**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

# TESIS DOCTORAL

# Análisis de la evolución tectónica de los márgenes hiper-extendidos mediante la integración de datos sísmicos, gravimétricos y magnéticos

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

**Cristina Granado Pérez**

Directores

**Alfonso Muñoz Martín**
**Antonio José Olaiz Campos**
**Oscar Fernández Bellon**

Madrid

**© Cristina Granado Pérez, 2022**

# UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología**

# TESIS DOCTORAL

## Análisis de la evolución tectónica de los márgenes hiper-extendidos mediante la integración de datos sísmicos, gravimétricos y magnéticos

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA
PRESENTADA POR


**Cristina Granado Pérez**

Directores

**Alfonso Muñoz Martín**
**Antonio José Olaiz Campos**
**Oscar Fernández Bellon**


**Madrid, 2021**

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

# Análisis de la evolución tectónica de los márgenes hiper-extendidos mediante la integración de datos sísmicos, gravimétricos y magnéticos

Memoria para optar al Grado de Doctor en Geología e Ingeniería Geológica que presenta

Doña Cristina Granado Pérez

Realizada en el Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología (GEODESPAL) de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Geología), bajo la dirección del Dr. Alfonso Muñoz Martín, el Dr. Antonio José Olaiz Campos y el Dr. Oscar Fernández Bellon

Madrid, 2021

**Facultad de Ciencias Geológicas** **Universidad Complutense de Madrid**

# Análisis de la evolución tectónica de los márgenes hiper-extendidos mediante la integración de datos sísmicos, gravimétricos y magnéticos

Memoria para optar al grado de Doctor en Geología e Ingeniería Geológica que presenta

Doña Cristina Granado Pérez

Realizada en el Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología (GEODESPAL) de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Geología), bajo la dirección del Dr. Alfonso Muñoz Martín, el Dr. Antonio José Olaiz Campos y el Dr. Oscar Fernández Bellon

Vº Bº de los directores de la Tesis,

Dr. Alfonso Muñoz Martín Dr. Antonio José Olaiz Campos Dr. Oscar Fernández Bellon

La interesada,

Doña Cristina Granado Pérez

Madrid, 2021

La presente Tesis doctoral se enmarca dentro del convenio específico de colaboración entre la Universidad Complutense de Madrid y Repsol Exploración S.A.

This doctoral thesis is part of the specific collaboration agreement between the Complutense University of Madrid and Repsol Exploration S.A.

**Facultad de Ciencias Geológicas** **Universidad Complutense de Madrid**

*A la memoria de mi padre*.

"*The Poetry of earth is never dead*".

"*La poesía de la tierra nunca muere*".

John Keats, On the Grasshopper and Cricket, 1816.

# AGRADECIMIENTOS

Ha sido un camino largo hasta llegar aquí, y no me refiero sólo a los cuatro años que llevo realizando esta investigación. Llevaba unos cuantos años llamando a algunas puertas para realizar una Tesis Doctoral, y por fin una se abrió. Por ello me gustaría que las primeras líneas de esta Memoria de Tesis sean para agradecer a todas las personas que con su apoyo han contribuido al buen desarrollo de este trabajo.

En primer lugar quiero dar las gracias a mis Directores de Tesis, porque sin su confianza y dedicación esto no hubiera sido posible.

Al Dr. Alfonso Muñoz, infinitas gracias por aceptar dirigir esta Tesis. Desde que realicé mi trabajo de Fin de Máster allá por el año 2010, bajo su tutela, he perseguido dedicarme a la exploración geofísica marina. Gran parte de mi trayectoria profesional se la debo a ese momento. Gracias por toda la transferencia de conocimiento, me siento una privilegiada.

Al Dr. Antonio Olaiz, por su paciencia, su buena disposición para ayudarme siempre que he tenido cualquier duda y ser todo un maestro en materia de campos potenciales. Sin su ayuda hubiese sido imposible hacerme con el manejo de Oasis Montaj.

Al Dr. Oscar Fernández, porque su pasión por la geología se contagia en cada revisión del trabajo realizado, por su sabiduría y su ojo crítico. La idea original de la Tesis fue suya y sus aportaciones han sido claves en el resultado final.

Estoy inmensamente agradecida a Repsol Exploración (Madrid) por financiar esta Tesis Doctoral, y al apoyo por parte de los proyectos I+D CARESOIL-CM (S2018/EMT-4317) y MARIBNO (PGC2018-095999-B-I00).

A la Dra. María Druet, por ser un modelo a seguir como mujer científica y feminista en este difícil mundo de la investigación geofísica marina, y por su enorme calidad humana. Gracias por participar como coautora de mi primer artículo, que sea el primero de algunos más.

A los profesores de Geológicas de la USAL y la UCM que han contribuido con su sabiduría y experiencia a mi formación como Geóloga. A toda mi tribu de geólog@s que, aunque dispersos por el mundo, me han seguido dando ánimos durante todo este tiempo pese a la distancia y una pandemia mundial. En especial a Álex, Guille y Jairo.

A mis padres, Juan y Leonor, que espero me miren con orgullo desde donde estén. Padre, esta Tesis nace de tu ilusión y mi tesón. Te has ido a unos meses de poder verla terminada.

A Esperanza y a Boris, por el cariño, los cuidados y el apoyo incondicional. Por cumplir con la promesa a mi padre y no dejarme nunca atrás. Sois mi familia.

Por último a Eva, por ser mi ancla. Sin su apoyo moral, no hubiese sido posible terminar esta Tesis a tiempo. Gracias por la paciencia en estos últimos meses de dedicación absoluta a elaborar esta Memoria y por elegir, cada día, caminar a mi lado.

# ÍNDICE

RESUMEN ..... XXV

ABSTRACT ..... XXIX

1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS ..... 1

1.1 Concepto de márgenes pasivos pobre en magma ..... 1

1.2 Modelos de extensión litosférica ..... 5

1.3 Dominios de un margen pasivo pobre en magma ..... 10

1.4 La Transición continente-océano ..... 14

1.5 Interés y objetivo de la investigación ..... 17

1.6 Estructura de la Memoria de Tesis ..... 20

2 CONTEXTO GEOLÓGICO ..... 23

2.1 Marco estructural del Margen Oeste de Iberia ..... 23

2.2 Evolución geodinámica del Margen Occidental de Iberia (MOI) ..... 28

2.2.1 Macizo Ibérico ..... 28

2.2.2 Evolución mesozoica del Margen Occidental Ibérico (MOI) ..... 32

2.2.3 Evolución cenozoica del Margen Occidental Ibérico (MOI) ..... 36

2.3 Anomalías magnéticas marinas ..... 39

2.4 Magmatismo mesozoico ..... 42

3 DATOS Y METODOLOGÍA ..... 45

3.1 Datos utilizados ..... 45

3.1.1 Datos batimétricos ..... 45

3.1.2 Datos gravimétricos ..... 46

3.1.3 Datos magnéticos ..... 49

3.1.4 Datos sísmicos ..... 51

3.1.5 Datos de pozo ..... 52
3.1.6 Datos de espesor de sedimentos ..... 53
3.1.7 Datos de geometría del Moho ..... 53
3.2 Métodos potenciales ..... 58
3.2.1 Gravimetría ..... 58
3.2.1.1 Fundamentos teóricos ..... 58
3.2.1.2 Cálculo de Anomalías Gravimétricas ..... 62
3.2.1.3 Variaciones de Densidad en las rocas ..... 64
3.2.2 Geomagnetismo ..... 69
3.2.2.1 Fundamentos teóricos ..... 69
3.2.2.2 Cálculo de Anomalías Magnéticas ..... 71
3.2.2.3 Magnetismo en las rocas ..... 72
3.2.2.4 Reducción al Polo ..... 74
3.2.3 Transformación y filtrados de datos de campos potenciales ..... 76
3.2.3.1 Derivadas horizontal y vertical ..... 77
3.2.3.2 Prolongaciones analíticas ..... 80
3.2.3.3 Señal analítica ..... 81
3.2.3.4 Ángulo Tilt ..... 82
3.2.3.5 Pseudogravedad ..... 83
3.2.3.6 Susceptibilidad magnética aparente ..... 85
3.3 Flujo de Trabajo ..... 88
3.3.1 Procesado de datos gravimétricos y elaboración de mapas ..... 88
3.3.2 Modelado gravimétrico en 2½D ..... 92
3.3.3 Cartografía de dominios tectónicos ..... 99
3.3.4 Modelado gravimétrico 3D ..... 102
3.3.5 Caracterización GRAV / MAG del basamento ..... 122

4 RESULTADOS E INTERPRETACIÓN ..... 129
4.1 Estructura del Margen a partir del Modelado 2½D modelos 2D ..... 130
4.2 Inversión gravimétrica 3D ..... 150
4.2.1 Respuesta gravimétrica del modelo inicial ..... 150
4.2.2 Inversión estructural ..... 150
4.2.3 Inversión lateral de densidad ..... 160
4.3 Modelos 3D del Margen Ibérico ..... 163
4.3.1 Estructura ..... 163
4.3.2 Variaciones de densidad en el basamento ..... 172
4.4 Caracterización Gravimétrica y Magnética del basamento ..... 174
4.4.1 Análisis de los mapas Gravimétricos ..... 174
4.4.2 Análisis de los mapas Magnéticos ..... 182
4.4.3 Mapas de Susceptibilidad magnética aparente ..... 190
4.4.4 Mapa de pseudogravedad ..... 192
4.4.5 Dominios magnéticos establecidos mediante tendencias magnéticas. 194
4.4.6 Dominios gravimétricos establecidos mediante tendencias gravimétricas ..... 198
5 DISCUSIÓN ..... 203
5.1 Estructura Litosférica del Margen Occidental Ibérico ..... 204
5.1.1 Relación entre los Dominios Tectónicos y los Datos Gravimétricos ..... 205
5.1.2 Dominios Tectónicos propuestos para el Margen Occidental Ibérico .. 212
5.2 Inversión gravimétrica 3D: Análisis de la estructura del Margen Occidental Ibérico en un Modelo 3D ..... 221
5.3 Análisis de la continuidad de los dominios tectónicos variscos a lo largo del Margen Occidental Ibérico (MOI) ..... 232

5.3.1 Dominios variscos definidos desde la zona continental hacia la oceánica (*offshore*) ..... 234

5.3.2 Dominio extensional ..... 237

5.3.3 Dominio ígneo cretácico ..... 242

5.3.4 Dominio compresivo ..... 243

6 CONCLUSIONES ..... 251

BIBLIOGRAFÍA ..... 261

**ÍNDICE DE FIGURAS**

*Figura 1.1 Distribución global de márgenes pasivos. Modificado de Berndt et al. (2019), compilado de Menzies et al. (2002), Geoffroy (2005), Haupert et al. (2016), Jones et al. (2016), y Brune et al. (2016).* ..... 2

*Figura 1.2 Esquemas de los principales tipos de márgenes pasivos. A) Margen de rift pobre en magma. B) Margen de rift rico en magma. SDR, de sus siglas en inglés Seaward Dipping Reflectors, son reflectores que buzan hacia el mar; TOC, Transición Océano-Continente. Modificada de Franke (2012) y Druet (2016).* 4

*Figura 1.3 Esquema de los distintos modelos de extensión litosférica continental. Modificada de Lister et al. (1986).* ..... 7

*Figura 1.4 Selección de pasos del corte compensado del modelo cinemático de fracturación propuesto por Ranero y Pérez-Gussinyé (2010) para el desarrollo del adelgazamiento cortical y la asimetría de los márgenes. Los modelos se han fijado en el lado derecho. Las líneas rojas marcan la geometría inicial de las fallas. Las flechas negras verticales a la derecha de las fallas indican espesores de la corteza. La línea azul oscuro marca la Moho. Las líneas rojas de puntos marcan la proyección de fallas a través de la corteza dúctil. La actividad y rotación de las fallas en a-c se basa en cuencas de rift, y en d-k en medidas en la línea sísmica IAM11. El tono anaranjado pálido indica la corteza inferior petrológica, que pasa de ser dúctil (a-c) a progresivamente más frágil en el centro de la cuenca (d-k). En cada paso, la extensión horizontal iguala a la extensión por las fallas activas (indicada por las líneas horizontales rosa y azul). L0fi y L1fi son las longitudes horizontales de un bloque de falla antes y después de la extensión de la falla fi (i= a, b, c, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, n1, n2). L0fc' y L1fc' son las longitudes del bloque de techo de la falla fc antes y después del movimiento de la falla entre los pasos 2 y 3. Modificado de Ranero y Pérez-Gussinyé (2010), tomada de Druet (2016).* ..... 8

*Figura 1.5 A) Estructura de un margen hiperextendido pobre en magma. La sección incluye los principales elementos de cada dominio tectónico siguiendo la terminología propuesta por Tugend et al. (2015). B) Estructura de la corteza, secuencia estratigráfica típica, tipos de basamento y estructuras principales*

*que caracterizan los dominios proximal, de necking e hiperextendido (modificado de Péron-Pinvidic et al., 2013 y Cadenas et al., 2018).* ..... 11

*Figura 2.1 Mapa de elevación con la localización tectónica del Margen Oeste de Iberia, mostrando las cuencas sedimentarias y las principales estructuras con referencias en el texto. FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZFMP, Zona de Falla Messejana – Plasencia; M.S, Monte Submarino; ZF, Zona de Fractura; E.E, Espolón de Extremadura. Los círculos pequeños coloreados muestran la localización de los sondeos ODP (rojos, LEG 103; naranjas, LEG 149; verdes, LEG 173; rosa, sitio 120).* ..... 24

*Figura 2.2 Esquema de la subdivisión en zonas del Macizo Ibérico. Modificado de Martínez Catalán et al. (2014).* ..... 32

*Figura 2.3 Evolución cinemática mesozoica de la Placa Ibérica. La primera edad indica la de reconstrucción del estado de las placas, entre paréntesis la edad del final del periodo para el que es válido el modelo cinemático. Modificada de Malod y Mauffret (1990), tomada de Gallastegui (2000).* ..... 36

*Figura 2.4 Mapa regional de anomalías magnéticas reducida al polo, mostrando la localización de las evidencias de magmatismo del Cretácico superior (triángulos rojos) y sus edades asociadas (modificado de Merle et al., 2009; Miranda et al., 2009; Pereira et al., 2016, 2021). Localización de las Anomalías Magnéticas J (trazos discontinuos blancos) y M3 (trazos discontinuos magenta).* ..... 44

*Figura 3.1 Modelo digital de elevaciones realizado a partir modelo digital del terreno (MDT) de la versión del 2018 de EMODnet, con una resolución de cuadrícula de 1/16 * 1/16 minutos de arco. En tierra, datos del Atlas Digital GEBCO 2014, con resolución espacial de 30 segundos de arco.* ..... 46

Figura 3.2 Líneas de navegación con adquisición de datos gravimétricos durante los diferentes levantamientos, y ubicaciones de estaciones terrestres, sobre un

modelo de elevación sombreado obtenido a partir de los conjuntos de datos EMODnet (*offshore*) y SRTM (en tierra). Modificado de Druet et al. (2019). 48

*Figura 3.3 Mapa de anomalía de Bouguer Completa del Margen Occidental Ibérico.*.. 49

*Figura 3.4 Localización de líneas de la compilación de datos magnéticos realizada por Lesur et al. (2016).*..... 50

*Figura 3.5 Mapa de anomalías Magnéticas reducidas al polo del Margen Occidental Ibérico.*..... 51

*Figura 3.6 Modelos de velocidades a lo largo de los perfiles sísmicos utilizados en este trabajo. A) ISE1 (de sus siglas en inglés, Iberia Seismic Experiment; Zelt et al., 2003). B) IAM9 (Dean et al., 2000). C) IAM5 (Afilhado et al., 2008). D) ISE9 (Clark et al., 2007).*..... 55

*Figura 3.7 Mapa batimétrico con los sondeos ODP y las líneas sísmicas utilizadas en este trabajo: ISE1 (de sus siglas en inglés, Iberia Seismic Experiment; Zelt et al., 2003); Lusigal 12 (LG12) (con extensión TGS) (Sutra y Manatschal, 2012); IAM9 (Dean et al., 2000); IAM5 (Afilhado et al., 2008); ISE9 (Clark et al., 2007); TGS-Nopec (2 líneas integradas con una línea 2D de la compañía Austin) (Sanchez de la Muela et al., 2008).* ..... 56

*Figura 3.8 A) Mapa de profundidad del Moho GEMMA 1.0. B) Perfiles DSS (sondeo sísmico profundo) en la región de Iberia-Mediterráneo Occidental. Se utilizan diferentes colores para representar los perfiles adquiridos en el mismo experimento. Las líneas discontinuas muestran los perfiles de baja densidad. Los puntos corresponden a los sismómetros de fondo oceánico y a las estaciones terrestres utilizadas en los perfiles terrestres/offshore (Díaz et al., 2016). C) Mapa de profundidad del Moho a partir de la interpolación conjunta de las estimaciones de DSS y RF (funciones receptoras). Los puntos blancos y negros muestran las ubicaciones en las que se dispone de resultados de DSS y RF.*..... 57

*Figura 3.9 A) Sección de corteza para describir las diferentes correcciones a la gravedad observada; la elevación topográfica está isostáticamente compensada por la raíz cortical. La masa de sección rectangular representa una variación de densidad de acuerdo con la geología de la corteza superior. B) La 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 de la elevación topográfica. C) anomalías de Bouguer y Bouguer Completa sobre la 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, 1996)* ..... 63

*Figura 3.10 Método de determinación de densidad de Nettleton sobre un accidente morfológico. Se han realizado reducciones de la gravedad utilizando densidades que van de 1.8 a 2.8 g/cm3 tanto para correcciones de terreno como de Bouguer. El perfil correspondiente a un valor de 2.3 g/cm3 muestra la menor correlación con la topografía, por lo que se toma esta densidad para representar la densidad del elemento.* ..... 67

*Figura 3.11 Gráficos de la velocidad de la onda P vs la densidad para varios tipos de roca. También se muestra la mejor relación lineal entre la densidad y la velocidad de registro para los distintos autores reflejados en la Tabla 3.2.*..... 68

*Figura 3.12 Definición de los componentes del campo geomagnético. Modificado de Nettleton (1971).*..... 70

*Figura 3.13 Representación vectorial de la anomalía de campo total. Adaptado de Blakely (1996).*..... 71

*Figura 3.14 Anomalía Magnética a) antes y b) después de reducirse al polo (tomada de Blakely, 1996).*..... 76

*Figura 3.15 Cálculo de gradientes horizontales. (a) Cálculo de gradientes horizontales (derivadas) de la cuadrícula de datos, basados en las diferencias entre los nodos adyacentes de la cuadrícula (ver texto para más detalle). (b) El gradiente total horizontal es la suma vectorial de los gradientes horizontales*

