Fig. 19). Así, en los modelos gravimétricos construidos en este trabajo se han distinguido 13 unidades de diferente densidad (Tabla 2) en base a las velocidades sísmicas dadas por Córdoba et al. (1987), Sibuet et al. (1995), Whitmarsh et al. (1996) y Pérez-Gussinyé et al. (2003).

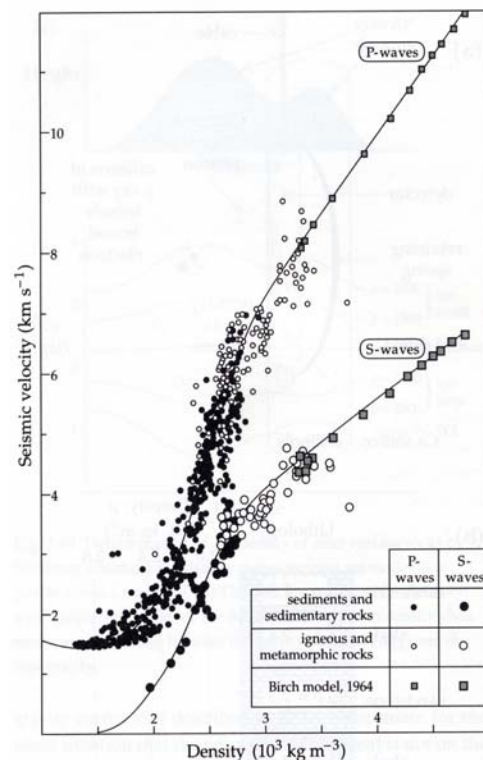


Figura 19: Relaciones empíricas entre densidad y velocidades de ondas sísmicas P y S en sedimentos saturados en agua, rocas sedimentarias y rocas ígneas y metamórficas (Ludwig et al., 1970).

<i>Unidad</i>	<i>Vel. ondas P (km/s)</i>	<i>Densidad (g/cm³)</i>
Manto	8	3.3
Peridotitas	7.5	3.15
Peridotitas serpentinizadas	6.5	2.8
Peridotitas serpentinizadas	3.7	2.4
Corteza oceánica inferior	7.4	3.1
Corteza oceánica superior	6.5	2.8
Corteza continental inferior	6.5	2.8
Corteza continental media	6.4	2.7
Corteza continental superior	5.5	2.6
Sedimentos Jurásico sup. – Aptiense sup.	2.7	2.5
Sedimentos Cenoman. – Eoceno med.	2.5	2.4
Sedimentos Eoceno sup. – Actualidad	2	2.1
Agua	1.5	1.03

Tabla 2: Unidades gravimétricas distinguidas en la elaboración de los modelos 1 y 2 (ver Fig. 13), en base a las velocidades sísmicas dadas por Córdoba et al. (1987), Sibuet et al. (1995), Whitmarsh et al. (1996) y Pérez-Gussinyé et al. (2003) y aplicando las curvas de relación empírica entre velocidades de ondas sísmicas y densidad, de Ludwig et al. (1970) (ver Fig. 12).

La extensión transversal (a lo largo del eje Y) de los cuerpos se ha prolongado perpendicularmente al menos 50 km en los cuerpos corticales, y en función de la extensión lateral de las anomalías asociadas a los cuerpos sedimentarios de menor tamaño como, por ejemplo, los semigraben presentes en la Cuenca Interior de Galicia.

Durante el proceso seguido para realizar el ajuste de los modelos, en primer lugar se han introducido los espesores corticales conocidos, a partir de los modelos sísmicos ya citados, con las densidades calculadas para cada nivel. A continuación, por medio de la modelización del Moho, se ajustaron las longitudes de onda más amplias del perfil de anomalía de Bouguer. Posteriormente, se realizó la modelización del resto de los elementos hasta conseguir un ajuste muy aproximado de la anomalía de Bouguer calculada con la observada, con un error acumulado de menos de 3 mGal en ambos modelos.

6.5.1. MODELO 1

La curva de anomalía de Bouguer observada en el perfil correspondiente al modelo 1 (Fig. 20), oscila entre valores mínimos próximos a +130 mGal y valores máximos cercanos a los +350 mGal. Partiendo desde el extremo oriental del perfil, la curva describe un primer máximo relativo, con una longitud de onda de 80 km aproximadamente y una amplitud de cerca de 40 mGal, que se sitúa sobre la Cuenca Interior de Galicia y ligeramente desfasado hacia el oeste de la región principal de la misma. Más hacia el oeste se encuentra un mínimo relativo de longitud de onda similar a la del máximo anterior y con una amplitud de aproximadamente 30 mGal. Éste mínimo relativo se encuentra sobre la región del Banco de Galicia, ligeramente desplazado hacia el oeste respecto de la zona de menor batimetría. A partir de este mínimo, hacia el oeste del perfil, la curva comienza a describir un ascenso paulatino en los valores de anomalía de Bouguer, con una ligera

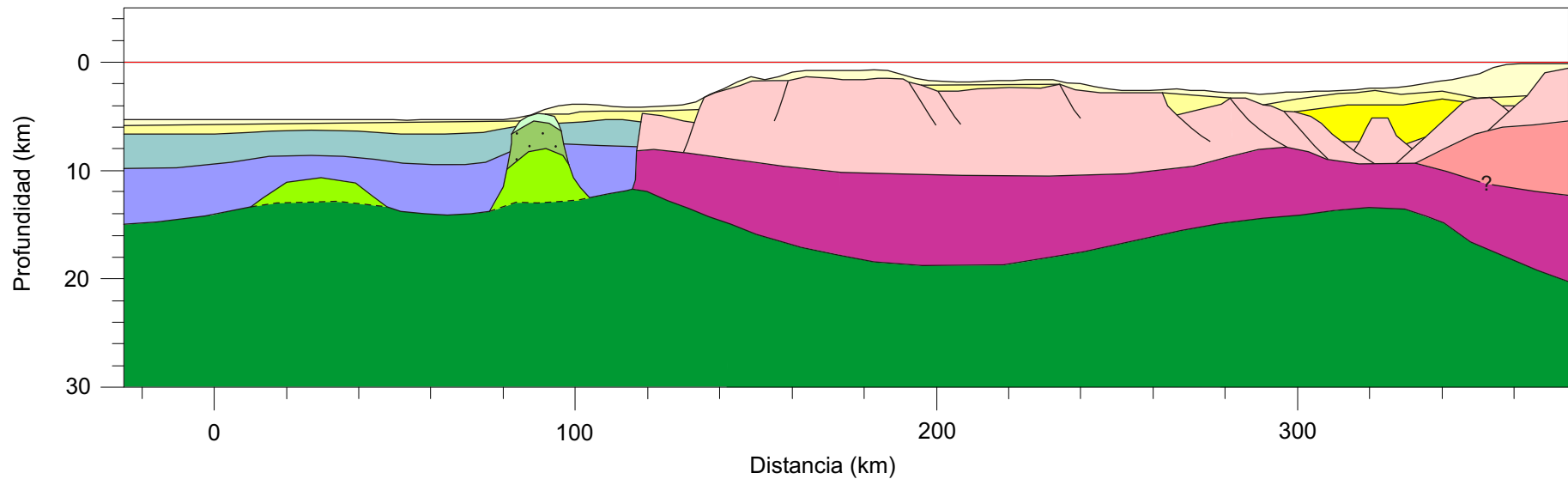
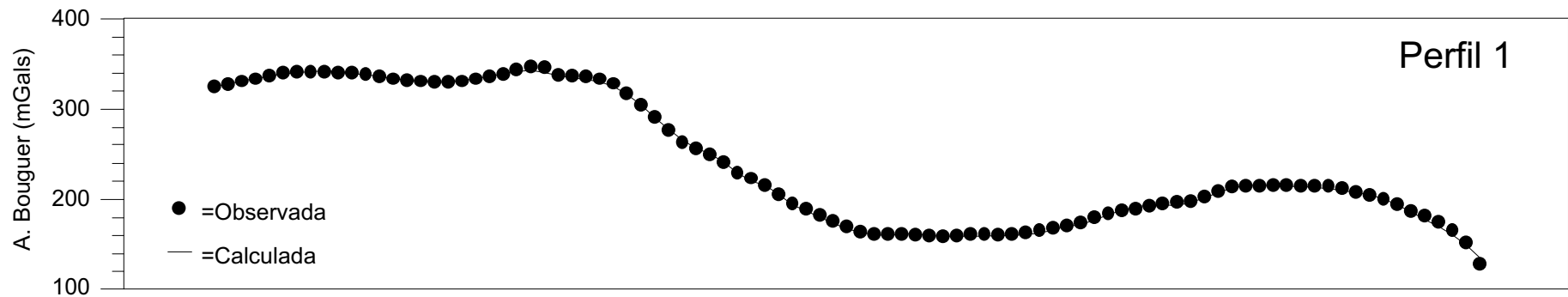
inflexión de la tendencia, a la altura del kilómetro 120 del modelo, identificada con el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica de la zona de transición. Al llegar aproximadamente al kilómetro 105 del modelo, los valores de anomalía de Bouguer se estabilizan hacia el oeste, estando siempre entre los +310 y los +350 mGal, siendo estos valores los de la corteza oceánica normal. Dentro de esta última región al oeste del perfil, se observan dos máximos relativos: el primero de ellos, sobre el kilómetro 90 del modelo, tiene menos de 20 km de longitud de onda y una amplitud de 10 mGal, y se relaciona con la presencia de la cresta de peridotitas; el segundo es un máximo relativo de menor amplitud y mayor longitud de onda que se ha relacionado con un posible cuerpo intrusivo de origen mantélico similar a la cresta de peridotitas pero mucho menos desarrollado.