*en las direcciones X e Y; y es en todas partes perpendicular a los contornos de los datos. (Modificado de Dentith y Mudge, 2014).* ..... 78

*Figura 3.16 Comparación del efecto del gradiente horizontal frente a la señal gravimétrica y magnética producida por un cuerpo tabular. (Modificado de Blakely, 1996).* ..... 79

*Figura 3.17 La primera derivada vertical (curva roja) hace que las anomalías tengan una anchura menor y se ajusten más al cuerpo que las causa. El efecto de los gradientes regionales de gran longitud de onda se minimiza, por lo que las derivadas verticales oscilan en torno a cero (modificada de Fairhead, 2015)* ..... 79

*Figura 3.18 Sistema para el cálculo del filtro prolongación analítica hacia arriba. (Modificado de Blakely, 1996).* ..... 81

*Figura 3.19 Anomalía magnética con su respectiva transformada de pseudogravedad a la derecha*..... 84

*Figura 3.20 (a) La señal analítica 3D es la misma para todas las direcciones de magnetización, nótese que las crestas coinciden con los bordes del prisma fuente, revelando su forma geométrica. (b) Reducción al polo del TMI. (c) Primera derivada vertical de los datos reducidos al polo en (b). (d) Respuesta de la pseudogravedad. (e) Gradiente total horizontal de la pseudogravedad en (d), indicando de nuevo la forma de la fuente. (f) Ángulo Tilt de los datos reducidos al polo en (b). Nótese la respuesta positiva de la fuente. (Modificado de Dentith y Mudge, 2014).* ..... 85

*Figura 3.21 Esquema de las mallas regulares de elevaciones (MDE) y distancias para la aplicación de los diferentes métodos de cálculo de la corrección topográfica de los datos gravimétricos. (Tomado de Druet, 2016)*..... 90

*Figura 3.22 Diagrama de flujo del reprocesado realizado, previo a la interpretación de los mapas y modelos gravimétricos.* ..... 91

*Figura 3.23 Mapas de: A) Anomalía gravimétrica de Bouguer. B) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer. C) Derivada vertical de la anomalía de Bouguer. En trazos negros continuos se representa la localización de los*

*modelos gravimétricos 2½D construidos durante este estudio (ver apartado 4.1).* ..... 93

*Figura 3.24 A) Bases de la modelización 2D. En morado está representada la geometría de un cuerpo en la dirección del modelo y en gris, su volumen total. B) Modelo 2½D de un objeto asimétrico en las direcciones de X y Z (Modificado de GMSYS User Guide v4.10, 2009).* ..... 95

*Figura 3.25 Mapa batimétrico con la localización de los modelos estructurales en 2½D realizados a partir de los datos gravimétricos, junto con la situación de las secciones sísmicas y sondeos ODP, que han servido para constreñir dichos modelos.* ..... 97

*Figura 3.26 Metodología de modelización gravimétrica. P1, P2, P3... son los atributos de la fuente, tales como profundidad, espesor o densidad. Adaptado de Blakely (1996).* ..... 99

*Figura 3.27. Modelo inicial 3D. Está definido por superficies apiladas que representan los principales límites geológicos en los que se producen contrastes de densidad. En este trabajo se ha usado las superficies del Moho, techo de la corteza superior e inferior. También se ha tenido en cuenta el espesor de sedimentos y su variación en profundidad. El modelo debe tener unas limitaciones de profundidad superior e inferior, a partir de las cuales no se tiene en cuenta la contribución de las capas.* ..... 105

*Figura 3.28 Mallas de profundidad de las superficies utilizadas para la construcción del Modelo inicial 3D: a) Superficie del Agua, b) Elevación (Modelo Digital del Terreno), c) Techo del Basamento (Corteza Superior), d) Techo de la Corteza Inferior, e) Superficie del Moho y f) Anomalía gravimétrica de Aire Libre*... 108

*Figura 3.29 Malla bimodal con densidades de 2.7 g/cm$^3$ para la corteza continental y 2.9 g/cm$^3$ para corteza oceánica, cresta de peridotitas y volcánicos; aplicada a la capa de la corteza superior. Estos valores de densidad son los de partida para la capa de corteza superior en el proceso de modelización 3D.* ..... 109

*Figura 3.30 Flujo de trabajo para la elaboración del modelo 3D y la posterior inversión gravimétrica, para lograr un ajuste óptimo del modelo mediante inversiones estructurales y lateral de densidad, para obtener como resultado mapas de*

*profundidad del Moho, corteza, espesor de corteza y distribución de densidad en la corteza superior.* ..... 112

*Figura 3.31 a) Función gaussiana utilizada para el suavizado de la respuesta hacia los bordes (Geosoft, 2015). b) Malla "constraint", construida a partir de la información de los modelos gravimétricos 2½D.* ..... 113

*Figura 3.32 Malla de distribución de densidades en la corteza superior a) inversión estructural seguida de inversión lateral de densidad de la capa, b) inversión lateral de densidad seguida de inversión estructural de la capa.* ..... 116

*Figura 3.33 A) sección 2D sacada del modelo 3D después de la inversión estructural, para cambiar la geometría del Moho sin malla constricción; B) sección 2D sacada del modelo 3D después de la inversión estructural de la misma capa, pero aplicando una malla de constricción (constraint). Acompañado de un mapa de elevación con la localización de esta sección 2D.* ..... 117

*Figura 3.34 Mallas de profundidad del Moho: a) del modelo de partida; b) después de realizar la inversión estructural sin constricciones; c) resultados de la inversión con con malla de constricción y sin variación en Z; d) después de inversión estructural con malla de constricción y variación en Z de 2000 m. Los resultados se pueden observar también en el apartado 4.3.* ..... 118

*Figura 3.35 Mapas de gravedad observada, calculada y desajuste de a) modelo de partida; b) modelo final tras un proceso iterativo en el que se ha aplicado una variación de Z de 2000m; c) modelo final tras un proceso iterativo en el que no se ha aplicado límite de variación en Z.* ..... 119

*Figura 3.36. Mapas de: a) Anomalía de Bouguer; b) Derivada vertical de la anomalía de Bouguer; c) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer; d) Pseudogravedad con contraste de densidad de 0.5 g/cm$^3$; e) Reducción diferencial al polo de la anomalía magnética de campo total; f) Derivada vertical de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; g) Derivada total horizontal de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; h) Susceptibilidad magnética aparente calculada a partir de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética.* ..... 125

Figura 4.1 *Mapa batimétrico con la localización de los modelos estructurales en 2½D realizados a partir de los datos gravimétricos, junto con la situación de las secciones sísmicas y sondeos ODP, que han servido para constreñir dichos modelos mostrando las cuencas sedimentarias y las principales estructuras con referencias en el texto. FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; ZFMP, Zona de Falla Messejana – Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura.* 131

*Figura 4.2 Modelo gravimétrico transversal ajustado MGT1 (ver localización en la Figura 4.1). Están representados algunos horizontes de otros autores previamente publicados (y referenciados) sobre los modelos gravimétricos (líneas discontinuas en color). La base de la corteza superior y el Moho a lo largo del perfil ISE1 fueron constreñidos por datos de refracción de este perfil (Zelt et al., 2003). En la parte superior de los modelos están representados: Factor de adelgazamiento cortical (γ), Derivada total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer calculadas a lo largo de las secciones. En la parte superior la distribución de dominios propuesta (ver texto para la explicación). CIG, Cuenca Interior de Galicia; BG, Banco de Galicia; MPG, Margen Profundo de Galicia; LLAI, Llanura Abisal de Iberia.* ..... 134

*Figura 4.3 Modelo gravimétrico transversal ajustado MGT2 (ver localización en la Figura 4.1). Están representados algunos horizontes de otros autores previamente publicados (y referenciados) sobre los modelos gravimétricos (líneas discontinuas en color). En la parte superior de los modelos están representados: Factor de adelgazamiento cortical (γ), Derivada total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer calculadas a lo largo de las secciones. En la parte superior la distribución de dominios propuesta (ver texto para la explicación). LLAI, Llanura Abisal de Iberia; CL, Cuenca Lusitana; CP, Cuenca de Peniche.*..... 137

*Figura 4.4 Modelo de gravedad ajustado MGT3 (ver ubicación en la Figura 4.1). Algunos horizontes de otros autores, publicados anteriormente, están trazados (y referenciados) sobre el modelo de gravedad (líneas de color discontinuas). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, la derivada total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos (véase el texto para la explicación).CL, Cuenca Lusitana; CP, Cuenca de Peniche; CDP, Cuenca Distal de Peniche; MST; Monte Submarino de Tore.* ..... 138

*Figura 4.5 Modelo de gravedad ajustado MGT4 (ver ubicación en la Figura 4.1). Algunos horizontes de otros autores, publicados anteriormente, están trazados (y referenciados) sobre el modelo de gravedad (líneas de color discontinuas) la estructura profunda está constreñida con modelos de velocidad sísmica de Afilhado et al. (2008). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos (véase el texto para la explicación). LLAT, Llanura Abisal del Tajo; CA, Cuenca del Alentejo.* ..... 140

*Figura 4.6 Modelo de gravedad longitudinal ajustado MGL1 (ver ubicación en las Figura 4.1). La superficie del Moho GEMMA (Reguzzoni y Sampietro 2015) se traza sobre el modelo de gravedad (línea de color discontinua). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos. MPG, Margen Profundo de Galicia; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; LLAT, Llanura Abisal del Tajo, MST; Monte Submarino de Tore. (Véase el texto para la explicación).* ..... 142

*Figura 4.7 Modelo de gravedad longitudinal ajustado MGL2 (ver ubicación en las Figura 4.1). La superficie del Moho GEMMA (Reguzzoni y Sampietro 2015) se traza sobre el modelo de gravedad (línea de color discontinua). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total*

*horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos. LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; BG, Banco de Galicia; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; EE, Espolón de Extremadura. (Véase el texto para la explicación).* ..... 145

*Figura 4.8 Modelo de gravedad longitudinal ajustado MGL3 (ver ubicación en las Figura 4.1). La superficie del Moho GEMMA (Reguzzoni y Sampietro 2015) se traza sobre el modelo de gravedad (línea de color discontinua). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos. LLAV, llanura Abisal de Vizcaya; CIG, Cuenca Interior de Galicia; CP, Cuenca de Peniche; CA, Cuenca del Alentejo; EE, Espolón de Extremadura. (Véase el texto para la explicación)* ..... 147

*Figura 4.9 Modelo de gravedad longitudinal ajustado MGL4 (ver ubicación en las Figura 4.1). La superficie del Moho GEMMA (Reguzzoni y Sampietro 2015) se traza sobre el modelo de gravedad (línea de color discontinua). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos. LLAV, llanura Abisal de Vizcaya; CIG, Cuenca Interior de Galicia; CP, Cuenca de Peniche; CA, Cuenca del Alentejo; EE, Espolón de Extremadura. (Véase el texto para la explicación).* ..... 149

*Figura 4.10 Mapas de Gravedad Observada, Calculada y el desajuste (misfit) de: a) modelo inicial 3D; b) modelo después de la inversión estructural del manto; c) modelo después de la inversión estructural de la corteza inferior; d) modelo después de la inversión estructural de la corteza superior; e) modelo después de la inversión lateral de densidad de la corteza superior.* ..... 152

*Figura 4.11 Mallas de profundidad del Moho suavizadas y recortadas a) antes de la inversión gravimétrica en 3D de la malla; b) después de la inversión gravimétrica en 3D. Sobre ellas están representadas las secciones que se han*

*utilizado para constreñir el modelo 3D (ver apartado 4.1 para más información).* ..... 158

*Figura 4.12 Mallas de profundidad del techo de la corteza inferior, suavizadas y recortadas a) antes de la inversión gravimétrica en 3D de la capa; b) después de la inversión gravimétrica en 3D. Sobre ellas están representadas las secciones que se han utilizado para constreñir el modelo 3D (ver apartado 4.1 para más información).* ..... 159

*Figura 4.13 Mallas de profundidad del techo de la corteza superior, suavizadas y recortadas a) antes de la inversión gravimétrica en 3D de la capa; b) después de la inversión gravimétrica en 3D. Sobre ellas están representadas las secciones que se han utilizado para constreñir el modelo 3D (ver apartado 4.1 para más información).* ..... 160

*Figura 4.14 Malla de distribución de densidades en la corteza superior, recortada y con escala de color lineal de 2 a 3 g/cm$^3$, acompañada de un histograma de distribución de densidad y de un mapa de elevación que contiene los rasgos más destacados del MOI.* ..... 161

*Figura 4.15 Mapa de desajuste después de los procesos de inversión gravimétrica e inversión lateral de densidad en 3D (Figura 4.10e), acompañada de un histograma de distribución de desajuste y de un mapa de elevación que contiene los rasgos más destacados del MOI.* ..... 163

*Figura 4.16 Modelos 3D conformados por un modelo de prismas ("Voxel") de densidades con escala de color lineal de 1 a 3.3 g/cm$^3$ correspondientes al a) modelo de partida, antes de realizar la inversión gravimétrica 3D (Figura 4.10a) y b) modelo resultante de los procesos de inversión gravimétrica e inversión lateral de densidad (Figura 4.10e). El área representada coincide con el de Figura 4.10 y sucesivas, y aparece recortado en la dirección Z a la profundidad donde se encuentra el Tope de Basamento. En c) y d) se ha recortado el "Voxel" en su dirección Y hasta la mitad para poder visualizar las mallas a partir de las que cuales se han construido cada uno de los modelos 3D correspondientes al c) modelo de partida (Figuras 4.11a, 4.12a, 4.13a) y d) modelo final después de*

*los procesos de inversión gravimétrica e inversión lateral de densidad (Figuras 4.11b, 4.12b, 4.13b).* ..... 165

*Figura 4.17 Secciones 2D extraídas del Modelo final 3D. La localización de cada una de las secciones se muestra en el mapa del extremo superior derecho de la figura.* ..... 167

*Figura 4.18 Secciones 2D extraídas del Modelo final 3D localizadas sobre algunos de los modelos gravimétricos 2½D transversales y longitudinales al margen. Al lado de cada sección aparece el nombre correspondiente al modelo gravimétrico 2½D equivalente.*..... 168

*Figura 4.19 Mapas de a) Espesor de la corteza, b) Factor de adelgazamiento cortical (γ) y c) Factor de estiramiento cortical (ß); calculados a partir de las mallas de profundidad del Moho y del techo de la corteza superior, obtenidas después de realizar la inversión gravimétrica en 3D. Se acompaña de un mapa de elevación que contiene los rasgos más destacados del MOI.* ..... 171

*Figura 4.20 Malla de distribución de densidades en la corteza superior, recortada y con escala de color lineal de 2.5 a 2.8 g/cm$^3$, para dejar fijadas las densidades que no corresponden a valores típicos de la corteza superior, con contornos de densidad cada 0,02 g/cm$^3$. Acompañado de un mapa de elevación con los principales rasgos del MOI.* ..... 173

*Figura 4.21* Mapas de Anomalía de Bouguer Completa. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes.B) Lineamientos máximos de la derivada total horizontal y lineamientos mínimos y máximos de la primera derivada vertical..... 175

*Figura 4.22* Mapas de la derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes. B) Lineamientos máximos de la derivada total horizontal..... 179

*Figura 4.23* Mapas de la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes. B) Lineamientos máximos y mínimos de la primera derivada vertical. ..... 181

*Figura 4.24 Mapas de Anomalía Diferencial Reducida al Polo (DRP) de la anomalía Magnética. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa;*

*ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes.B) Lineamientos máximos de la derivada total horizontal y lineamientos mínimos y máximos de la primera derivada vertical.* ..... 184

Figura 4.25 *Mapas de la derivada total horizontal de la anomalía Magnética. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes.B) Lineamientos máximos de la derivada total horizontal.*..... 186

Figura 4.26 *Mapas de la primera derivada vertical de la anomalía Magnética. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes.B) Lineamientos mínimos y máximos de la primera derivada vertical.* ..... 188

*Figura 4.27 Mapas de a) Diferencial Reducida al Polo (DRP) de la anomalía Magnética y b) Susceptibilidad Magnética Aparente de la DRP.* ..... 191

*Figura 4.28 Mapas de a) Anomalía de Bouguer completa y b) transformación de Pseudogravedad de la señal magnética.* ..... 193

*Figura 4.29 (a) Lineamientos máximos y mínimos de la primera derivada vertical de la anomalía magnética DRP. (b) Dominios magnéticos definidos a partir de los*

*mapas regionales de magnetismo descritos en el apartado 4.4.5 y del análisis del mapa (a).* ..... 197

*Figura 4.30 (a) Lineamientos máximos y mínimos de la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer. (b) Dominios gravimétricos definidos a partir de los mapas regionales de gravimetría descritos en el apartado 4.4.4 y del análisis del mapa (a).* ..... 201

*Figura 5.1 Modelo de gravedad teórico ajustado basado en Tugend et al. (2015) y Cadenas et al. (2018), con la distribución de dominios tectónicos conceptuales. Los valores de densidad se han asignado siguiendo las correlaciones empíricas de velocidad/densidad. Arriba del modelo: Trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. (Ver texto para la explicación)* ..... 207

*Figura 5.2 Panel izquierdo: Distribución en un diagrama de cajas, de los valores de A) Anomalía de Bouguer, B) Factor de Adelgazamiento (γ), C) Derivada total horizontal (DTH) y D) Derivada vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de los cuatro modelos transversales (MGT1 a MGT4). Panel derecho: Los mismos parámetros calculados a lo largo del modelo conceptual mostrado en la Figura 5.1. Nótese la correlación cerrada entre la anomalía de Bouguer y el Factor de Adelgazamiento (γ) y que los dominios de Necking e Hiperadelgazado están definidos por altos valores de DTH de BA. (ver texto para la explicación)* ..... 208

*Figura 5.3 Comparación entre la distribución de dominios tectónicos a lo largo de las secciones MGT1 y MGT2 propuesta en este estudio, y las publicadas anteriormente por Stanton et al. (2016) y Cowie et al. (2015) sobre las secciones sísmicas equivalentes ISE1 y LG12-TGS.*..... 210

*Figura 5.4 Factor de adelgazamiento (γ) representado por círculos (tamaño y color proporcionales al valor de γ) y contornos cada 0,1 de este factor. El valor de γ está calculado a partir del espesor de la corteza continental calibrado a lo largo de las ocho secciones. Los valores se representan sobre el mapa de*

*elevación (A) y sobre el mapa de anomalía de Bouguer (B) (véase el texto para la explicación).* ..... 214