Los desfases que se observan, por un lado, entre el máximo relativo de anomalía de Bouguer correspondiente a la Cuenca Interior de Galicia y la región de máximo adelgazamiento en este lugar y, por otro, entre el mínimo relativo de anomalía de Bouguer relacionado con el área del Banco de Galicia y la zona de mayor espesor de la corteza superior, se relacionan con variaciones en el espesor de la corteza continental y con la morfología ondulada del Moho. Esta superficie tiene forma asimétrica en el área de la Cuenca Interior de Galicia, alcanzando una profundidad mínima de 14 km (incluyendo la lámina de agua) bajo la región más adelgazada de esta zona y aumentando la profundidad de forma más gradual hacia el oeste que hacia el este. En el área del Banco de Galicia, el Moho se presenta a una profundidad máxima de cerca de 19 km, localizada en la región del mínimo relativo de anomalía de Bouguer arriba descrito. La menor profundidad a la que se localiza el Moho en este modelo es de 12 km, en el límite entre corteza continental y corteza oceánica (kilómetro 118 del modelo).

La morfología de la corteza continental superior en este modelo es coherente con una deformación frágil de la misma, mientras que la corteza continental inferior se deformaría dúctilmente. El grado de estiramiento de la corteza continental es extremo en el área de la Cuenca Interior de Galicia, llegando a presentar en este lugar un espesor de tan sólo 14 km, incluyendo la lámina de agua.

El límite entre la corteza continental y la corteza oceánica de la denominada zona de transición se produce de forma muy neta en este primer perfil, y ha sido modelizado en forma de una zona de fractura de alto ángulo, situada 30 km al este del eje de la Cresta de Peridotitas.

Los depósitos sedimentarios modelizados alcanzan un espesor de hasta 6 km en el centro de la Cuenca Interior de Galicia, adelgazándose hacia el Banco de Galicia y hacia la plataforma continental, con engrosamientos locales en pequeñas cuencas asociadas a los bloques de corteza continental basculados, de acuerdo con el modelo expuesto por Pérez-Gussinyé et al. (2003). Se han distinguido tres niveles de sedimentos. Los niveles sedimentarios de mayor densidad (2.5 y 2.4



Leyenda














- | | | | |
|--|---|---|--|
|  Manto $d=3.3 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza oceánica inferior $d=3.1 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza continental media $d=2.7 \text{ g/cm}^3$ |  Sedimentos Cenoman. - Eoceno med. $d=2.4 \text{ g/cm}^3$ |
|  Peridotitas $d=3.15 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza oceánica superior $d=2.8 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza continental superior $d=2.6 \text{ g/cm}^3$ |  Sedimentos Eoceno sup. - Actualidad $d=2.1 \text{ g/cm}^3$ |
|  Peridotitas serpentinizadas $d=2.8 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza continental inferior $d=2.8 \text{ g/cm}^3$ |  Sedimentos Jurásico sup. - Aptiense sup. $d=2.5 \text{ g/cm}^3$ |  Agua $d=1.03 \text{ g/cm}^3$ |
|  Peridotitas serpentinizadas $d=2.4 \text{ g/cm}^3$ | | | |