*Figura 5.5 Distribución de dominios tectónicos propuesta para el Margen Occidental Ibérico (MOI) sobre: A) Anomalía de Bouguer, B) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer (DTH), C) Derivada vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer. La anomalía magnética J y la isocrona M3 también están representadas en los mapas. Los límites entre dominios se han definido a lo largo de las ocho secciones litosféricas y se han cartografiado siguiendo la señal de gravedad (véase el texto para la explicación). Las líneas discontinuas blancas y grises son zonas de transferencia propuestas. FT, Falla del Tajo; FN, Falla de Nazaré; FA, Falla de Aveiro*..... 215

*Figura 5.6 Dominios tectónicos a lo largo del Margen Occidental Ibérico propuestos por: A) este trabajo, B) Péron-Pinvidic et al. (2013); C) Weldfod et al. (2010) y D) Nirrengarten et al. (2018). Las principales fallas que afectan a los límites tectónicos extensionales, así como el dominio compresivo, también se trazan en nuestra propuesta de mapa de dominios tectónicos. Las líneas discontinuas blancas y grises son posibles zonas de transferencia propuestas. FT, Falla del Tajo; FN, Falla de Nazare; FA, Falla de Aveiro.* ..... 218

*Figura 5.7 Mapa de isobatas de las superficies del Moho (a) y el techo de la corteza inferior (b) resultantes de la inversión gravimétrica en 3D. Sobre estas mallas están representados los dominios tectónicos propuestos a partir de la modelización gravimétrica 2½D. Abojo se muestra la Sección 2D extraída del Modelo 3D(c) cuya localización está señalada en rojo en los mapas (a) y (b). Los colores en la sección son proporcionales a los valores de densidad de las diferentes capas modelizadas.* ..... 222

*Figura 5.8 Superposición de los mapas obtenidos en la modelización 3D con los Dominios Tectónicos propuestos. a) Espesor de la corteza, b) Factor de adelgazamiento cortical -γ- y c) Factor de estiramiento cortical* -ß-. A estos mapas se *les ha superpuesto la cartografía de dominios tectónicos propuestos.* ..... 224

*Figura 5.9 Relación entre el factor de adelgazamiento calculado sobre los modelos gravimétricos 2½D (A), y el Mapa del factor de adelgazamiento resultante de la inversión gravimétrica 3D (B), ilustrados sobre un mapa de Elevación.*.. 225

*Figura 5.10 Malla de distribución de densidades de la corteza superior, recortada y con escala de color lineal de 2.5 a 2.8 g/cm$^3$, sobre la que se ha añadido la cartografía de dominios tectónicos resultante del modelado gravimétrico en 2½D y los mapas gravimétricos.* ..... 227

*Figura 5.11 Comparación entre 5 secciones extraídas del modelo 3D (abajo) y sus secciones equivalentes del modelado gravimétrico en 2½D (arriba). Hay que señalar que la exageración vertical de ambos tipos de secciones no es la misma y el modelado 3D se realiza sobre anomalía de Aire Libre y el modelado 2½D sobre anomalía de Bouguer. A la derecha se muestra la localización de las secciones sobre el mapa de elevación.* ..... 228

Figura 5.12 Propuesta de distribución de dominios definidos para el basamento a lo largo del MOI. El mapa se ha obtenido a partir de la superposición de los dominios tectónicos del margen sobre los mapas magnéticos y gravimétricos; e información adicional como son las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico y los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental. FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; *LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; E.E, Espolón de Extremadura.* ..... 233

Figura 5.13 Propuesta de distribución de dominios definidos para el basamento a lo largo del MOI. El mapa se ha realizado a partir de la superposición de los dominios tectónicos del margen, acompañado de las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental y la cartografía de dominios en la zona offshore

propuesta por *Granado et al*. (2021). FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; *LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; E.E, Espolón de Extremadura.* ..... 236

*Figura 5.14 Mapa de los distintos dominios definidos para el basamento, a partir de la superposición de los dominios cartografiados sobre los mapas magnéticos y gravimétricos; superpuestos a las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental y el mapa de espesor de corteza resultante de la inversión gravimétrica en 3D (sección 4.4.1). FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; E.E, Espolón de Extremadura.* ..... 238

*Figura 5.15 Mapa de los distintos dominios definidos para el basamento, a partir de la superposición de los dominios cartografiados sobre los mapas magnéticos y gravimétricos; superpuestos a las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental y el mapa de adelgazamiento cortical resultante de la inversión gravimétrica en 3D (sección 4.4.1). FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco*

*de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; E.E, Espolón de Extremadura.* ..... 239

*Figura 5.16* Propuesta de distribución de dominios definidos para el basamento a lo largo del MOI. El mapa se ha realizado a partir de la superposición de los dominios tectónicos del margen, acompañado de las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental y *el mapa de distribución de densidades en la corteza superior, resultante de la inversión gravimétrica en 3D (apartado 4.4.1). FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura.* ..... 246

*Figura 5.17 Mapa de los distintos dominios definidos para el basamento, acompañado de las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental, superpuestos sobre el mapa de elevación del terreno. FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura.* 249

**ÍNDICE DE TABLAS**

*Tabla 3.1 Valores medios de densidad para diferentes tipos de rocas. Fuentes de datos: Olhoeft y Johnson 1989; LCT Gravity and Magnetics, 2006. Modificado de Alves, por Luizemara Soares (2012).*..... 65

*Tabla 3.2 Conversión de velocidad a densidad, de distintos autores; resaltando los valores más utilizados en cada caso.*..... 68

*Tabla 3.3 Rango y valores promedios de susceptibilidad magnética para los distintos tipos de rocas (Olhoeft y Johnson 1989; Telford et al., 1990; LCT Gravity and Magnetics, 2006).*..... 74

*Tabla 3.4 Relación entre la velocidad de las ondas P y la densidad de las unidades distinguidas en los modelos gravimétricos, obtenida a partir de los perfiles de velocidad que se muestran en la Figura 3.6 (Zelt et al., 2003; Dean et al., 2000; Afilhado et al., 2008; Clark et al., 2007) y aplicando las curvas de relación empírica detalladas en la Figura 3.11.*..... 98

*Tabla 4.1 Densidades asignadas a cada una de las capas en el modelo inicial 3D.*..... 150

*Tabla 4.2 Parámetros utilizados para realizar las inversiones estructurales de cada una de las capas. Las longitudes de onda que vamos a utilizar para cada una, vienen determinados por los llamados Lower High-Cut Limit y Upper High-Cut Limit. Los límites están referidos al grado de libertad permitido en la amplitud de onda que se le otorga a cada capa.* ..... 151

*Tabla 5.1 Valores resumidos de los cuatro parámetros (anomalía de Bouguer, Factor de Adelgazamiento- γ-, DTH y dZ) calculados a lo largo de los modelos transversales al Margen, descritos en el apartado 4.1.* ..... 208

## RESUMEN

Los márgenes hiperextendidos presentan una gran heterogeneidad transversal y longitudinal, por lo que la definición de dominios tectónicos realizada casi exclusivamente a partir de secciones sísmicas 2D presenta serias limitaciones.

La estructura del Margen Occidental Ibérico (MOI) es heterogénea en toda su extensión. Esta heterogeneidad se debe a la naturaleza del basamento anterior al proceso de *rift* (Murillas *et al*., 1990), y a que su formación implica varios episodios de *rifting* y una inversión tectónica parcial posterior (Boillot y Malod, 1988).

La estructura clásica de primer orden de este margen (y otros) de *rift* hiperextendido y pobre en magma muestra secciones transversales "idealizadas" con un conjunto de dominios de *rift* desde el continente hasta el océano (p. ej., Tugend *et al*., 2015).

Los límites entre los diferentes dominios tectónicos del MOI han sido discutidos por diversos autores (p. ej., Péron-Pinvidic *et al*., 2013; Weldford *et al*., 2010; Nirrengarten *et al*., 2018; Druet *et al*., 2018), basándose en criterios geofísicos y estructurales. Entre ellos destaca el factor de estiramiento, que es una medida de estiramiento tectónico y adelgazamiento de la corteza. Estos criterios se apoyan principalmente en la interpretación de las secciones sísmicas de reflexión regionales, en unos pocos datos de pozos disponibles y, en menor medida, en los datos de campos potenciales. Sin embargo, los criterios utilizados para definir los diferentes dominios no siempre coinciden entre los distintos autores (Péron-Pinvidic *et al*., 2013; Mohn *et al*., 2015; Tugend *et al*., 2015; Stanton *et al*, 2016). Las razones para esta variabilidad son múltiples: la complejidad de la estructura extensional; los efectos de la herencia estructural y reológica en las múltiples fases de extensión; y los procesos geológicos posteriores que han modificado la estructura extensional (p. ej., la reactivación compresiva), y el hecho de que la mayoría de los estudios anteriores se han basado en datos sísmicos 2D muy limitados espacialmente.

Este enfoque bidimensional dificulta la correlación lateral entre los diferentes dominios estructurales a escala regional del margen (p. ej., Péron-Pinvidic *et al*., 2015) debido a dos factores principales: a) la información sísmica regional es bidimensional y discontinua, y b) las estructuras oblicuas y transversales pueden desplazar significativamente los dominios de una sección a otra. La complejidad inherente del sistema extensional, junto con la complejidad añadida causada por la herencia tectónica y los eventos tectónicos posteriores, añade un componente extra de dificultad para generar mapas fiables de dominios estructurales a partir de secciones sísmicas bidimensionales únicamente.

De este modo, en este trabajo presentamos la cartografía de los dominios tectónicos del MOI a escala cortical. Para ello se ha combinado la modelización gravimétrica 2½ D a lo largo de secciones sísmicas clave y filtros avanzados aplicados a los datos gravimétricos y magnéticos para mejorar, caracterizar los dominios tectónicos corticales y cartografiar los límites entre ellos.

Los parámetros cuantificables (factor de estiramiento, anomalía de Bouguer y valores de gradiente) se utilizan posteriormente para proponer criterios que pueden aplicarse para definir los dominios a escala de la corteza del MOI y sus límites.

El resultado es un novedoso mapa del MOI en el que la interpretación estructural del margen pasivo se apoya en datos de sísmica de reflexión, perforación de pozos y datos gravimétricos (Granado *et al*., 2021).

Seguidamente, utilizando como punto de partida los resultados del modelado gravimétrico en 2½D (Granado *et al*., 2021), se ha procedido al modelado en 3D de la estructura del margen a escala litosférica, a partir de las anomalías gravimétricas. Esta técnica permite abordar las limitaciones del modelado bidimensional y analizar de forma continua la señal gravimétrica, observando de forma iterativa las variaciones geométricas o de densidad de cada capa definida. El uso de modelos 3D de inversión gravimétrica, por tanto, es una potente técnica para definir el grosor de la corteza, la

estructura de la transición océano-continente y la localización de dicho límite (Chapell y Kusznir, 2008).

Como resultado de esta modelización 3D se han obtenido los mapas de profundidad del Moho y distribución de densidad continua en todo el margen; y además, se han calculado los mapas de espesor de corteza y adelgazamiento para todo el MOI. Así mismo, se ha generado un volumen de densidad que hace que se puedan establecer correlaciones con los modelos de velocidad generados a partir de los perfiles de sísmica de refracción profunda (DSS).

Los resultados de este modelado proporcionan, por primera vez, una distribución completa de la estructura del margen de manera continua. Estos resultados permiten comparar las zonas continental y *offshore* de manera continua, que ha sido de gran utilidad en el siguiente apartado de los trabajos realizados en esta investigación.

Por último, se realiza un análisis de las relaciones entre la geometría y propiedades de la corteza previas sobre la evolución del margen en sus etapas extensionales y de inversión.

Para este fin, se han llevado a cabo las siguientes tareas:

- Análisis de la distribución de dominios definidos en función de parámetros gravimétricos, magnéticos y geológicos desde la zona emergida hacia la sumergida.

- A partir del análisis de la distribución de los dominios propuesta anteriormente, junto con el resto de información obtenida en esta investigación; se discute la influencia de la corteza previa sobre la evolución extensional del margen y su posterior inversión parcial compresiva.

Los resultados obtenidos en esta Tesis permiten tener calibrada la estructura cortical del margen mediante un modelo tridimensional continuo de todo el margen. El modelo 3D

ha permitido discutir y definir un conjunto de criterios para establecer los límites entre dominios tectónicos. Estos criterios son la base para la cartografía continua de los dominios, y constituyen una metodología que puede ser aplicada en otros márgenes hiperextendidos, o bien en el margen conjugado de Iberia.

Una vez culminada la obtención de la estructura 3D y variación de propiedades del basamento del margen, la integración de todos los resultados obtenidos en esta investigación permite discutir la influencia de la herencia geológica y tectónica previa en el desarrollo del *rifting* e hiperextensión mesozoicos, y la posterior reactivación compresiva; que podría haber sido un factor determinante en la configuración final del margen.

## ABSTRACT

Hyperextended margins show great transversal and longitudinal heterogeneity, such that definition of tectonic domains made exclusively from 2D seismic sections can have major limitations.

The structure of the West Iberian margin (WIM) is heterogeneous along its entire length. This heterogeneity stems from the nature of the pre-rift basement (Murillas *et al*., 1990), and an added complexity, related to the fact that its formation involves several rifting episodes and a posterior partial tectonic inversion (Boillot and Malod, 1988).

Classical first-order architecture of this (and other) hyperextended magma-poor rifted margin shows "idealized" cross sections with a set of key rift domains from continent to ocean (e.g., Tugend *et al*., 2015).

The boundaries between the different tectonic domains of the WIM have been discussed by diverse authors (e.g., Péron-Pinvidic *et al*., 2013; Weldford *et al*., 2010; Nirrengarten *et al*., 2018; Druet *et al*., 2018), based on geophysical and structural criteria; among others the stretching factor, a measure of tectonic stretching and crustal thinning. These criteria are mainly supported by the interpretation of regional reflection seismic sections, by the few well data available, and, to a lesser extent, by potential field data. However, the criteria used to define the different domains does not always coincide among different authors (e.g., Péron-Pinvidic *et al*., 2013; Mohn *et al*., 2015; Tugend *et al*., 2015; Stanton *et al*., 2016). There are several reasons for this variability: the complexity of the extensional structure, the effects of structural and rheological inheritance on multiple phases of extension, later geological processes that have modified the extensional structure (e.g., compressive reactivation), and the fact that most previous studies have been based on limited/localized 2D seismic data.

This two-dimensional approach hinders lateral correlation between the different structural domains at the regional scale of the margin (Péron-Pinvidic *et al*., 2015) due to two main factors: a) regional seismic information is two-dimensional and

discontinuous, and b) oblique and transversal structures can significantly offset domains from one section to another. The inherent complexity of the extensional system, along with the added complexity caused by tectonic inheritance and posterior tectonic events, adds an extra component of difficulty in generating reliable maps of structural domains from two-dimensional seismic sections only.

Thus, in this work we present an approach to the mapping of the WIM tectonic domains at a crustal scale. Crustal scale gravity 2½D modelling along key seismic sections, and advanced enhancement tools applied to gravity and magnetic data have been used to enhance, identify, and map the key crustal domains and boundaries of the WIM.

Quantifiable parameters (stretching factor, Bouguer anomaly, and gradient values) are subsequently used to propose criteria that can be applied to define the crustal-scale domains the WIM and their boundaries. The result is a novel map of the WIM in which the structural interpretation of the passive margin is supported by reflection seismic, borehole and gravity data (Granado *et al*., 2021).

Afterwards, using the 2½D gravity modeling results as a starting point (Granado *et al*., 2021), we proceeded to 3D modeling of the margin structure at lithospheric scale, based on gravity anomalies. This technique addresses the limitations of two-dimensional modeling and allows continuous analysis of the gravity signal, iteratively observing the geometric or density variations of each defined layer. The use of 3D gravity inversion models is a powerful technique for defining crustal thickness, the structure of the ocean-continent transition and the location of this boundary (Chapell and Kusznir, 2008).

As a result of this 3D modeling, Moho depth and continuous density distribution maps have been obtained along the entire margin. In addition, crustal thickness and thinning maps have been calculated for the entire MOI. Likewise, a density volume has been generated that makes it possible to establish correlations with the velocity models generated from the deep refraction seismic profiles (DSS).

The results of this modeling provide, for the first time, a continuous distribution of the margin structure. These results allow a comparison of the continental and offshore zones in a continuous manner, which has been of great use in the following section of the work carried out in this research.

Finally, an analysis of the relationships between the geometry and properties of the pre-rift basement on the evolution of the margin in its extensional and inversion stages is carried out. For this purpose, the following tasks have been carried out:

- Analysis of the domain distribution defined in terms of gravimetric, magnetic and geological parameters from the onshore to the offshore.

- From the analysis of the domain distribution proposed above, together with the other results in this thesis, the influence of the pre-rift basement on the extensional evolution of the margin and its subsequent partial compressional partial inversion is discussed.

The results obtained in this PhD Thesis allow us to calibrate the crustal structure of the margin by means of a continuous three-dimensional model of the entire margin. The 3D model has allowed us to discuss and define a set of criteria to establish the boundaries between tectonic domains. These criteria are the basis for the continuous mapping of the domains and constitute a methodology that is likely to be applicable in other magma poor margin, or in the conjugate margin of Iberia.

Once the 3D structure and property variations of the basement have been defined, the integration of all the results obtained in this research allows us to discuss the influence of the previous geological and tectonic heritage in the development of the Mesozoic rifting and hyperextension, and the subsequent compressional reactivation, which could have been a key factor in the final configuration of the margin.

# CAPÍTULO 1

# INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

## 1.1 Concepto de márgenes pasivos pobre en magma

Los márgenes continentales pasivos se caracterizan por una transición océano-continente en el que no interviene un límite de placas. Son la manifestación más extendida globalmente de la deformación extensional del Mesozoico y del Cenozoico en la litosfera continental y delimitan casi todas las masas continentales que bordean los océanos Atlántico, Índico, Austral y Ártico (Figura 1.1). Los márgenes pasivos, también conocidos como márgenes de tipo atlántico, se desarrollan por el adelgazamiento de la litosfera continental, seguido de la ruptura continental y la formación de nuevas cuencas oceánicas. Este proceso se desarrolla bajo un régimen general de tensión que se asocia generalmente con el desarrollo de fallas normales, la generación y el emplazamiento de magma, los movimientos verticales de levantamiento y hundimiento, la erosión y la deposición de sedimentos (Sleep, 1971; Walcott, 1972; Watts y Ryan, 1976; Montadert *et al*., 1977; De Charpal *et al*., 1978; McKenzie, 1978; White *et al*., 1987; Uchupi y Emery 1991; Eldholm *et al*. ,1995).

Los márgenes pasivos, a su vez, pueden clasificarse como "volcánicos" o "no volcánicos", dependiendo de la cantidad relativa de actividad magmática asociada al proceso de extensión (Geoffroy, 2005; Reston, 2007; Lundin y Doré, 2011), aunque los márgenes considerados de *rift* no volcánico también tienen cierto magmatismo asociado (Mutter, 1993; Franke, 2012). Por ello, en la actualidad es más frecuente utilizar una clasificación que distingue entre márgenes de *rift* ricos en magma y márgenes de *rift* pobres en magma (Reston, 2009; Péron-Pinvidic *et al*., 2013). Por ejemplo, aunque no está totalmente desprovista de magmatismo, el Margen Oeste de Iberia (y otros márgenes "pobres en magma" en el Atlántico) muestra una actividad magmática episódica durante

el proceso de *rifting* y la subsiguiente evolución post-*rift* (Pinheiro *et al*., 1996; Tucholke y Sibuet, 2007; Martins *et al*., 2008; Miranda *et al*., 2009; Martins *et al*., 2010).

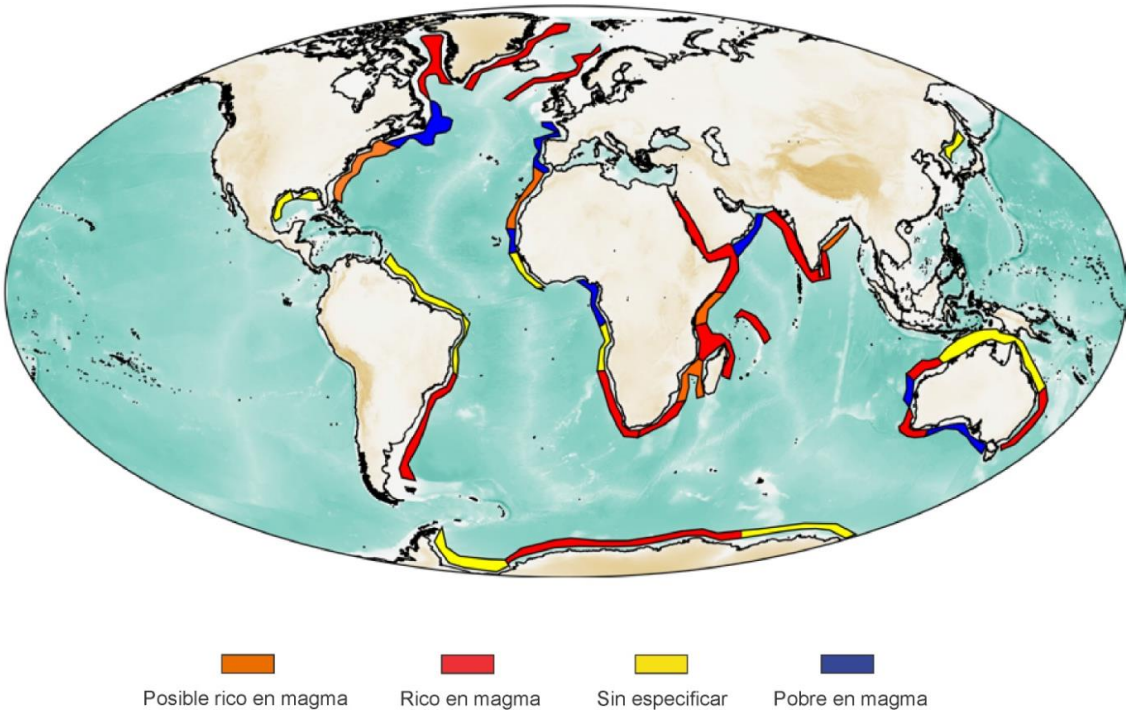



*Figura 1.1 Distribución global de márgenes pasivos. Modificado de Berndt et al. (2019), compilado de Menzies et al. (2002), Geoffroy (2005), Haupert et al. (2016), Jones et al. (2016), y Brune et al. (2016).*

Los márgenes ricos en magma se asocian comúnmente con episodios magmáticos de gran volumen, prolongados y ampliamente distribuidos. En ellos, la litosfera es muy delgada y la fusión parcial de peridotitas, como resultado de la descompresión adiabática, es suficientemente eficiente como para acomodar la divergencia de placas.

Los rasgos más distintivos de estos márgenes son (Figura 1.2): a) la presencia frecuente de rocas extrusivas e intrusivas distribuidas en toda la región de corteza continental estirada; b) una velocidad sísmica anormalmente elevada indicativa de la presencia de rocas básicas adosadas a la base de la corteza continental adelgazada (*underplating*); y c) la presencia de reflectores sísmicos que buzan hacia el mar (*SDR*, de sus siglas en inglés) y que indican una corteza oceánica más gruesa de lo normal adyacente al límite océano-continente (Geoffroy, 2005).

Por el contrario, en los márgenes de *rift* pobres en magma la tectónica extensiva tiene un papel protagonista, o incluso exclusivo, en la acomodación de la divergencia de placas. En ellos no se encuentran secuencias de reflectores sísmicos que bucen hacia el mar ni capas de alta velocidad sísmica, las rocas magmáticas sintectónicas son raras y con un volumen comparativamente mucho menor, y la corteza oceánica más antigua adyacente al margen suele ser anómalamente delgada (de unos 5 km de espesor) (Figura 1.2).

Aunque en algunos de estos márgenes se han visualizado claramente secuencias de bloques de fallas rotadas, como en el noroeste de Portugal y en los márgenes de Galicia (Sibuet, 1992; Krawczyk *et al*., 1996), otros no presentan fallas significativas en la corteza superior entre el basamento no deformado y la corteza inferior muy estirada (Reid, 1994; Chian *et al*., 1995; Dean *et al*., 2000; Shillington *et al*., 2006). Como ejemplo de la observación de bloques inclinados y rotados, limitados por fallas normales lístricas, tenemos el margen del Golfo de Vizcaya (De Charpal *et al*., 1978). Estos autores postularon que el estiramiento litosférico se acomodaba por fallas frágiles dentro de la corteza superior y flujo dúctil en la corteza y el manto inferior subyacentes (Clerc et al., 2015). Identificaron un fuerte reflector sísmico aproximadamente horizontal situado en la base de las fallas normales, el llamado reflector "S", e interpretaron que marcaba la transición frágil-dúctil.

Otra observación importante en los márgenes pobres en magma es la existencia de una zona de transición continente-océano, que en algunos lugares, como es el caso del margen conjugado Iberia-Terranova, pueden tener más de 100 km de anchura (Pickup *et al*., 1996; Dean *et al*., 2000; Sibuet *et al*., 2007); con una amplia región de manto subcontinental exhumado (Beslier *et al*., 1993; Chian *et al*., 1995, 1999)

Los principales márgenes pasivos de *rift* clasificados como pobres en magma, son los siguientes: el Margen Oeste de Iberia (Boillot y Winterer, 1988; Whitmarsh y Sawyer, 1996; ODP Leg 173 Shipboard Scientific Party, 1998), el Margen de Terranova (Reid, 1994), la mayor parte de los márgenes conjugados del Mar de Labrador (Chian y Louden,

1994; Chian *et al*., 1995), el margen sureste de Australia (Fynlayson *et al*., 1999) y los remanentes de los márgenes de Liguria-Piemonte del antiguo océano mesozoico Tethys, actualmente expuesto en los Alpes (Manatschal, 2004).

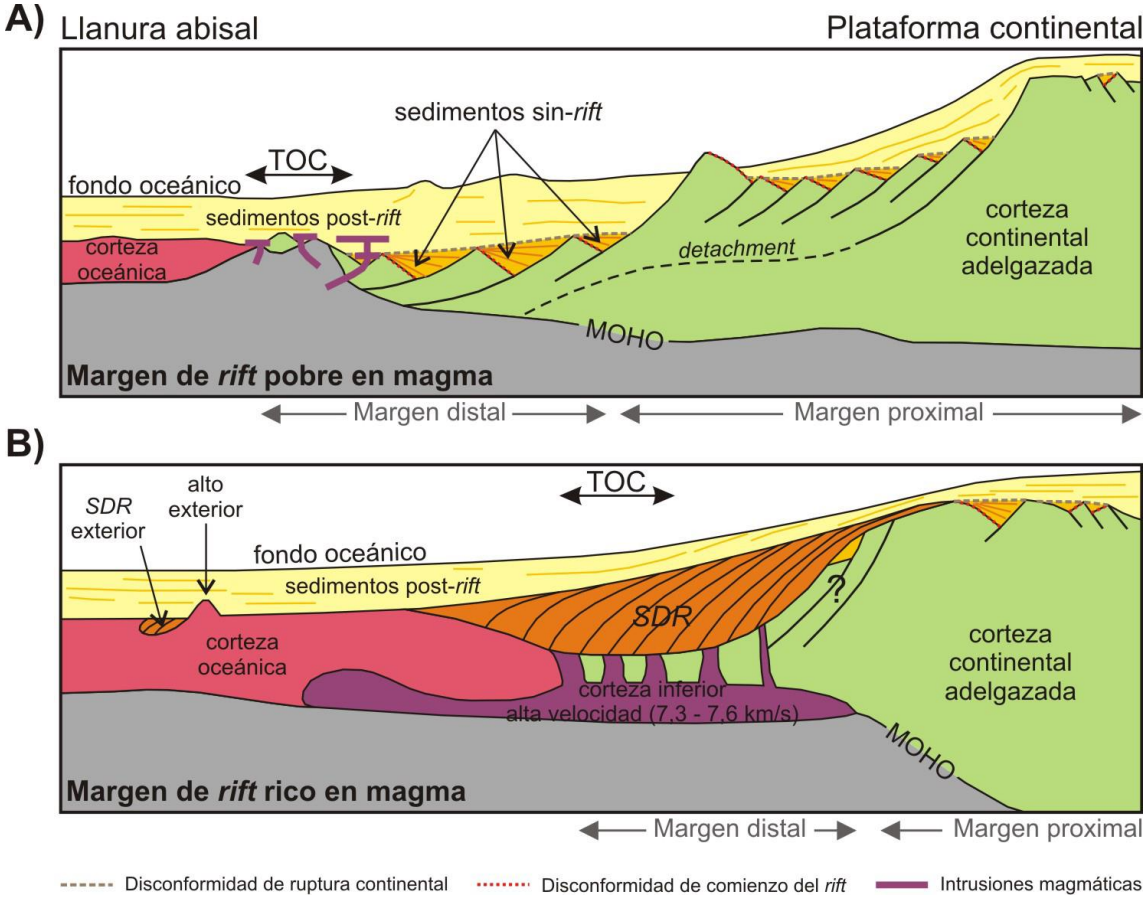



*Figura 1.2 Esquemas de los principales tipos de márgenes pasivos. A) Margen de rift pobre en magma. B) Margen de rift rico en magma. SDR, de sus siglas en inglés Seaward Dipping Reflectors, son reflectores que buzan hacia el mar; TOC, Transición Océano-Continente. Modificada de Franke (2012) y Druet (2016).*

Durante los últimos años, este tipo de márgenes han comenzado a denominarse también márgenes continentales hiperextendidos. La hiperextensión es definida como el estiramiento de la corteza de tal modo que la corteza superior e inferior se deforman de manera acoplada y frágil, permitiendo la penetración de fallas de primer orden en el manto, lo que lleva a la hidratación (serpentinización) de su parte más superior (Doré y Lundin, 2015). Ese manto exhumado y alterado es frágil, y puede focalizar la deformación compresiva durante la inversión tectónica (Lundin y Doré, 2011)

## 1.2 Modelos de extensión litosférica

Desde los primeros modelos de tectónica de placas propuestos como teoría para explicar la separación de los continentes, muchos autores han propuesto modelos para explicar las geometrías observadas o el comportamiento reológico de la litosfera durante el proceso de extensión (McKenzie, 1978; Wernicke, 1981; Lister *et al*., 1986; Buck, 1991; Corti *et al*., 2003; Karner *et al*., 2007; Crosby *et al*., 2008; Rosenbaum *et al*., 2008; Merle, 2011). En lo referente a los márgenes continentales pasivos pobres en magma, un gran número de modelos se basan en observaciones realizadas sobre el margen conjugado Iberia-Terranova, aunque también son bien conocidos los modelos basados en los remanentes del Tethys preservados en los Alpes (Manatschal, 2004; Mohn *et al*., 2010, 2012). Estos modelos incluyen fracturación secuencial, diferentes fases de fracturación, la actuación de múltiples *detachment* y el colapso gravitacional del margen sobre un manto exhumado. Estos modelos dependen principalmente de la variación de la estructura térmica, la resistencia, las heterogeneidades reológicas, las tasas de deformación, el espesor, la naturaleza de la litosfera y su composición (Corti *et al*., 2003; Rosenbaum *et al*., 2008).

La formación y evolución de los modelos complejos de extensión litosférica fue resumida por Lister *et al*. (1986, 1991), que los clasifica tradicionalmente como modelos de “cizalla pura”, “cizalla simple” y “delaminación”.

El modelo de “cizalla pura” definido por McKenzie (1978) se supone un adelgazamiento homogéneo de la litosfera, con deformación frágil de la corteza superior y deformación dúctil de la corteza inferior y manto superior (Figura 1.3A); en este modelo, tanto el adelgazamiento cortical y litosférico, como la subsidencia, están relacionados por un único término, el factor de estiramiento ($\beta$). Este modelo, en el caso de los márgenes de *rift* asimétricos no se explica plenamente las variaciones en la configuración de la corteza continental (Lister *et al*., 1986), como en el caso de la Iberia-Terranova (Manatschal y Bernoulli, 1998, 1999).

Otro tipo de modelo diferente es el de “cizalla simple” (Wernicke, 1981; Coward, 1986; Lister *et al*., 1986), en el que la extensión se produce a lo largo de fallas de bajo ángulo tipo *detachment*, que penetran a través de la corteza y pueden llegar hasta el manto litosférico, desfasando lateralmente la zona de máximo adelgazamiento de la capa superior frágil respecto de la de la capa inferior dúctil (Figura 1.3B); que explicaría la configuración final que tienen los márgenes conjugados asimétricos, como el caso del oeste de Iberia y el de Terranova (Boillot *et al.,* 1979, 1988).

En la mayoría de los márgenes se observa que la parte frágil de la litosfera (corteza superior y media) se deforma por cizalla simple, mientras que la parte dúctil (corteza inferior y manto litosférico) se deforma por cizalla pura. Este hecho ha permitido a diferentes autores elaborar una serie de modelos intermedios, como el de "delaminación" (Lister *et al.*, 1991; Le Pichon y Barbier, 1987) (Figura 1.3C).

Boillot y Froitzheim (2001), continuando con los trabajos de Beslier y Brun (1991) y Brun y Beslier (1996), proponen una configuración inicial de la litosfera con tres capas frágiles y tres dúctiles, intercaladas. El proceso de *rift* tendría una primera etapa de *boudinage*, controlada por la deformación de las capas frágiles, incluyendo la corteza superior, parte de la corteza inferior y la capa más superior del manto (cizalla pura); a la que le seguiría una etapa de falla de tipo *detachment*, que precede y permite la rotura continental y el desmantelamiento tectónico de la corteza inferior y las rocas del manto (cizalla simple).

Según este modelo, el estiramiento final puede estar acomodado tanto por una distribución simétrica del movimiento entre las dos familias de estructuras (márgenes conjugados simétricos), como por movimiento de una de las dos familias que se convierte en dominante (márgenes conjugados asimétricos). La asimetría en márgenes conjugados se ha relacionado con tasas de extensión lentas, ya que la reología depende de la temperatura (Louden y Chian, 1999).

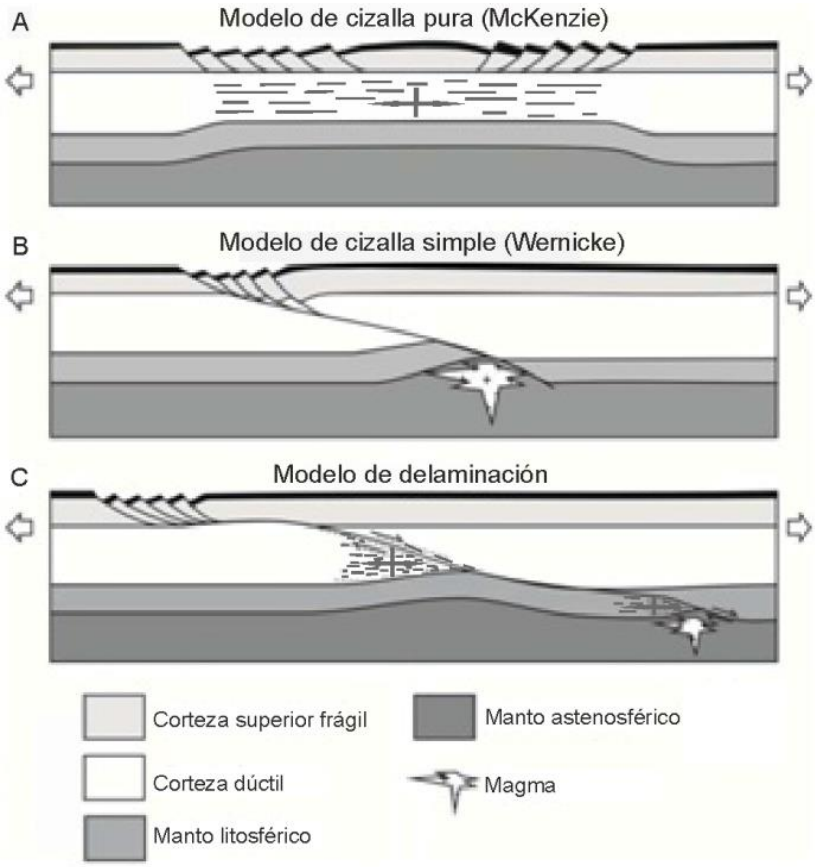



*Figura 1.3 Esquema de los distintos modelos de extensión litosférica continental. Modificada de Lister et al. (1986).*

Existen modelos de evolución compleja, como el propuesto por Ranero y Pérez-Gussinyé, (2010), que implica una fracturación secuencial (Figura 1.4) cuyo resultado es un centro de *rift* migratorio y la formación de una corteza hiperextendida, dando lugar a un sistema de *rift* asimétrico (Ranero y Pérez-Gussinyé, 2010; Pérez-Gussinyé, 2013).