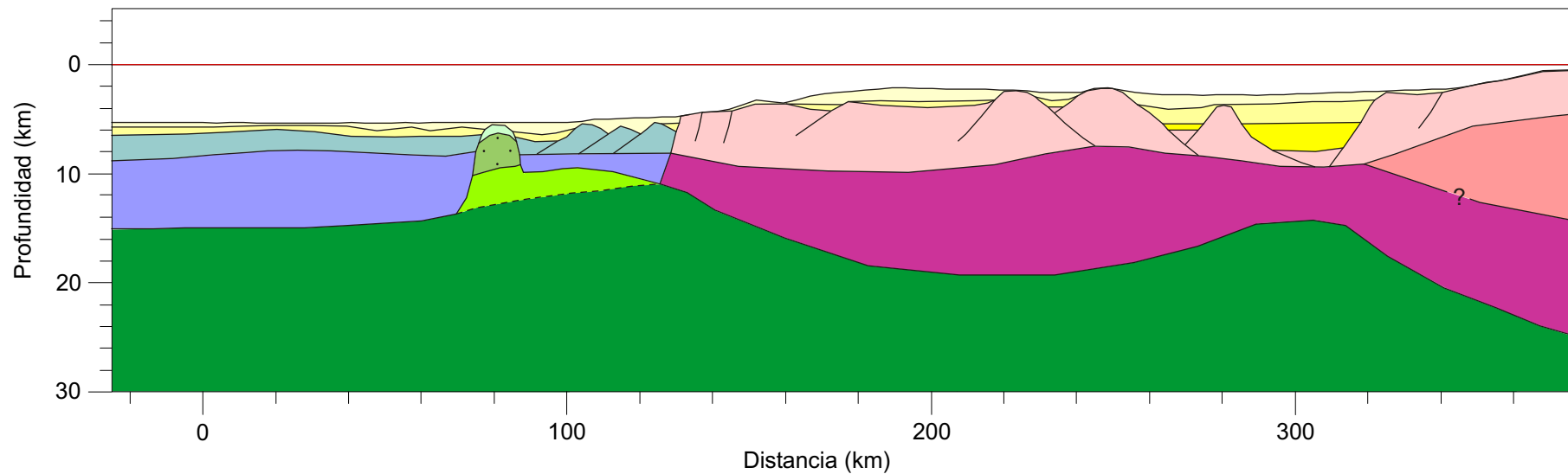
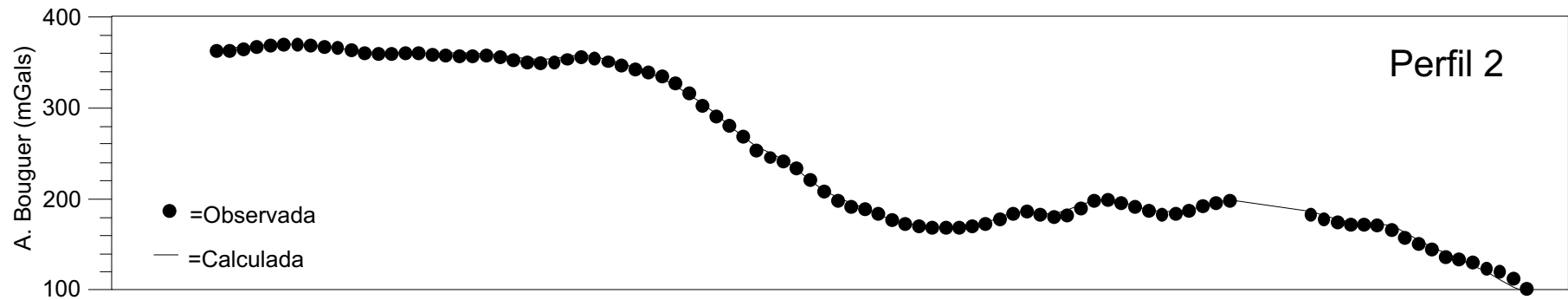
Figura 20: Modelo gravimétrico 1. Ver situación en Fig. 14

g/cm³, respectivamente) corresponderían a sedimentos pre-rift y sin-rift compactados de edad Jurásico superior-Aptiense y sedimentos post-rift de edad Cenomaniense-Eoceno medio, respectivamente, mientras que los sedimentos modelizados con densidades de 2.1 g/cm³ serían sedimentos postrift menos compactados, depositados desde el Eoceno medio hasta la actualidad (Pérez-Gussinyé et al., 2003).

6.5.2. MODELO 2

La curva de anomalía de Bouguer observada en el perfil correspondiente al modelo 2 (Fig. 21), oscila entre valores mínimos de +100 mGal y valores máximos cercanos a +370 mGal. Entre los kilómetros 280 y 304 del modelo, la curva de anomalía de Bouguer observada se encuentra interrumpida debido a la ausencia de datos entre estas posiciones. Comenzando desde el lado este del perfil, donde encontramos los valores de anomalía de Bouguer más bajos, la curva describe, como ocurre en el perfil de modelo 1, un suave máximo relativo seguido de un mínimo relativo, ambos con una longitud de onda grande (70 km aproximadamente) y entre 25 y 30 mGal de amplitud, situados en el área de la Cuenca Interior de Galicia y en el sector del Banco de Galicia, respectivamente. De forma semejante a lo que ocurre en el modelo 1, estas anomalías se encuentran desplazadas respecto de la zona de mayor acumulación de sedimentos en la Cuenca Interior de Galicia, en el caso del máximo relativo al este de la curva, y del área de menor batimetría, en el caso del mínimo relativo en el Banco de Galicia. En esta primera parte del perfil, se observan además otras anomalías de menor longitud de onda (menos de 30 km), asociadas a la presencia de pequeñas cuencas sedimentarias, relacionadas con bloques de corteza continental basculados, y a zonas de mayor elevación del basamento. A partir del mínimo relativo situado en la región del banco de Galicia, los valores de anomalía de Bouguer aumentan de forma progresiva hacia el oeste, con un cambio de inflexión de la curva en el kilómetro 130 del perfil, que se identifica con el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica transicional. Hacia el oeste del kilómetro 105 del perfil, los valores de anomalía de Bouguer siguen una pauta relativamente constante por encima de los +350 mGal, indicadores de una corteza oceánica normal; en esta zona las anomalías de corta longitud de onda son escasas, y se han modelizado como pequeñas variaciones en el espesor de sedimentos. En este caso, la cresta de peridotitas modelizada a partir de los datos sísmicos (Sibuet et al., 1995; Whitmarsh et al., 1996), no ofrece un reflejo en los valores gravimétricos.

Al igual que en el modelo 1, los desfases observados entre las anomalías situadas en la Cuenca Interior de Galicia y el Banco de Galicia y las regiones de máxima acumulación de sedimentos y de menor batimetría, respectivamente, se relacionan con variaciones en el espesor de la corteza continental y con la morfología ondulada del Moho, que se presenta nuevamente de forma asimétrica bajo la Cuenca Interior de Galicia, con una profundidad mínima de 14 km en este lugar. Cabe destacar también el engrosamiento de la corteza continental inferior entre los



Leyenda














- | | | | |
|--|---|---|--|
|  Manto $d=3.3 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza oceánica inferior $d=3.1 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza continental media $d=2.7 \text{ g/cm}^3$ |  Sedimentos Cenoman. - Eoceno med. $d=2.4 \text{ g/cm}^3$ |
|  Peridotitas $d=3.15 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza oceánica superior $d=2.8 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza continental superior $d=2.6 \text{ g/cm}^3$ |  Sedimentos Eoceno sup. - Actualidad $d=2.1 \text{ g/cm}^3$ |
|  Peridotitas serpentinizadas $d=2.8 \text{ g/cm}^3$ |  Corteza continental inferior $d=2.8 \text{ g/cm}^3$ |  Sedimentos Jurásico sup. - Aptiense sup. $d=2.5 \text{ g/cm}^3$ |  Agua $d=1.03 \text{ g/cm}^3$ |
|  Peridotitas serpentinizadas $d=2.4 \text{ g/cm}^3$ | | | |

Figura 21: Modelo gravimétrico 2. Ver situación en Fig. 14

kilómetros 210 y 270 del modelo, que supone un aumento relativo de los valores de anomalía de Bouguer en este lugar. La menor profundidad a la que se encuentra el Moho en este modelo es de 11 km, de nuevo en el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica transicional; bajo el área del Banco de Galicia el Moho se encuentra a una profundidad máxima de 21 km y hacia el este de la Cuenca Interior de Galicia esta profundidad aumenta rápidamente hasta valores por encima de los 25 km.

La morfología de la corteza continental en este modelo, como en el modelo 1, es coherente con una deformación dúctil de la corteza superior y una deformación frágil de la inferior. El espesor mínimo de la corteza continental, incluyendo la lámina de agua, es de 14 km, en la Cuenca Interior de Galicia.

La transición entre corteza continental y corteza oceánica se produce en este modelo de forma más gradual (entre los kilómetros 105 y 130) que en el modelo 1, a través de una corteza oceánica transicional anómala, muy delgada, con una serie de bloques de corteza oceánica superior fallados, con buzamientos menores hacia el oeste, y basculados, con un cuerpo intrusivo en su base, de acuerdo con los modelos realizados por Sibuet et al. (1995) y Whitmarsh et al. (1996).

En el modelo 2, los depósitos sedimentarios alcanzan un espesor de hasta 8 km en el centro de la Cuenca Interior de Galicia, disminuyendo notablemente hacia el Banco de Galicia y hacia la plataforma continental, con engrosamientos locales en pequeñas cuencas sedimentarias relacionadas con bloques de corteza continental basculados, como ocurre en el modelo 1. Se han distinguido los mismos niveles sedimentarios que en el modelo anterior.

7. CONCLUSIONES

- Se han presentado mapas gravimétricos de anomalías de Aire Libre y de Bouguer realizados a partir de nuevos datos de gravimetría marina en el margen continental del oeste de Galicia.