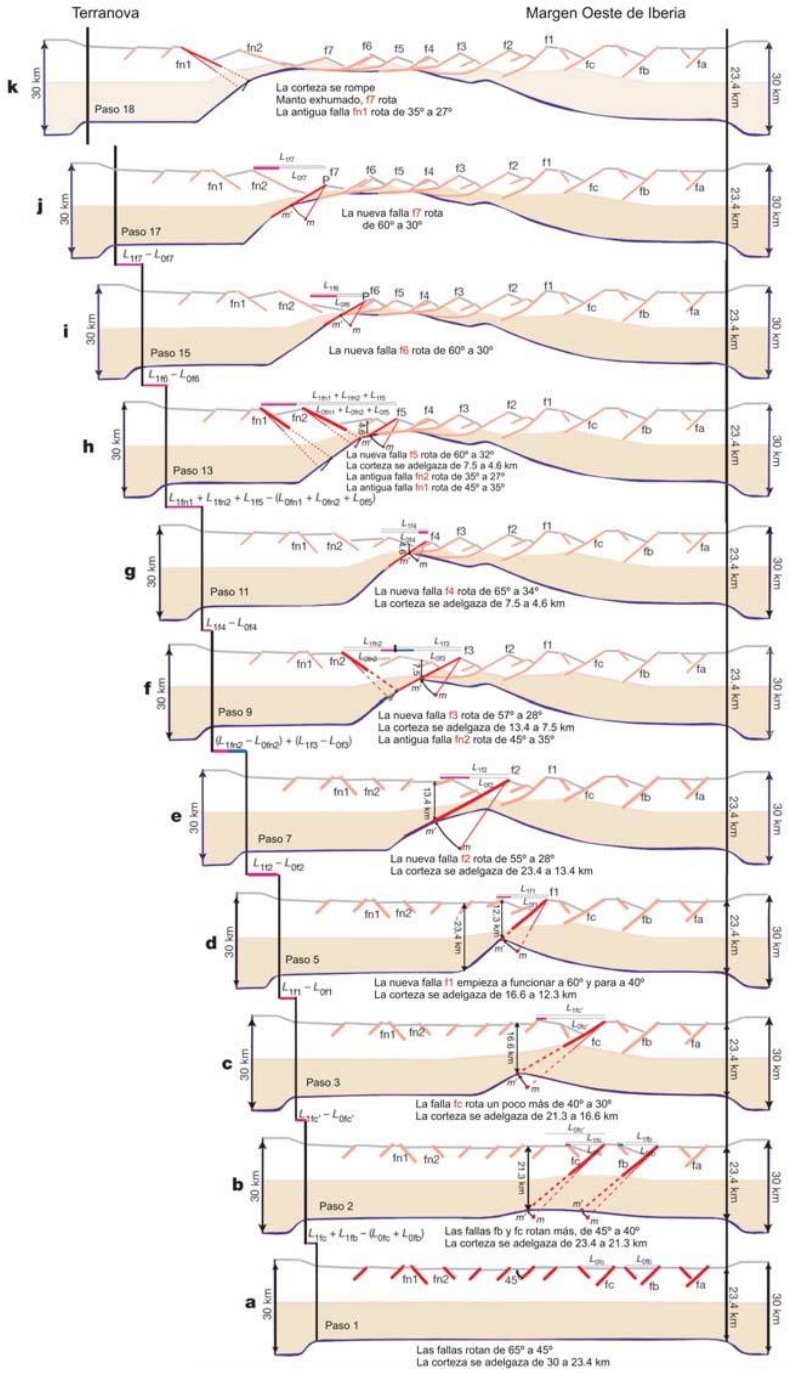



*Figura 1.4 Selección de pasos del corte compensado del modelo cinemático de fracturación propuesto por Ranero y Pérez-Gussinyé (2010) para el desarrollo del adelgazamiento cortical y la asimetría de los márgenes. Los modelos se han fijado en el lado derecho. Las líneas rojas marcan la geometría inicial de las fallas. Las flechas negras verticales a la derecha de las fallas indican espesores de la corteza. La línea azul oscuro marca la Moho. Las líneas rojas de puntos marcan la proyección de fallas a través de la corteza dúctil. La actividad y rotación de las fallas en a-c se basa en cuencas de rift, y en d-k en medidas en la línea sísmica IAM11. El tono anaranjado pálido indica la corteza inferior petrológica, que pasa de ser dúctil (a-c) a progresivamente más frágil en el centro de la cuenca (d-k). En cada paso, la extensión horizontal iguala a la extensión por las fallas activas (indicada por las líneas horizontales rosa y azul). L0fi y L1fi son las*

*longitudes horizontales de un bloque de falla antes y después de la extensión de la falla fi (i= a, b, c, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, n1, n2). L0fc' y L1fc' son las longitudes del bloque de techo de la falla fc antes y después del movimiento de la falla entre los pasos 2 y 3. Modificado de Ranero y Pérez-Gussinyé (2010), tomada de Druet (2016).*

## 1.3 Dominios de un margen pasivo pobre en magma

Independientemente de su variabilidad, los márgenes de *rift* pobres en magma del Atlántico comparten muchas similitudes de primer orden (Reston, 2009; Péron-Pinvidic *et al*., 2013). En algunos estudios, para este tipo de márgenes se ha propuesto una subdivisión, basada en una combinación de criterios morfoestructurales, genéticos o cinemáticos, en cinco dominios estructurales que, de continente a océano se denominan: proximal, de *necking*, hiperestirado/hiperadelgazado, de manto exhumado y oceánico (Figura 1.5) (Tugend *et al*., 2015). Los dominios hiperadelgazado y de manto exhumado han sido denominados conjuntamente como dominio distal (Péron-Pinvidic *et al*., 2013) o como dominio hiperextendido (Tugend *et al*., 2015).

Estos cinco dominios se caracterizan por diferentes estructuras, particularidades en las geometrías de las cuencas y el tipo de basamento (Figura 1.5), lo que sugiere que son el resultado de diferentes modos de deformación (Sutra *et al*., 2013) que migran progresivamente hacia la zona de la futura ruptura (Péron-Pinvidic y Manatschal, 2009). Los límites entre los dominios se consideran comúnmente como transitorios más que bruscos, lo que puede dificultar su identificación en algunos entornos. Esto se relaciona con el hecho de que los dominios están asociados con procesos de deformación específicos que pueden superponerse (e interactuar) en el tiempo y el espacio (Péron-Pinvidic *et al*., 2013). En los márgenes de *rift* pobres en magma reactivados, la cartografía de los dominios puede proporcionar importantes constricciones sobre la configuración del margen (Tugend *et al*., 2014), facilitando así la restitución cuantitativa de los dominios hiperextendidos (Sutra *et al*., 2013) en ausencia de anomalías magnéticas bien constreñidas (Nirrengarten *et al*., 2017).

A) Dominio proximal: se caracteriza por las clásicas cuencas de *graben* y *half-graben* como resultado de un adelgazamiento litosférico moderado (Sutra *et al*., 2013; Tugend *et al*., 2015). El techo del basamento y del Moho son aproximadamente paralelos (Péron-Pinvidic y Manatschal, 2009). La deformación es desacoplada, con fallas normales que afectan a la corteza superior que se despegan a profundidad media de la corteza (nivel de desacoplamiento), y con la corteza continental inferior que muestra un

comportamiento dúctil (Sutra *et al*., 2013). Debido al adelgazamiento moderado, se crea poco espacio de acomodación (Sutra *et al*., 2013). Se interpreta que la corteza continental tiene un espesor de >25 km en la transición hacia el dominio del *necking* (Dean *et al*., 2000).

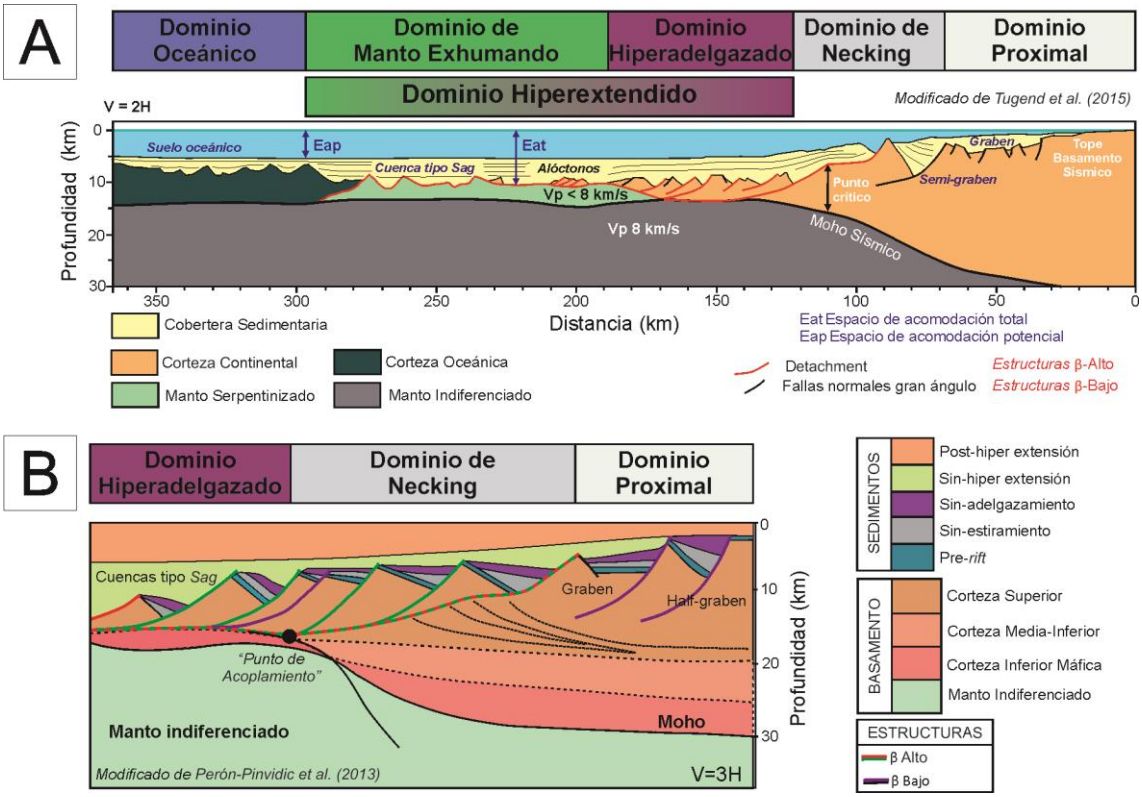



*Figura 1.5 A) Estructura de un margen hiperextendido pobre en magma. La sección incluye los principales elementos de cada dominio tectónico siguiendo la terminología propuesta por Tugend et al. (2015). B) Estructura de la corteza, secuencia estratigráfica típica, tipos de basamento y estructuras principales que caracterizan los dominios proximal, de necking e hiperextendido (modificado de Péron-Pinvidic et al., 2013 y Cadenas et al., 2018).*

B) Dominio de *necking*: se ha definido como la zona en la que la corteza continental se adelgaza de 30 (±5) km hasta unos 10 km (Mohn *et al*., 2012; Péron-Pinvidic y Manatschal, 2009; Sutra *et al*., 2013) (Figura 1.5B). El adelgazamiento de la corteza da como resultado la somerización del Moho, la profundización del techo del basamento y la creación de un significativo espacio de acomodación, que se registra mediante el engrosamiento progresivo de las secuencias de sin-*rift* y la profundización de los ambientes deposicionales (Tugend *et al*., 2015). El límite exterior de este dominio

corresponde al punto en el que el espesor de la corteza se reduce al orden de 10 km o menos (Osmundsen y Redfield, 2011) (Figura 1.5A), lo que suele coincidir con el punto de acoplamiento (Pérez-Gussinyé y Reston, 2001; Sutra *et al*., 2013; Péron-Pinvidic *et al*., 2013; Nirrengarten *et al*., 2017). El punto de acoplamiento representa el lugar en el que la deformación de la corteza cambia para involucrar a toda la corteza superior e inferior (deformación acoplada), con fallas que penetran a través de la corteza adelgazada directamente en el manto (Sutra *et al*., 2013), debido a que la corteza inferior se comporta también de manera frágil (Pérez-Gussinyé y Reston, 2001).

C) Dominio hiperextendido: se caracteriza porque el grosor de la corteza es menor de 10 km. El adelgazamiento extremo de la corteza conduce a la generación de una cantidad sustancial de espacio de acomodación (Tugend *et al*., 2015). Las fallas extensionales penetran hasta el manto litosférico permitiendo su exhumación, bajo un régimen de cizallamiento simple (Pérez-Gussinyé *et al*., 2003; Sutra *et al*., 2013; Doré y Lundin, 2015), y puede producirse la serpentinización del manto litosférico (Pérez-Gussinyé y Reston, 2001). A medida el adelgazamiento progresa, el manto serpentinizado puede quedar expuesto, aflorando en el fondo marino o en contacto directo con la cobertera sedimentaria (Boillot *et al*., 1987 y 1988; Sutra *et al*., 2013). Las adiciones magmáticas locales, los alóctonos extensionales de origen continental, las rocas de manto serpentinizadas, reelaboradas localmente en brechas sintectónicas, y las cuencas de tipo *sag* rellenas de secuencias gruesas agradacionales y progradacionales que se acuñan hacia el océano, son también características típicas de este dominio (Tugend *et al*., 2015) (Figura 1.5A).

En este trabajo diferenciamos el dominio hiperadelgazado (donde permanece una corteza continental continua y adelgazada) del dominio de manto exhumado (donde bajo los sedimentos aparece un manto serpentinizado, sobre el que además puede haber bloques corticales continentales aislados).

D) Dominio oceánico: caracterizado por la presencia de anomalías magnéticas de propagación del fondo oceánico y una expansión estable del mismo (Eagles *et al*., 2015;

Cadenas *et al*., 2018). El límite hacia el continente de este dominio sigue siendo muy debatido debido al carácter gradacional que se atribuye a la ruptura (Péron-Pinvidic y Manatschal, 2009) y a las incertidumbres en la interpretación de las anomalías magnéticas dentro de los márgenes de *rift* ultradistales (Sibuet *et al*., 2007; Nirrengarten *et al*., 2018; Fernández *et al*., 2020).

## 1.4 La Transición continente-océano

Estudios geofísicos y sondeos realizados durante las tres últimas décadas en numerosos márgenes pasivos, parecen indicar que el contacto entre la corteza continental adelgazada y la corteza oceánica no es necesariamente abrupto, sino que se caracteriza por una zona de afinidad cortical incierta y anchura variable; y que se ha denominado zona de transición continente-océano (TOC). Cowie *et al*. (2015) mostraron a partir de inversión gravimétrica, que la transición entre el manto exhumado y la primera corteza oceánica es gradual y puede asociarse con cambios en la profundidad del Moho y factores de estiramiento cortical.

En el caso del margen conjugado Iberia-Terranova, se ha abordado la complejidad de la formación de la llamada zona de transición continente-océano mediante datos geofísicos (Pinheiro *et al*., 1992; Pinheiro *et al*., 1996; Sibuet *et al*., 2007b; Tucholke *et al*., 2007; Afilhado *et al*., 2008), campañas de perforación en alta mar (Wilson *et al*., 2001; Tucholke y Sibuet, 2007) y análogos aflorantes (Manatschal y Bernoulli, 1999; Manatschal, 2004).

La zona de transición continente-océano está considerada como la región que hay entre el límite exterior de los bloques fallados de corteza continental adelgazada y el límite de la corteza oceánica, aunque su naturaleza es aún motivo de controversia. Se han propuesto 3 interpretaciones que explican las observaciones geológicas y geofísicas recogidas en estas zonas (Whitmarsh *et al*., 2001). A) la primera propone que la zona de transición continente-océano es litosfera continental extremadamente estirada, caracterizada por la presencia de fallas de tipo *detachment* a gran escala que desmantelan de forma progresiva los niveles litosféricos inferiores como resultado de la actividad de una zona de cizalla litosférica conjugada durante el proceso de *rift*. B) La segunda interpretación implica que la zona de transición continente-océano es litosfera oceánica con una corteza formada por la expansión ultra-lenta del fondo oceánico (Whitmarsh y Sawyer, 1996), con peridotita y gabro expuestos en el fondo oceánico debido a la fracturación extensiva (Cannat, 1993). C) La tercera interpretación consiste en una corteza continental alterada tectónica y magmáticamente, con material gabroico

ya sea adosado a la parte inferior de la corteza (*underplating*) o bien asociado a áreas de expansión oceánica abortadas (Whitmarsh y Miles, 1995; Whitmarsh y Sawyer, 1996).

En el margen conjugado Iberia-Terranova, la zona de transición continente-océano se evidencia como una región amplia (150-180 km) que muestra la ausencia de corteza inferior en ambos márgenes y está asociado con la presencia de una serie de bloques de corteza muy rotados formando distintas sub-cuencas separadas por altos de basamento, con afinidad continental (Wilson *et al*., 2001; Manatschal, 2004; Tucholke *et al*., 2007; Rosenbaum *et al*., 2008). Por consiguiente, en todo el margen occidental ibérico varios autores han estimado la posición de esta región, aunque esta zona de transición está mucho mejor constreñida en el segmento de Galicia que en el margen sudoccidental ibérico (Pinheiro *et al*., 1992; Sibuet *et al*., 2007b; Afilhado *et al*., 2008).

De los resultados de las campañas ODP referidas como *legs* (103, 149 y 173) en el margen noroccidental de Iberia, que han perforado manto subcontinental serpentinizado o rocas de la corteza hiperextendida; se identificaron dos períodos para la exhumación del manto, lo que avalaría la naturaleza multifásica de la extensión durante la transición a la expansión del fondo marino (Sibuet *et al*., 2007b). Aunque en el margen sudoccidental de la Península Ibérica se describen procesos similares (Mauffret *et al*., 1989a; Pinheiro *et al*., 1992; Srivastava *et al*., 2000; Tucholke *et al*., 2007), existe poca información sobre la naturaleza exacta, la edad de la formación de la corteza oceánica y la extensión de la zona de transición continente-océano en esta región.

Stanton *et al*. (2016) resumieron las principales observaciones geofísicas que se han hecho en la zona de transición continente-océano, éstas son las siguientes: a) a partir de datos sísmicos de refracción y reflexión, esta zona se asocia con un incremento en la topografía y altos de basamento, que muestra velocidades similares a las de la corteza oceánica (Hopper *et al*., 2004; Dean *et al*., 2000); b) las características internas del basamento muestran reflectores sísmicos muy marcados, buzando hacia el océano o

hacia el continente, que desaparecen en un Moho discontinuo pero reflectivo. Estos reflectores eran interpretados como estratos volcánicos (Dean *et al*., 2015); c) en las partes más distantes del margen, el basamento puede presentar características tanto volcánicas como de manto exhumado en las primeras etapas de la expansión del fondo oceánico; d) se observa una cobertera sedimentaria más delgada en comparación con la que se observa a lo largo de la zona de corteza continental hiperextendida y manto exhumado; e) en el margen del oeste de Iberia esta transición se caracteriza por un engrosamiento gradual de la corteza (Cowie *et al*., 2015), acompañado de un aumento en la topografía del basamento y de la amplitud de las anomalías magnéticas; y f) en algunas regiones se observan anomalías magnéticas de gran amplitud (300-1000 nT de pico a pico) (la anomalía J), que no necesariamente son anomalías oceánicas (Nirrengarten *et al*., 2017).