- Se ha reconocido una anomalía de Bouguer negativa relacionada con el área del Banco de Galicia, que se ha relacionado con el mayor espesor relativo de la corteza continental en esta región y la mayor profundidad del Moho. Del mismo modo, se ha identificado un eje de máximos relativos en el área de la Cuenca Interior de Galicia, relacionado con el mayor adelgazamiento de la corteza continental en este lugar y la mayor proximidad del Moho a la superficie.

- El filtrado del mapa de anomalía de Bouguer ha permitido caracterizar cambios de densidad en los niveles superiores de la litosfera. Se han reconocido así ejes de máximos y mínimos y gradientes de orientaciones N-S y NNO-SSE relacionados con las fallas distensivas mesozoicas de igual dirección, así como estructuras NE-SO, algunas de las cuales están relacionadas con la compresión cenozoica. Varios de los gradientes de orientación NE-SO y NO-SE tienen continuidad con estructuras frágiles observadas en tierra. Se observa un aspecto compartimentado en el margen derivado de la intersección de las estructuras N-S a NNO-SSE por los gradientes de orientaciones NE-SO y NO-SE. Las relaciones de corte son variables entre los gradientes de orientados en direcciones NE-SO y NO-SE.

- A partir de los modelos gravimétricos en 2+1/2 D realizados, el límite entre la corteza continental y corteza oceánica "transicional" se ha localizado 30 km al este de la cresta de peridotitas en el modelo 1, en forma de zona de fractura de alto buzamiento, y como una zona de transición más compleja en el modelo 2. El gradiente asociado a la transición, conlleva superar valores de anomalía de Bouguer de +310 mGal, con una pauta constante, en la corteza oceánica. Este hecho difiere del límite propuesto hasta ahora sobre la cresta de peridotitas, estando situado a 20 km aproximadamente de ésta en el perfil 1 y a unos 27 km en el perfil 2.

- La estructura del Banco de Galicia corresponde a una corteza continental adelgazada (menos de 20 km de espesor) en la que se diferencian una delgada capa de sedimentos, una corteza continental superior ($d=2.6 \text{ g/cm}^3$) fracturada en bloques, con espesores entre 6 y 9 km, y una corteza continental inferior ($d=2.8 \text{ g/cm}^3$) con espesores 8 y 10 km.

- La Cuenca Interior de Galicia presenta una estructura típica extensional, con un fuerte adelgazamiento frágil de la corteza continental superior, que da lugar a una serie de graben y semigraben, y un adelgazamiento dúctil de la corteza continental inferior, llegando a obtenerse un espesor mínimo en esta región de 14 km incluyendo la lámina de agua.

- Además del máximo de anomalía de Bouguer asociado a la cresta de peridotitas ya conocida, en el noroeste del área de estudio se ha detectado otra anomalía positiva, al oeste de dicha cresta, que hemos interpretado como otro cuerpo intrusivo de origen mantélico y de menor amplitud.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Banda, E; Torné, M. y Talwani, M. (1995): "Rifted ocean-continent boundaries". Kluwer Academic Publishers. 387 p.
- Bendat, J.S. y Pierlson, A.G. (1986): "Random data". 2nd revised ed., John Wiley & Sons.
- Berthois, L. y Brenot, R. (1964): "Bathymétrie du talus du plateau continental à l'ouest de la péninsule Ibérique du cap Finisterre au cap Saint-Vincent". *Cons. Internatl., Expl. Mer, P.V. 52^e Réunion*.
- Beslier, M.-O.; Girardeau, J. y Boillot, G. (1990): "Kinematics of peridotite emplacement during North Atlantic continental rifting, Galicia, northwestern Spain". *Tectonophysics*, 184. 321-343.
- Black, M.; Hill, M.N.; Laughton, A.S. y Matthews, D.H. (1964): "Three non-magnetic seamounts off the Iberian coast". *Jour. Geol. Soc. London*, Vol. 120. 447-517.
- Blakely, J. (1995): "Potential theory in Gravity and Magnetic applications". Cambridge Univ. Press., 441 p.
- Boillot, G.; Féraud, G.; Recq, M. y Girardeau, J. (1989a): "Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins". *Nature*, Vol. 341, 523-525.
- Boillot, G.; Girardeau, J. y Kornprobst, J. (1988): "Rifting of the Galicia Margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor". En Boillot et al. (eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 103. 741-756.
- Boillot, G.; Grimaud, S.; Muffret, A.; Mougénot, D.; Kornprobst, J.; Mergoïl-Daniel, J. y Torrent, G. (1980): "Ocean-continent boundary off the Iberian Margin: A serpentinite diapir West of the Galicia Bank". *Earth and Planet. Sci. Letters*, 48. 23-34.
- Boillot, G. y Malod, J.A. (1988): "The North and North-West Spanish continental Margin: A review". *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (3-4). 295-316.
- Boillot, G.; Mougénot, D.; Girardeau, J. y Winterer, E.L. (1989b): "Rifting processes on the West Galicia Margin, Spain". En *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, A.J. Tankard and H.R. Balkwill (eds.), AAPG mem., 46, 355-363.

- Boillot, G.; Recq, M.; Winterer, E.L.; Meyer, A.W.; Applegate, J.; Baltuck, M.; Bergen, J.A.; Comas, M.C.; Davies, T.A.; Dunham, K.; Evans, C.A.; Girardeau, J.; Goldberg, G.; Haggerty, J.; Jansa, L.F.; Johnson, J.A.; Kasahara, J.; Loreau, J.P.; Luna-Sierra, E.; moullade, M.; Ogg, J.; Sarti, M.; Thurow, J. y Williamson, M. (1987): "Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain)". *Tectonophysics*, 132. 335-342.
- Cady, J.W. (1980): "Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms". *Geophysics*, 45, nº10. 1507-1512.
- Campbell, D.L. (1983): "BASIC Programs to Calculate Gravity and Magnetic Anomalies for 2-1/2-Dimensional Prismatic Bodies", *U.S.G.S. Open-File Report*. 83-154.
- Carbó, A.; Muñoz, A. ; Casas, A. y Álvarez, J. (2001): "Bouguer Anomaly Map of the Alborán Sea and the Surrounding Alpine ranges (Betics and Rif)". *Workshop on the Geodynamics of the Western Part of Eurasia-Africa plate boundary (Azores-Tunisia)*. Extended abstracts book. San Fernando, Spain.
- Carbó, A.; Muñoz, A.; Ramos, P.A. y López, M.A. (1988): "Gravimetry in the Spanish Exclusive Economic Zone (Z.E.E.E.). Development of a system for the data control, treatment and storage". *Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section)*. Barcelona.
- Carmichael, R.S., ed. (1982): "Physical properties of rocks and minerals". CRC Press, Inc., 741p.
- Córdoba, D.; Banda, E. y Ansorge, J. (1987): "The hercynian crust in northwestern Spain: a seismic survey". *Tectonophysics*, 132. 321-333.
- De Vicente, G. (ed.), en prensa: "Estructura Alpina del Antepaís Ibérico". En Vera, J.A. (ed.), *Libro de Geología de España*. IGME y SGE.
- Dupeuble, P.A.; Rehault, J.P.; Auxietre, J.L.; Dunand, J.P. y Pastouret, L. (1976): "Resultats de dragages et essai de stratigraphie des Banks de Galice, et des Montagnes de Porto et de Vigo (Marge Occidentale Iberique)". *Marine Geology*, 22. M37-M49.
- Girardeau, J.; Evans, C.A. y Beslier, M.-O. (1988): "Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: Hole 637A, ODP Leg 103 on the Galicia margin". En Boillot et al. (eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 103. 209-223.
- Grau, G.; Montadert, L.; Deltil, R. y Winnock, M. (1973) : "Structure of the European continental margin between Portugal and Ireland, from seismic data". *Tectonophysics*, Vol. 20. 319-339.

- Groupe Galice (1979): "The continental margin off Galicia and Portugal: Acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution". *Init. Rep. of the DSDP*, Vol. 47, Pt. 2. 633-662.
- Hoffman, H.-J. y Reston, T.J. (1992): "Nature of the S reflector beneath the Galicia banks rifted margin: Preliminary results from prestack depth migration". *Geology*, Vol. 20. 1091-1094.
- Krawczyck, C.M. y Reston, T.J. (1995): "Detachment faulting and continental breakup: the S reflector offshore Galicia". En *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, E. Banda et al. (eds.). Kluwer Academic Publishers. 231-246.
- Lamboy, M. y Dupeuble, P.-A. (1975): "Carte géologique du plateau continental nord-ouest espagnol entre le canyon Avilès et la frontière portugaise". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Sér. 7, 17 (4). 442-461.
- Ludwig, W.J.; Nafe, J.E. y Drake, C.L. (1970): "Seismic refraction". En *The Sea*, Vol. 4, Maxwell, A.E., ed., Wiley-Interscience, New York. 53-84.
- Malod, J.A. y Mauffret, A. (1990): "Iberian plate motions during the Mesozoic". *Tectonophysics*, 184. 261-278.
- Malod, J.A.; Murillas, J.; Kornprobst, J. y Boillot, G. (1993): "Oceanic lithosphere at the edge of a Cenozoic active continental margin (northwestern slope of Galicia Bank, Spain)". *Tectonics*, 221. 195-206.
- Mauffret, A.; Boillot, G.; Auxietre, J.L. y Dunand, J.P. (1978): "Évolution structurale de la marge continentale du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique". *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 20.375-388.
- Mauffret, A. y Montadert, L. (1987): "Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain)". *Mar. and Pet. Geol.*, Vol. 4. 49-70.
- Mauffret, A. y Montadert, L. (1988): "Seismic stratigraphy off Galicia". En Boillot et al. (eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 103. 13-30.
- Montadert, L.; Winnock, E.; Deltiel, J.R. y Grau, G. (1974): "Continental Margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay". En *The Geology of Continental Margins*, C.A. Burk and C.L. Drake (eds). New York. 323-342.
- Murillas, J.; Mougnot, D.; Boillot, G.; Comas, M.C.; Banda, E. y Mauffret, A. (1990): "Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin)". *Tectonophysics*, 184. 297-319.
- Nettleton, L.L. (1976): "Gravity and magnetics in oil prospecting". McGraw-Hill, 464 p.