## 1.5 Interés y objetivo de la investigación

El presente estudio está centrado en el Margen Occidental Ibérico, que es prototipo de margen pasivo pobre en magma y cuenta con más de 40 años de estudios realizados en la zona, lo que se traduce en una gran cantidad de información disponible.

Este margen es heterogéneo en toda su extensión, y los límites entre los diferentes dominios tectónicos han sido discutidos por diversos autores, basándose en criterios que se apoyan principalmente en la interpretación de las secciones sísmicas de reflexión regionales, en los pocos datos de pozos disponibles y, en menor medida, en los datos de campos potenciales.

Este enfoque bidimensional dificulta la correlación lateral entre los diferentes dominios estructurales a escala regional del margen debido a dos factores principales. En primer lugar porque, la información sísmica regional es discontinua. En segundo lugar porque las estructuras oblicuas pueden desplazar significativamente los dominios de una sección a otra.

La complejidad inherente del sistema extensional, junto con la complejidad añadida causada por la herencia tectónica y por los eventos tectónicos posteriores, añade un componente extra de dificultad para, por ejemplo, generar mapas fiables de dominios estructurales a partir de secciones sísmicas bidimensionales únicamente.

El objetivo de esta tesis doctoral es obtener la estructura y caracterización del MOI a una escala cortical homogénea que permita definir la influencia de los aspectos geológicos heredados de la estructura cortical previa, en el desarrollo de los procesos de extensión e hiperextensión del Margen Occidental Ibérico, en comparación con los paradigmas existentes acerca de la evolución de márgenes pasivos (Péron-Pinvidic *et al*., 2013, Tugend *et al*., 2015). Así mismo se pretenden analizar los factores geológicos y tectónicos que controlan los procesos de inversión tectónica que sufren algunos de de estos márgenes (Druet *et al*., 2018).

Desde el punto de vista metodológico, se pretende analizar la evolución tectónica del MOI, mediante la integración de datos gravimétricos, magnéticos, secciones sísmicas de refracción y reflexión profundas y datos de pozo disponibles. El carácter continuo de los datos gravimétricos los hace especialmente útiles en márgenes complejos con fuertes variaciones laterales como éste y nos permite cartografiar los límites entre los diferentes dominios, definidos en las secciones calibradas, incluso en todas aquellas áreas sin información sísmica profunda (o de calidad limitada) de una manera más objetiva y realista.

Para lograr el objetivo principal de este trabajo, es necesario abordar la investigación en base a objetivos específicos, que van a conformar los grandes bloques de esta Tesis Doctoral. Estos objetivos son:

1. Presentación de un nuevo enfoque de la estructura litosférica 3D del Margen Ibérico y elaboración de un nuevo mapa con la cartografía de los límites calibrados entre diferentes dominios tectónicos a lo largo del margen, utilizando criterios gravimétricos y magnéticos.

2. Obtener una estructura 3D de todo el margen a partir de una modelización gravimétrica en 3D, incluyendo variaciones estructurales y de densidad. Esta metodología de trabajo permite obtener la geometría de la superficie del Moho y del techo del basamento, variaciones dentro de este último, y generar modelos geológicos más constreñidos.

3. Realizar una cartografía extendida de los dominios y propiedades reológicas de la corteza continental hacia los dominios *offshore*, discutiendo la influencia en la evolución del margen.

4. Analizar la influencia de la estructura y reología previas (“herencia tectónica”) sobre la nucleación y el estilo de las estructuras compresivas posteriores a la formación del margen.

5. Analizar la interferencia entre las estructuras extensionales del margen y las compresivas asociadas a la inversión parcial (Cenozoico-actualidad), y su posible control por la fábrica previa.

Los resultados obtenidos en esta Tesis proporcionan una información complementaria a la obtenida de los datos sísmicos y de pozo en el Margen Occidental Ibérico. Estos datos son de gran ayuda para la modelización tectónica y térmica del margen, que es una información crítica para el análisis del potencial del margen respecto a la exploración de hidrocarburos y/o caracterización de cualquier reserva o almacén geológico de recursos.

## 1.6 Estructura de la Memoria de Tesis

El trabajo realizado durante esta investigación, cuyos objetivos se han descrito en el punto anterior, se ha organizado en los seis capítulos que conforman esta memoria de Tesis Doctoral.

Capítulo 1: Introducción y objetivos. En este capítulo se incluye la presente sección. Consiste en la presentación de los principales conceptos usados en el análisis de márgenes pasivos pobres en magma, modelos de extensión litosférica, los principales dominios tectónicos de un margen pasivo pobre en magma y la definición de una zona de transición continente-océano. Este capítulo también introduce al lector en los temas principales desarrollados en esta memoria.

Capítulo 2: Contexto Geológico. Se hace un repaso de los conocimientos estructurales y geodinámicos existentes del Margen Occidental Ibérico y las zonas o dominios en los que se divide clásicamente el Macizo Ibérico.

Capítulo 3: Datos y Metodología. En este capítulo se exponen los datos utilizados en la investigación, los fundamentos teóricos relacionados con el desarrollo experimental, y el flujo de trabajo seguido en el procesado de los datos hasta la obtención de los resultados finales.

Capítulo 4: Resultados e interpretación. Se exponen y analizan los resultados obtenidos tras el procesado y análisis de los datos, para la consecución de los objetivos específicos detallados en la sección anterior.

Capítulo 5: Discusión. En este capítulo se discuten los resultados e interpretaciones realizadas, obtenidos en el capítulo anterior, analizando la relación entre dominios tectónicos y campos potenciales. Las interpretaciones se comparan con los resultados obtenidos por otros autores en trabajos previos, analizando de manera crítica las diferencias entre ambas. Además, se discute de la influencia de las propiedades y de la estructura previa sobre la evolución del margen, en sus etapas extensional y compresiva.

Capítulo 6: Conclusiones. Se exponen las conclusiones y aportaciones principales obtenidas durante la investigación.

# CAPÍTULO 2

# CONTEXTO GEOLÓGICO

## 2.1 Marco estructural del Margen Oeste de Iberia

El Margen Occidental de Iberia (Figura 2.1) está situado en la parte sur del Atlántico Norte, al norte del actual límite de entre las placas africana (la Zona de Fractura Azores-Gibraltar, ZFAG), y su prolongación hacia el este en el Mediterráneo (Srivastava *et al*., 1990a; Zitellini *et al*., 2009). La zona de estudio se extiende desde el límite septentrional del Banco de Galicia al norte hasta el Banco de Gorringe al sur.

Estructuralmente el margen está caracterizado por relieves batimétricos con altos y depresiones, limitados generalmente por estructuras tectónicas de componente direccional de orientación NO-SE y NE-SO, fallas normales de dirección N-S y estructuras de dirección E-O de carácter compresivo (Boillot *et al*., 1988; Pinheiro *et al*., 1996; Álvarez-Marrón *et al*., 1997; Vázquez *et al*., 2008). Estas orientaciones están estrechamente relacionadas con las direcciones de las fracturas generadas durante la evolución geológica de este sector, desde la Orogenia Varisca hasta la actualidad. Las direcciones de las principales fallas hercínicas en este sector, reactivadas como normales durante el Mesozoico y como direccionales durante la compresión Paleógena, son NE-SO y NO-SE (Arthaud y Matte, 1975). Las fracturas de orientación N-S se relacionan con los procesos extensionales ligados a la formación del Atlántico norte (Mauffret y Montadert, 1987; Boillot *et al*., 1988), y las fallas de dirección E-O se desarrollarían asociadas a los procesos compresivos ligados a la etapa de convergencia entre África y Eurasia durante la Orogenia Alpina (Boillot *et al.,* 1979; Boillot y Malod, 1988).

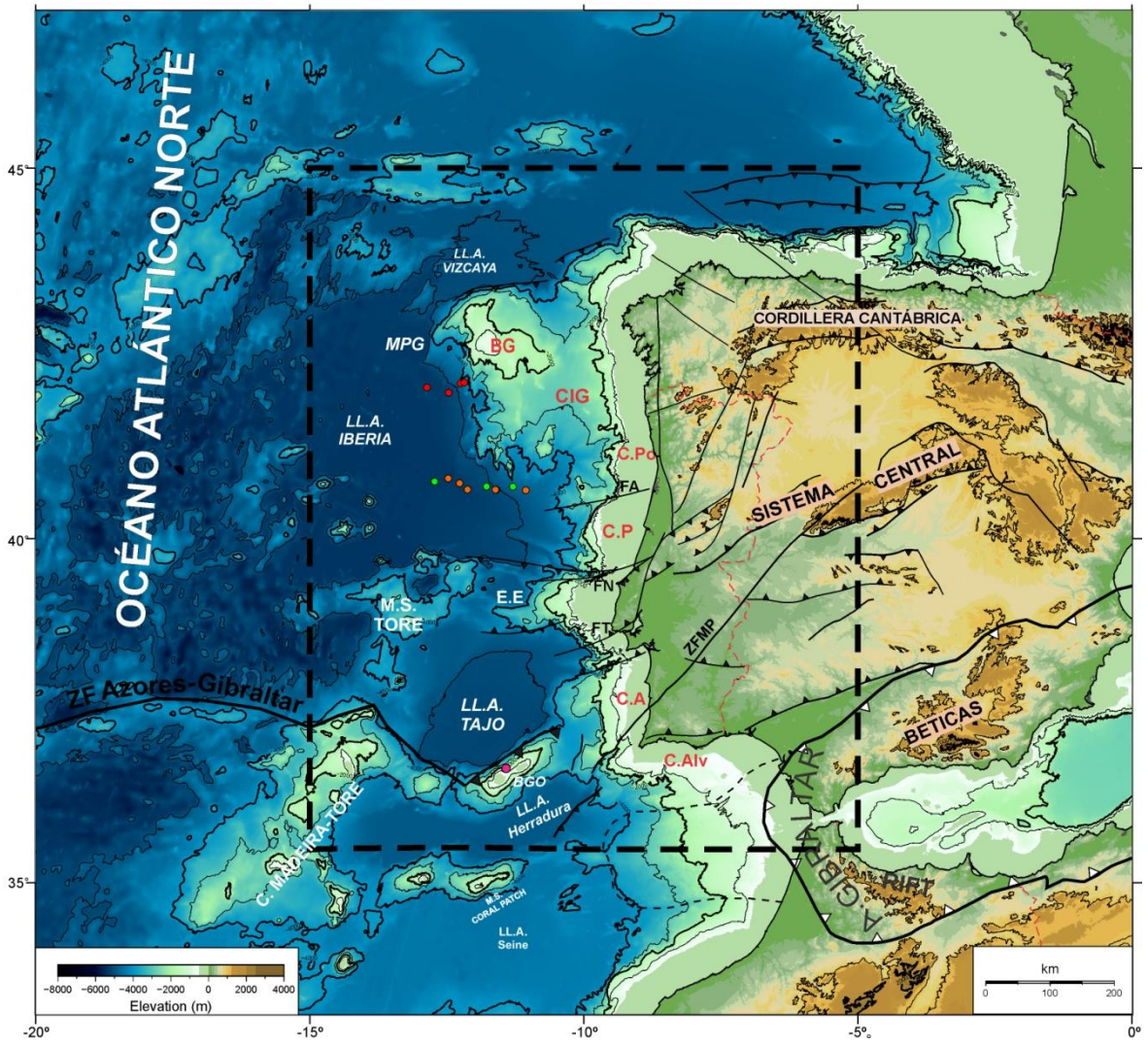



*Figura 2.1 Mapa de elevación con la localización tectónica del Margen Oeste de Iberia, mostrando las cuencas sedimentarias y las principales estructuras con referencias en el texto. FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZFMP, Zona de Falla Messejana – Plasencia; M.S, Monte Submarino; ZF, Zona de Fractura; E.E, Espolón de Extremadura. Los círculos pequeños coloreados muestran la localización de los sondeos ODP (rojos, LEG 103; naranjas, LEG 149; verdes, LEG 173; rosa, sitio 120).*

En el norte, el Margen Occidental de Iberia se caracteriza por un amplio dominio de corteza continental extendida que se estira alrededor de 300 km desde la costa hasta un dominio de manto subcontinental exhumado más allá de la región del Banco de Galicia (Druet *et al*., 2018). Más al sur, la corteza continental sólo se extiende unos 200

km desde la costa o menos antes de pasar al dominio del manto exhumado (Pereira *et al*., 2017).

El Margen Oeste de Iberia tiene una orientación aproximada N-S y está segmentado por una serie de estructuras de escala regional, que actúan como límites de las principales cuencas. Dos lineamientos tectónicos de primer orden, la Falla de Messejana-Plasencia y la Falla de Nazaré, dividen la plataforma continental ibérica occidental en dos segmentos distintos, llamados el margen Ibérico del SO (Cuenca del Alentejo) y el margen Ibérico del NO (incluidas las Cuencas de Lusitania, Peniche, Oporto y Galicia) (Figura 2.1). La Falla de Messejana-Plasencia, situada en el SO de la Península Ibérica, es una falla transcurrente de 500 km de longitud, con orientación NE, formada durante el Paleozoico superior, que se reactivó posteriormente durante el *rifting* mesozoico y la inversión cenozoica (Schermerhorn *et al*., 1978, De Vicente *et al*., 2018, 2021). Esta falla separa el Margen Occidental Iberico del Margen Suroeste de Iberia (Cuenca del Algarve). La Falla de Nazaré se extiende a lo largo de 250 km desde la costa hasta el talud continental y separa el Margen Ibérico del SO del margen noroccidental Ibérico, controlando la deposición y orientación de las estructuras en la Cuenca Lusitana y el Espolón de Extremadura (Wilson *et al*., 1989; Alves *et al*., 2009). Además, existen dos zonas de desplazamiento lateral que podrían haber desempeñado un papel importante en la segmentación del margen, conocidas como Fallas de Aveiro y del Tajo (Pereira *et al*., 2017).

La parte distal del Margen del Oeste de Iberia puede ser subdividido, a su vez, en tres provincias fisiográficas (Figura 2.1):

A) Un segmento septentrional que se caracteriza por la Cuenca Interior de Galicia (CIG), la región del Banco de Galicia (BG) y el Margen Profundo de Galicia (MPG). La Cuenca Interior de Galicia, es una depresión de tendencia N-S, situada al oeste de la plataforma continental gallega, con una anchura aproximada de 100 km. Se desarrolló en respuesta al fallamiento normal con orientación NNO-SSE del Cretácico inferior (Murillas *et al*., 1990). Al oeste de la CIG, la región del BG es un alto estructural situado sobre una

corteza continental poco extendida (Whitmarsh y Sawyer, 1996). Hacia el oeste, el MPG incluye la parte más distal del margen y la transición continente-océano (Manatschal y Bernoulli, 1999) caracterizada por bloques de corteza continental extremadamente extendida con una fina cobertera sedimentaria, sustentada por un basamento ultramáfico. Esta región termina hacia el oeste en una cresta de peridotita serpentinizada (Boillot *et al*., 1987). El basamento ultramáfico de la MPG se originó por la exposición del manto subcontinental durante las etapas finales de la ruptura (Krawczyk *et al*., 1996; Kornprobst y Chazot, 2016).

B) El segmento central de la parte distal del margen está formado por la Llanura Abisal de Iberia (LLAI). Esta llanura se encuentra al suroeste de la región del Banco de Galicia y está limitada al sur por el Espolón de Extremadura, que la separa de la Llanura Abisal del Tajo (LLAT) (Pinheiro *et al*., 1996; Neves *et al*., 2009; Kullberg *et al*., 2013; Neres *et al*., 2014; Figura 2.1). El Espolón de Extremadura es una estructura es una elevación de orientación E-O cuyo origen está ligado a la apertura del Atlántico central, que dio lugar a la formación de cuencas y altos estructurales durante el Mesozoico y la inversión alpina posterior (Rasmussen *et al*., 1998; Pinheiro *et al*., 1996). Al oeste y noroeste, los límites de la llanura abisal están definidos a grandes rasgos por la isóbata de 4800 m, que marca aproximadamente la transición de la topografía plana característica de la llanura abisal a la morfología irregular típica del basamento oceánico que se encuentra más al oeste.

C) Por último, el segmento sur de la parte distal del margen está ocupado por la Llanura Abisal del Tajo (LLAT). Esta llanura está rodeada por tres grandes crestas: el Monte Submarino de Tore en el oeste, el Espolón de Extremadura en el norte y el Banco de Gorringe en el sur. El Monte Submarino de Tore tiene su origen en el emplazamiento de crestas volcánicas alcalinas en el Cretácico superior, con una edad similar a las anomalías magnéticas *M0-M4* (Tucholke y Ludwig, 1982). Tiene una dirección NNE-SSO y el relieve se ha realzado como resultado de la actividad tectónica durante la compresión alpina (Vázquez *et al*., 2015). El Banco de Gorringe presenta una orientación NE-SO y su origen se interpreta como la expresión en superficie del límite de placas África-Eurasia

(Galindo-Zaldívar *et al*., 2003; Stich *et al*., 2005; De Vicente *et al*., 2008; Zitellini, *et al*., 2009). Está constituido por rocas del manto continental parcialmente serpentinizadas, recubiertas por sedimentos desde el Jurásico Superior (Conti *et al*., 2004) hasta la actualidad, que fueron cabalgados sobre la Llanura Abisal del Tajo durante la Orogenia Alpina (Jiménez-Munt *et al*., 2010; Martínez-Loriente *et al*., 2014).

La Llanura Abisal del Tajo representa la porción oceánica jurásica del Margen del Oeste de Iberia, con una transición a la corteza continental que algunos autores infieren que se produce en la mitad oriental de la llanura abisal (Pinheiro *et al*., 1992). Recientemente se ha propuesto una visión alternativa, que implica que la cuenca está cubierta por rocas de manto exhumadas, en contraposición a la corteza oceánica (Bronner *et al*., 2011). Sin embargo, este punto aún se debate (Tucholke y Sibuet, 2012). En la Llanura Abisal del Tajo, la anomalía magnética J se produce sobre un basamento que muestra una estructura de velocidad sísmica característica de la corteza oceánica (Afilhado *et al*., 2008) que se engrosa en la elevación magmática de Monte Submarino de Tore (Nirrengarten *et al*., 2017).