-
- ODP Leg 103 Scientific Party (1986): "ODP Leg 103 drills into rift structures". *Geotimes*, 31 (1). 15-17.
 - Pérez-Gussinyé, M.; Ranero, C.R.; Reston, T.J y Sawyer, D. (2003): "Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia". *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 108, B5. 2245-2263.
 - Pérez-Gussinyé, M. y Reston, T. (2001): "Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: Onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup". *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 106, B3. 3961-3975.
 - Reston, T.J.; Krawczyk, C.M. y Klaeschen, D. (1996): "The S reflector west of Galicia (Spain): Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup". *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 101, B4. 8075-8091.
 - Schärer, U.; Girardeau, J.; Cornen, G. y Boillot, G. (2000): "138-121 Ma asthenospheric magmatism prior to continental break-up in the North Atlantic and geodynamic implications". *Earth and Planet. Sci. Letters*, 181. 555-572.
 - Shipboard Scientific Party (1987a): "Introduction, objectives, and principal results: Ocean Drilling Program Leg 103, West Galicia Margin". En Boillot et al. (eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Init. Reports*, 103, (Pt. A). 3-17.
 - Shipboard Scientific Party (1987b): "Esplanatory notes: ODP Leg 103". En Boillot et al. (eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Init. Reports*, 103, (Pt. A). 19-39.
 - Shipboard Scientific Party (1987c): "Underway Geophysics: ODP Leg 103". En Boillot et al. (eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Init. Reports*, 103, (Pt. A). 41-69.
 - Smith, W.H.F. y Sandwell, D.T. (1997): "Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings". *Science*, 227. 1956-1962.
 - Sibuet, J.-C. (1992): "New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia-Flemish Cap conjugate margins". *Jour. Geol. Soc., London*, Vol. 149. 829-840.
 - Sibuet, J.-C.; Louvel, V.; Whitmarsh, R.B.; White, R.S.; Horsefield, S.J.; Sichler, B.; Léon, P. y Recq, M. (1995): "Constraints on rifting processes from refraction and deep-tow magnetic data: example of the Galicia continental margin (West Iberia)". En *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, E. Banda et al. (eds.). Kluwer Academic Publishers. 197-217.
 - Talwani, M. Y Heirtzler, J.R. (1964): "Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape". En Parks, G.A., (ed.), *Computers in the mineral industries, Part 1*. Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9. 464-480.

- Thommeret, M.; Boillot, G. y Sibuet, J.-C. (1988): "Structural map of the Galicia Margin". En Boillot et al. (eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 103. 31-36.
- Welch, P.D. (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 Udio and Electronics*, Vol. AU-15, N°2.
- Wessel, P. y Smith, W.H.F. (1998): "New, improved version of Generic Mapping Tools released". *Eos Trans. Amer. Geophys. U.*, Vol. 79 (47). 579.
- Whitmarsh, R.B. y Miles, P.R. (1995): "Models of the development of the West Iberia rifted continental margin al 40°30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies". *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 100, B3. 3789-3806.
- Whitmarsh, R.B.; Pinheiro, L.M.; Miles, P.R.; Recq, M. y Sibuet, J.-C. (1993): "Thin crust at the Western Iberia Ocean-Continent Transition and ophiolites". *Tectonics*, Vol. 12, 5. 1230-1239.
- Whitmarsh, R.B.; White, R.S.; Horsefield, S.J.; Sibuet, J.-C.; Recq, M. y Louvel, V. (1996): "The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank". *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 101, B12. 28291-28314.