## 2.2 Evolución geodinámica del Margen Occidental de Iberia (MOI)

La evolución del MOI comienza en el Paleozoico, con la convergencia y colisión de los dos principales continentes (Laurasia y Gondwana), lo que llevó a la formación del supercontinente Pangea y dio lugar al Cinturón Orogénico Varisco (a menudo denominado Macizo Hespérico, Pinheiro *et al*., 1996). La herencia tectónica pre-mesozoica está asociada con el basamento del Margen Occidental Ibérico, una parte del Arco Ibero-Armoricano, que constituye la principal macroestructura de Europa occidental formada durante la Orogenia Varisca, desde el Devónico medio hasta el Carbonífero (Dias y Ribeiro, 1995).

### 2.2.1 Macizo Ibérico

La estructura cortical del MOI es el resultado de una historia tectónica compleja, que no comprende sólo la separación de Terranova en el Cretácico inferior (Klitgord y Schouten, 1986; Srivastava *et al*., 1990b; Malod y Mauffret, 1990; Roest y Srivastava, 1991; Sibuet y Collette, 1991; Olivet, 1996) y la posterior compresión alpina, sino que también incluye la Orogenia Varisca. El Orógeno Varisco en Europa se originó a finales del Paleozoico con la colisión entre Laurasia y Gondwana, tras el cierre de algunas cuencas oceánicas entre las que existían algunas masas continentales menores como Avalonia y Armórica (Brun y Burg, 1982; Matte, 1986, 2001). En la Península Ibérica el Orógeno Varisco tuvo lugar en el periodo situado entre el Devónico medio y el Carbonífero, como resultado del cierre del océano Paleo-Tethys (Ribeiro *et al*., 1990; Quesada, 1991). La sección más completa del Orógeno Varisco Europeo aflora en la Península Ibérica, a lo largo de la rama sur del denominado arco Ibero-Armoricano (Ribeiro *et al*., 1979, 1990), el denominado Macizo Ibérico o Hespérico. Así, los materiales que componen el basamento continental en el Margen Occidental Ibérico son la prolongación en el océano de las unidades observadas en el Macizo Ibérico. Además, la fabrica tectónica heredada de la Orogenia Varisca es un factor determinante en la evolución del margen continental del oeste de Iberia (Manatschal, 2004).

Lotze (1945) fue el primero en proponer una división del Macizo Ibérico en zonas que, con modificaciones se sigue aceptando (Julivert y Marcos, 1972; Farias *et al*., 1987;

Arenas *et al*., 1988). En este trabajo vamos a considerar la división en zonas, con los límites actualizados propuestos por Martínez Catalán *et al*. (2014), representados en la Figura 2.2, y que se describen a continuación:

- Zona Cantábrica (ZC): Está limitada al norte por el mar Cantábrico, al oeste por rocas Precámbricas del Antiforme del Narcea, y al sur y al este por rocas meso-cenozoicas de las depresiones del Duero y Ebro, respectivamente. Representa la zona más externa del Orógeno Varisco del noroeste de la Península Ibérica. Está caracterizada por una tectónica de piel fina, cuyo rasgo estructural predominante es la presencia de cabalgamientos y mantos de despegue con pliegues asociados. Destaca la ausencia de metamorfismo y de foliaciones tectónicas, salvo en áreas muy localizadas y de extensión limitada. En esta zona afloran rocas Paleozoicas de origen sedimentario, desde el Cámbrico hasta el Pérmico.

- Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL): Limitada al este por la ZC, por el antiforme del Narcea; el límite occidental se sitúa en la Falla de Vivero. Por el sur, este límite es menos claro, habiéndose adoptado como tal el Sinclinal de Sil-Truchas (Martínez-Catalán, 1990). En ella se encuentra un amplio registro de rocas siliciclásticas Cámbricas y Ordovícicas, sin apenas materiales Post-Devónicos. Su estructura se caracteriza por la presencia de una primera generación de pliegues vergentes hacia el este, cortados por cabalgamientos con la misma vergencia, y de una segunda generación de pliegues de superficie axial vertical. En esta zona se desarrolla un metamorfismo regional de grado bajo a medio y se generaliza la presencia de foliaciones tectónicas.

- Zona Centroibérica (ZCI): En ella se distinguen dos dominios: dominio del Ollo de Sapo y dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. El dominio del Ollo de Sapo (Azor *et al*., 1992) se sitúa al norte, y se caracteriza por extensos afloramientos de gneises glandulares (Antiforme del Ollo de Sapo), de granitos sintectónicos, áreas con metamorfismo regional de alto grado, así como por pliegues acostados vergentes al este y noreste. El dominio del Complejo Esquisto-grauváquico, situado al sur, se caracteriza por la existencia de pizarras y grauvacas de edades anteriores al Ordovícico inferior, la

presencia de abundantes granitoides tardiorogénicos y por un metamorfismo de grado bajo en general (Bea *et al*., 2003). Los pliegues no tienen vergencia definida excepto en la parte más meridional, donde existen pliegues acostados vergentes al noreste.

Algunos autores proponen la posibilidad de que la ZCI contiene un arco casi isoclinal (Aerden, 2004; Staub 1926, 1928; Martínez-Catalán, 2011), el Arco Centro-Ibérico (Figura 2.2), que fue incluido en la formación del Arco Ibero-Armoricano. La geometría del Arco Centro-Ibérico está marcada principalmente por lineamientos magnéticos terrestres (Martínez-Catalán, 2011).

- Zona de Galicia-Tras-os-Montes (ZGTM): Aflora en el noroeste de la península como una lámina alóctona no enraizada que cabalga sobre la Zona Centroibérica. Está formada dominios superpuestos de diversas procedencias y diferentes evoluciones tectonometamórficas: un conjunto inferior representado por el dominio esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes, considerado para-autóctono, compuesto de metasedimentos Paleozoicos asociados a magmatismo félsico, y por un conjunto superior constituido por los complejos alóctonos de Galicia-Trás-os-Montes (Arenas *et al*., 1988, 2004). Esta zona fue Individualizada como zona por Farias *et al*. (1987), incluye fragmentos de un margen continental pasivo, lo que es una evidencia de un proceso de *rifting*, unidades ofiolíticas que representan litosfera oceánica, y fragmentos de un arco volcánico.

- Zona de Ossa Morena (ZOM): Constituida por materiales que van del Paleozoico superior al Carbonífero con un grado de metamorfismo variable. Presenta abundante magmatismo, concentrado en tres pulsos: el Precámbrico superior, el Cámbrico-Ordovícico y el Carbonífero. El límite con la Zona Centroibérica se sitúa a lo largo de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Robardet, 1976; Burg *et al*., 1981; Parga Pondal *et al*., 1982), donde las rocas del Paleozoico inferior presentan características diferentes a ambos lados de la zona de cizalla, particularmente en las sucesiones ordovícicas. Se considera que la mayor parte del basamento del Margen Occidental de Iberia (o al menos los segmentos de la Llanura Abisal de Iberia y Margen de Galicia) es la

continuación hacia el noroeste de esta zona del Macizo Ibérico (Capdevila y Mougenot, 1988; Mamet *et al*., 1991).

Las estructuras principales de la Zona de Ossa-Morena tienen dirección NO-SE y vergencia hacia el SO. Son característicos los pliegues asimétricos a acostados con vergencia suroeste (ej. el Anticlinal de Olivenza) y cabalgamientos con movimiento del bloque de techo también hacia el suroeste, cuya principal estructura es el Cabalgamiento de Olivenza-Monesterio (Eguíluz, 1987; Expósito, 2000; Expósito *et al*., 2002)

En el borde sur, entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Sudportuguesa, se encuentra la tradicionalmente denominada como Ofiolita de Beja-Acebuches, datada de edad Carbonífera (Azor *et al*., 2008) y considerada una sutura del océano Rheico retrabajada (Díez Fernández y Arenas, 2015). Las zonas de cizalla que controlan el ensamblado inicial de Pangea, no fusionan a Gondwana con Laurasia de una sola vez, ya que el desarrollo de sucesivas cuencas oceánicas en el curso de la orogenia Varisca (Azor *et al*., 2008; Arenas *et al*., 2014) dan cuenta de un complejo proceso de amalgamamiento de supercontinentes, que resulta difícilmente explicable mediante una colisión simple.

- Zona Sudportuguesa (ZSP): Ocupa la parte más meridional del Macizo Ibérico. Su límite norte está marcado por unidades de afinidad oceánica de la Sierra de Aracena (Hevia, 2004), por lo que se considera como una zona de sutura del Orógeno Varisco, posteriormente modificada por fallas de desgarre. La ZSP se puede subdividir en cuatro subunidades, cabalgantes entre sí con vergencia hacia el sur (Hevia, 2004). La primera unidad individualizada, situada al sur de la Sierra de Aracena, es la unidad de Pulo do Lobo. Está constituida por sedimentos oceánicos intensamente metamorfizados intercalados con niveles de basaltos, atribuidos a un ambiente de *rift* en el borde del continente de Avalonia. El segundo es la denominada “Faja Pirítica”, que destaca por ser un importante complejo volcanosedimentario del Carbonífero inferior con yacimientos de sulfuros masivos. Las siguientes son las Unidades de *Flysh* del Baixo Alentejo, y la Unidad Suroccidental Portuguesa.

Cabe remarcar que las zonas Cantábrica y Sudportuguesa tienen características típicas de las zonas externas de un orógeno, con abundancia de sedimentos sinorogénicos y deformación superficial, mientras que el resto de las zonas definidas comparten rasgos de zonas internas, con elevado grado de deformación acompañada de metamorfismo y magmatismo más o menos intenso.

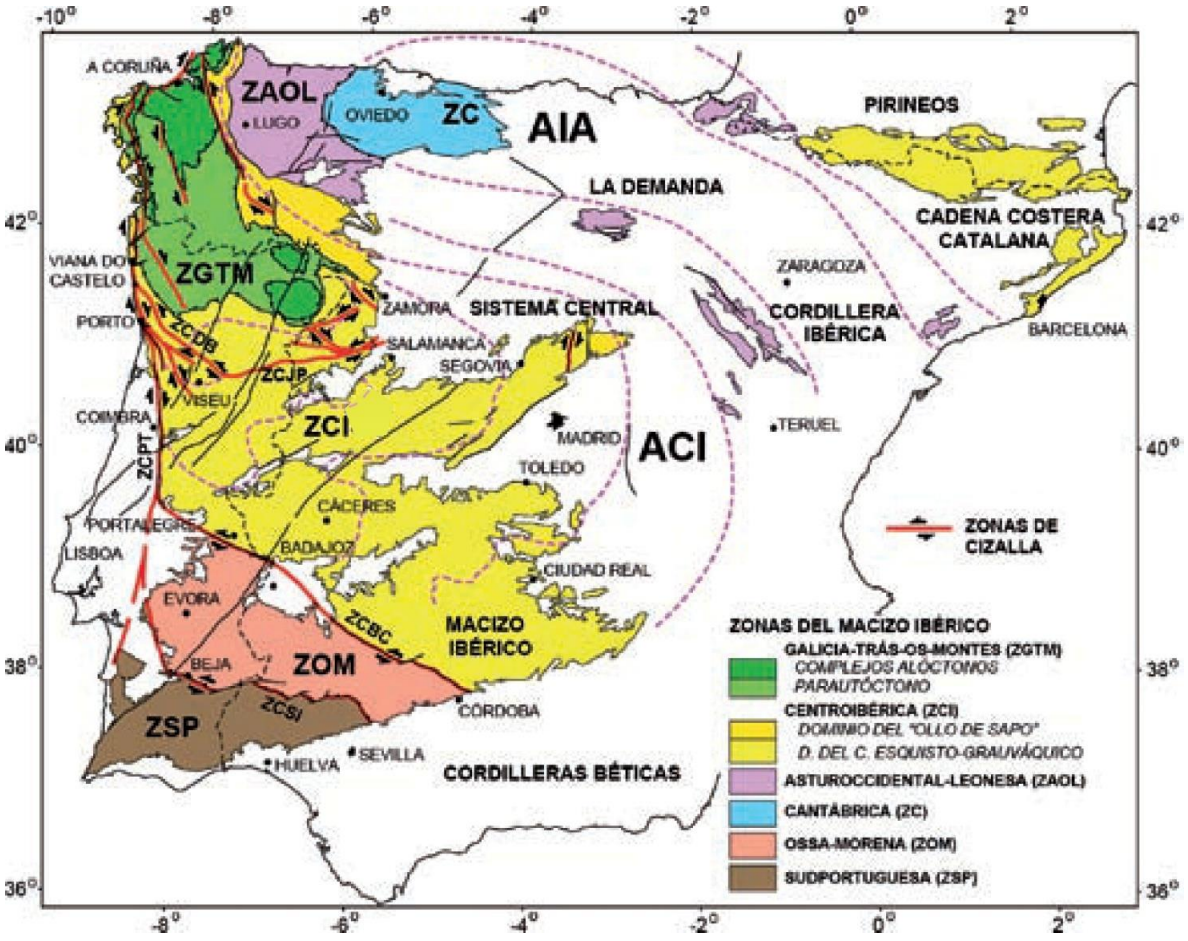



*Figura 2.2 Esquema de la subdivisión en zonas del Macizo Ibérico. Modificado de Martínez Catalán et al. (2014).*

### 2.2.2 Evolución mesozoica del Margen Occidental Ibérico (MOI)

La evolución mesozoica del MOI estuvo fuertemente controlada por la apertura del Océano Atlántico Norte y Central y el segmento más occidental del Tethys, que se inició a mediados y finales del Triásico. La reactivación de las estructuras tectónicas variscas tardías heredadas desempeñó un papel importante en la formación de las cuencas sedimentarias Ibéricas (Pinheiro *et al*., 1996). Las fallas de desgarre orientadas ENE-OSO

y SO, fueron reactivadas como fallas extensionales, controlando una ruptura considerada multifásica en el oeste de la Península Ibérica (Alves *et al*., 2009; Pereira *et al*., 2017; Terrinha *et al*., 2019).

La evolución mesozoica del MOI comprende cuatro episodios de *rift* distintos que controlan la geometría y deposición en las diferentes cuencas (Pereira y Alves, 2011): 1) Triásico superior (Noriense) al Jurásico inferior (Hettangiense), 2) Jurásico inferior (Sinemuriense) al Jurásico medio, 3) Jurásico superior (Oxfordiense) hasta el Cretácico inferior y 4) Cretáceo inferior (Berriasiense-Aptiense). Como resultado de estas etapas de deformación, se produjo un conjunto de cuatro megasecuencias sedimentarias *sin-rift*, que pueden correlacionarse con el margen conjugado Terranova, los márgenes vecinos del norte de Marruecos y el margen Sudibérico preservado en las Béticas (Hubbard *et al*., 1985; Hafid *et al*., 2000; Pereira y Alves, 2012; Ramos *et al*., 2017c; Pedrera *et al*., 2020).

En el Triásico superior, el régimen de extensión continental condujo a la ruptura inicial de Iberia y el inicio del primer episodio de *rifting* (Pereira y Alves, 2011). Iberia estaba situada en el punto triple de la zona de sutura varisca, entre Laurasia, Gondwana y el extremo occidental del Océano Tethys, lo que creó las condiciones necesarias para el estiramiento y adelgazamiento de la corteza (Terrinha *et al*., 2019). Este contexto geodinámico permitió la formación de *rifts* intracontinentales, y se crearon cuencas tipo graben que se rellenaron de *red beds continentales* y evaporitas (Azerêdo *et al*., 2003), como es el caso de la Cuenca Lusitana en Portugal (Wilson *et al*., 1989; Murillas *et al*., 1990) y el de la Cuenca de Peniche en el sector del sur de la Llanura Abisal de Iberia (Alves *et al*., 2009).

El inicio de la propagación de la corteza oceánica se produjo en dos pulsos principales a través del margen conjugado Oeste de Iberia-Terranova (Figura 2.3): 1) al final del Jurásico en el segmento meridional entre los Grandes Bancos del Sur y la Llanura Abisal del Tajo (Mauffret *et al*., 1989; Pereira y Alves, 2011); y 2) durante el Cretácico inferior

en la Llanura Abisal de Iberia y el segmento septentrional de los Grandes Bancos (Tucholke y Sibuet, 2007).

El inicio de la segunda fase de *rift* se caracteriza por una importante actividad magmática generalizada, por toda la parte sudoccidental de la Península Ibérica (en la región de Sesimbra, en Santiago do Cacém y en la Cuenca del Algarve) y desde la Zona Sudportuguesa hasta la zona Centroibérica, zona de Falla de Messejana-Plasencia (Schermerhorn *et al*., 1978; Ribeiro *et al*., 1979; Azerêdo *et al*., 2003; Martins *et al*., 2008) las afinidades de edad y geoquímicas con la Provincia Magmática del Atlántico Central (Martins *et al*., 2008). Durante el Jurásico medio, mientras se abría el Atlántico Central, el área entre Iberia y Norteamérica permaneció tectónicamente tranquila, la actividad en los graben cesó y se extendió la sedimentación de plataformas carbonatadas. Estos materiales se han muestreado en los sondeos 639, 901 y 1065 del *Ocean Drilling Program* (Boillot *et al*., 1987; Sawyer *et al*., 1994; Whitmarsh *et al*., 1998). Esto último sugiere una subsidencia regional que se ha asociado al enfriamiento de la litosfera tras la primera fase de abombamiento antes del proceso de *rift* entre el Margen Occidental de Iberia y Terranova (Sibuet *et al*., 1987). Esta segunda fase también marca la transición desde un tipo de extensión continental ampliamente distribuida a un modo de extensión localizada (Tucholke y Sibuet, 2007). Los procesos que controlan este cambio en el modo de extensión se han descrito minuciosamente para el Margen de Galicia, lo que demuestra que la migración hacia el oeste del *rift*, en última instancia, conduce a la ruptura continental (Manatschal y Bernoulli, 1999; Alves *et al*., 2009).

El Atlántico Norte meridional fue segmentado durante la extensión continental y la posterior expansión del fondo oceánico, delimitado por fallas de transferencia de primer orden (entre ellas la Falla de Messejana-Plasencia) que formaron provincias geodinámicas correlativas (Tankard y Balkwill, 1989). Esas zonas de transferencia son claves en la formación de los dominios oceánicos y continentales durante el proceso de *rift* y posterior deriva continental (Schermerhorn *et al*., 1978, 1989; Tankard y Balkwill, 1989; Srivastava *et al*., 1990b; Tucholke y Sibuet, 2007).

Desde el Triásico superior hasta el Jurásico superior-Cretácico inferior (Figura 2.3), el suroeste de la Península Ibérica evolucionó como un margen de *rift* continental hiperextendido, hasta la generación de corteza oceánica en la Llanura Abisal del Tajo, después de la ruptura continental (Manatschal y Bernoulli, 1998; Mauffret *et al*., 1989). La propagación oceánica fue diacrónica en todo el Margen Ibérico, con el primer evento de ruptura continental al sur del Margen Oeste de Iberia, probablemente a finales del Jurásico (Mauffret *et al*., 1989; Pereira y Alves, 2011), seguida de la formación de la corteza oceánica y la exhumación del manto continental de la corteza hiperextendida en el NO de la Península Ibérica, desde el Barremiense hasta el Aptiense (ca. 128 a 110 Ma; Wilson *et al*., 2001). Finalmente, en el norte de la Península Ibérica la creación de la corteza oceánica se produce durante el Cretácico superior. La apertura del Golfo de Vizcaya comenzó entre 130 y 118 Ma y terminó hace 80 Ma, como resultado de una continua apertura oceánica hacia el norte, dando lugar al movimiento SE y a la rotación de 35$^{\circ}$ en sentido contrario a las agujas del reloj de Iberia (Miranda *et al*., 2009). Después de la apertura del margen (Aptiense-Albiense, 112 Ma), el oeste de Iberia sufrió un período de relativa quietud tectónica en el Cretácico superior y un desarrollo progresivo de la fase de deriva (Pereira y Alves, 2012). El Cretácico superior se caracteriza por una importante actividad magmática, que se detalla en la sección 2.4, que incluye la intrusión de los macizos alcalinos de Monchique, Sines y Sintra, así como los volcánicos, diques y sills que se dan en la región de Lisboa y en Loulé (Algarve) (Miranda *et al*., 2009; Grange *et al*., 2010).

Los depósitos más antiguos muestreados en sondeos *DSDP* y *ODP* datan del Cretácico inferior en la Cuenca interior de Galicia (*DSDP* Leg 47b, sitio 398; Groupe-Galice, 1979) y del Jurásico superior en el Márgen Profundo de Galicia (*ODP* Leg 103, sitios 638 y 639; Boillot y Winterer, 1988) y la parte meridional de la Llanura Abisal de Iberia (*ODP* leg 149, sitio 1069; Concherio y Wise, 2001).

El Cretácico se caracteriza por una baja tasa generalizada de subsidencia y sedimentación. (Cunha y Reis, 1995). En el límite Aptiense-Albiense se produjo una expansión del área de sedimentación acompañada de la deposición de sedimentos

siliciclásticos gruesos, seguida de un desarrollo posterior de carbonatos marinos influenciados por la transgresión a largo plazo del Albiense-Cenomanense (Cunha y Reis, 1995). El comienzo del Campaniense superior, en la Cuenca Lusitana, estuvo marcado por los eventos diapíricos y la reactivación de la Falla Nazaré-Lousã. Posteriormente, en el Campaniense-Maastrichtiense se produce la deposición de numerosos depósitos siliciclásticos (Cunha y Reis, 1995).

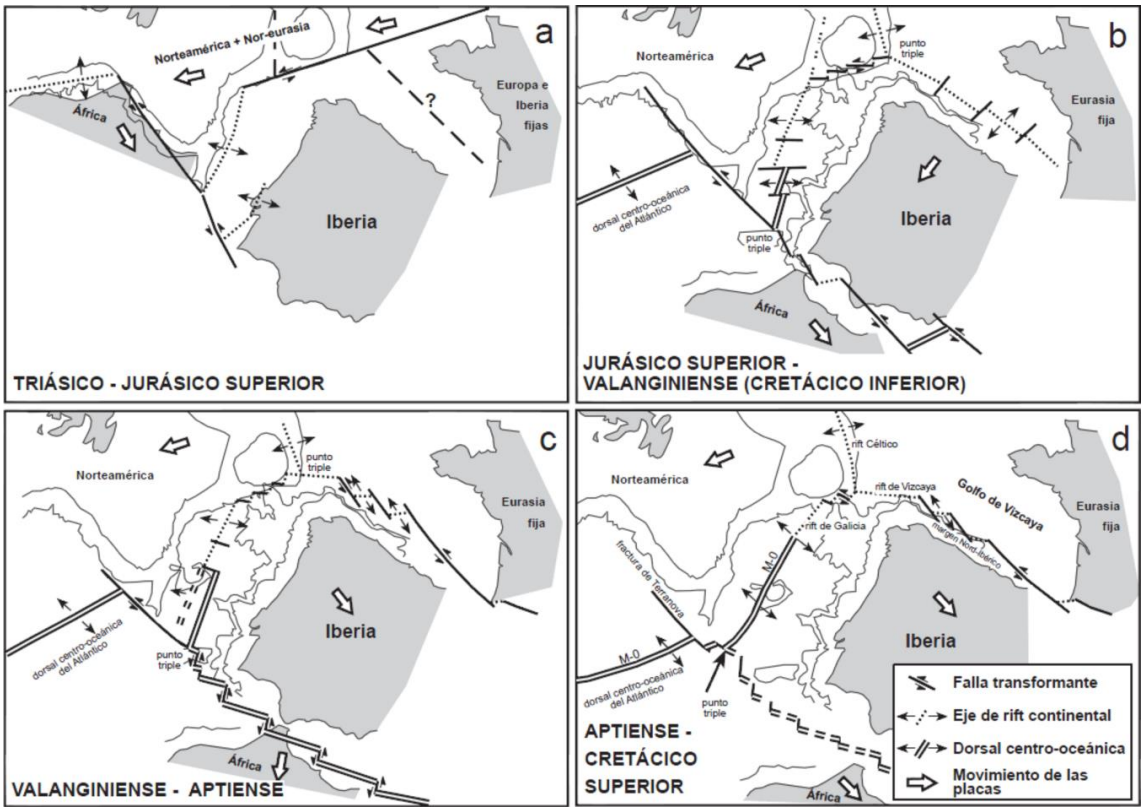



*Figura 2.3 Evolución cinemática mesozoica de la Placa Ibérica. La primera edad indica la de reconstrucción del estado de las placas, entre paréntesis la edad del final del periodo para el que es válido el modelo cinemático. Modificada de Malod y Mauffret (1990), tomada de Gallastegui (2000).*

### 2.2.3 Evolución cenozoica del Margen Occidental Ibérico (MOI)

Durante el Cenozoico, la Península Ibérica experimentó una intensa deformación intraplaca debido al continuo movimiento hacia el noroeste de la Placa Africana. La compresión inicial N-S a lo largo del margen norte de la Iberia desde el Campaniense (Cretácico superior) llevó al desarrollo progresivo del Orógeno Cantábrico-Pirenaico de dirección E-O. El acortamiento relacionado con la actividad a lo largo del norte de Iberia

alcanzó una deformación máxima a lo largo de ese borde durante el Eoceno medio al Oligoceno superior (Vergés, 1999) y durante el Oligoceno superior al Mioceno inferior en el interior de la Península Ibérica (Curtis, 1999; De Vicente *et al*., 2004, 2007, 2018). Esta fase tectónica compresiva posterior a la ruptura afectó fuertemente a la Llanura Abisal del Tajo y al Espolón de Extremadura durante el Mioceno (Mougenot, 1989).

Hasta el Mioceno, y como consecuencia del régimen compresivo, se produce en el margen noroccidental de la Península Ibérica la inversión tectónica de algunas estructuras previas (cabalgamientos hercínicos y fallas normales mesozoicas), de manera que algunas fallas normales, formadas durante los procesos extensivos anteriores, se reactivaron como fallas inversas (Groupe Galice, 1979).

Las Cordilleras Béticas y del Rif marroquí se forman por la interacción de la convergencia de la placa euroasiática-africana NO-SE y el movimiento hacia el oeste del Dominio de Alborán en el Mediterráneo Occidental, consecuencia de la extensión oceánica de la Cuenca Algero-Balear durante el Oligoceno y principios del Mioceno (Dewey et al., 1989; Rosembaum et al., 2002; Rosembaum y Lister, 2004).

La Cordillera Bética corresponde a la rama norte del Arco de Gibraltar. Cabalga el Macizo Ibérico Varisco, que está parcialmente subducido bajo la parte occidental de las Béticas (Morales et al., 1999; Serrano et al., 2002; Ruiz-Constán et al., 2010). Las Zonas Externas de la Cordillera constituyeron la cubierta del paleomargen sur ibérico, deformado durante la colisión intracontinental en el Mioceno temprano, formando un cinturón de pliegues y cabalgamientos de rocas sedimentarias no metamorfoseadas (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Lonergan y White, 1997). Las Zonas Internas consisten en tres complejos metamórficos apilados principales y varias unidades imbricadas frontales que afloran principalmente en las Béticas occidentales y centrales. En el Mioceno medio temprano, la cuenca de antepaís del Guadalquivir comenzó a formarse hacia la parte frontal de la Cordillera, asociada a la progresiva flexión del Macizo Ibérico. De manera simultánea, las Zonas Internas fueron sometidas a un intenso proceso extensional que culminó con el desarrollo de la Cuenca de Alborán (Ruiz-Constán et al., 2012). Las

cuencas intramontañosas se individualizaron progresivamente en el borde de la gran Cuenca de Alborán como resultado de procesos eustáticos y tectónicos desde el Mioceno Tardío (Sanz de Galdeano y Vera, 1992).

La convergencia en curso entre África e Iberia y la migración de la deformación hacia el margen sur de Iberia condujo a un clímax de la compresión intraplaca dentro de Iberia en ca. 9 Ma (Tortoniense medio, Dewey *et al*., 1989). Esto causó un nuevo levantamiento del Sistema Central en el continente y en la zona de plataforma (Cunha, 1992; De Bruijne y Andriessen, 2002; Ribeiro *et al*., 1990) y de las montañas del noroeste de Portugal, principalmente por fallas inversas y cabalgamientos (Cunha, 1992a; Cunha *et al*., 2000). En el Plioceno, la fase de compresión y la consiguiente inversión tectónica están relacionadas con la rotación en sentido contrario a las agujas del reloj de África con respecto a la Iberia, pasando de la colisión frontal a la oblicua (Neres *et al*., 2018).

## 2.3 Anomalías magnéticas marinas

Las isocronas oceánicas determinadas a partir de las anomalías magnéticas están ampliamente aceptadas como método para modelar los movimientos relativos de las placas durante los últimos 200 Ma (Müller *et al*., 1997). Sin embargo, no podemos considerar estas anomalías magnéticas como un diagnóstico del tipo de corteza, en particular en el caso de los márgenes del Oeste de Iberia y Terranova, ya que cuenta con una amplia zona de transición en la que es posible que las anomalías magnéticas sean el resultado de la presencia de cuerpos ígneos intrusivos dentro de la corteza superior o del manto subcontinental exhumado, y no a la presencia de corteza oceánica (Cannat *et al*., 2008). A esto se le añade que la corteza oceánica formada en centros de expansión ultralentos puede no dar una señal magnética lo suficientemente fuerte (Roest y Srivastava, 1991; Jokat y Schmidt-Aursch, 2007).

Por consiguiente, aunque algunos investigadores han interpretado las anomalías magnéticas como isocronas que se remontan al Jurásico superior (*M20*, 146 Ma) para modelar los movimientos relativos de las Placas Ibérica y Norteamericana (Srivastava *et al*., 2000), su utilidad puede ser cuestionada por los datos de pozo. Por ejemplo, en el sitio *ODP* 1070 en el Margen Occidental Ibérico, se perforó peridotita serpentinizada desde la ubicación de una anomalía magnética que había sido definida previamente en términos de propagación del fondo oceánico en el tiempo del crón *M1* (ca. 125 Ma; Whitmarsh *et al*., 1996; Tucholke y Sibuet, 2007). De manera similar, en el Sitio *ODP* 1277 el basamento asociado con *M1* ha sido recientemente interpretado como fundidos astenosféricos emplazados antes o durante la exhumación del manto hace 115 Ma (Eddy *et al*., 2017). Numerosos estudios sísmicos realizados en los márgenes del oeste de Iberia y de Terranova interpretan la presencia de una corteza de transición hacia el océano desde *M0* (120 Ma), la isocrona más joven de la serie *M* (Shillington *et al*., 2006; Dean *et al*., 2015; Davy *et al*., 2016). Varias isocronas de la serie *M* han sido interpretados a lo largo de los márgenes del Atlántico Norte a partir de anomalías magnéticas que a menudo se caracterizan por una firma magnética algo atenuada (amplitud < 100 nT). Aunque sus fuentes también se debaten y a veces se sugiere que se encuentran dentro de los dominios del manto exhumado y la corteza continental

adelgazada (Russell y Whitmarsh, 2003; Sibuet *et al*., 2004), su aparente simetría a través del *rift* y la tendencia paralela con respecto a los márgenes continentales ha llevado a muchos investigadores a interpretarlas como indicadores de la presencia de la antigua litosfera oceánica, de edad pre-Albiense. Las incertidumbres en el origen y la interpretación de estas anomalías también contribuyen al conjunto generalmente amplio de discrepancias entre las reconstrucciones cinemáticas de la Placa de Iberia y a la comprensión del desarrollo del Golfo de Vizcaya desde el Jurásico superior hasta el Cretácico inferior (Srivastava *et al*., 1990a, 2000; Whitmarsh y Miles, 1995; Barnett-Moore *et al*., 2016).

También se ha utilizado la anomalía *J*, como un marcador del inicio de la propagación del fondo oceánico, reconocida por primera vez por Pitman y Talwani (1972), y utilizada en muchas de las reconstrucciones cinemáticas de los márgenes conjugados de Iberia y Terranova (Srivastava *et al*., 1990a, 2000; Sibuet *et al*., 2004), debido a que es una anomalía de gran amplitud y simétrica a ambos lados de la parte meridional del Océano Atlántico Norte, al sur de las regiones del Banco de Galicia y Flemish Cap

El origen y significado de la anomalía *J* se han interpretado de dos maneras en la literatura. La primera sugiere la anomalía J como la isocrona magnética más antigua de origen oceánico formada por la propagación del fondo oceánico y representativa del comienzo de las anomalías magnéticas de la serie *M* (Keen *et al*., 1977; Sullivan, 1983; Klitgord y Schouten, 1986). Puede interpretarse como una anomalía superpuesta formada por la propagación durante los períodos de los isocronas *M0-M1* (Rabinowitz *et al*., 1978; Tucholke y Ludwig, 1982) o *M0-M4* (Whitmarsh y Miles, 1995). En ambos casos, la anomalía *J* se ve como el límite entre la aparición de la primera corteza oceánica y el manto exhumado (Reston y Morgan, 2004).

La interpretación alternativa de la anomalía *J* (Bronner *et al*., 2011) sugiere que pertenece a crestas de basamento magmático que datan del Aptiense Tardío (120-113 Ma) durante el tiempo inmediatamente anterior a la propagación del fondo oceánico. Tanto la amplitud inusualmente alta como la anchura variable de la anomalía *J* son

explicadas por Bronner *et al*. (2011) como el resultado de la interacción entre un exceso de magmatismo superficial y la ubicación de cuerpos magmáticos en profundidad. La aparente disminución hacia el norte de la amplitud de la anomalía *J* y la distancia al cron *C34* se interpretan como evidencia de la propagación del *rift* hacia el norte. En esta línea, Nirrengarten *et al*. (2017) siguen cuestionando su validez como indicador del comienzo propagación del fondo oceánico, sugiriendo que la anomalía *J* es el resultado de múltiples eventos magmáticos que ocurrieron durante y después de la formación de la corteza oceánica. Por el contrario, Gillard *et al*. (2016) interpretan la anomalía *J* como un relicto del magmatismo sincrónico con el proceso de *rift*, y que se produjo durante la exhumación del manto antes del inicio de la propagación del fondo marino.

## 2.4 Magmatismo mesozoico

En el Margen Occidental Ibérico se han registrado ciclos de actividad magmática en el mesozoico, descritos por Pereira *et al*. (2017), que incluyen cuatro ciclos:

- Ciclo tholeítico (203-198 Ma, Hetangiense-Sinemuriense): representado por flujos de lava extrusiva en el Algarve, Bordeira, Santiago do Cacém y Sesimbra (Verati *et al*., 2007; Martins *et al*., 2008) y el sistema de diques doleríticos de Messejana-Plasencia (Dunn *et al*., 1998; Cebriá *et al*., 2003; Rapaille *et al*., 2003; Silva *et al*., 2008). Estos datos revelan la afinidad con la Provincia Magmática del Atlántico Central (Verati *et al*., 2007).

- Ciclo alcalino temprano (146-142 Ma, Berriasiense): donde se dan las primeras apariciones de magmatismo alcalino en la Cuenca Central de Lusitania, coetáneo al período de máximo adelgazamiento litosférico (Grange *et al*., 2008). En el Banco de Gorringe, las primeras apariciones de gabros y peridotitas se remontan a este periodo (Féraud *et al*., 1986; Conti *et al*., 2004).

- Ciclo de transición (135-130 Ma, Valanginiense): representado por diques de doleritas, gabros y dioritas en la Cuenca Lusitana y el Algarve; y también hipovolcánicos menores en Nazaré y Montejunto (Miranda *et al*., 2009). El análisis de los gabros y meta-gabros subcontinentales de Gorringe y de Galicia respectivamente arrojaron edades de 138 y 121 Ma (Schärer *et al*., 2000).

- Ciclo alcalino (100-71 Ma, Cretácico superior): los registros provienen de dos pulsos: 1) la Foz da Fonte, Paço d'Ilhas y Ribamar como parte del complejo de sills y diques de Mafra (ca. 100 Ma) (Miranda *et al*., 2009) y el magmatismo en el margen distal de Galicia (sitio 1276, *ODP* Leg 210) que reveló dos sills diabásicos de edad Albiense a Cenomanense (Tucholke y Sibuet, 2007); y 2) el complejo basáltico de Lisboa (ca. 73 Ma) y los complejos intrusivos de Sines, Sintra y Monchique (84 a 71 Ma) (Miranda *et al*., 2009; Grange *et al*., 2010). Existen también evidencias de este ciclo en la Serra d'Aire, Montejunto, así como desde el oeste del Algarve (Miranda *et al*., 2009). En el Espolón de Extremadura, frente a las costas del oeste de Lisboa, se identificó un elemento

volcánico (el monte submarino de Fontanelas), que ha correlacionado con el magmatismo del Cretácico superior (Miranda *et al*., 2010).

La distribución general de estos eventos magmáticos (Figura 2.4) muestra que principalmente se encuentran en la parte SO de Portugal. Los tres primeros ciclos están asociados a las principales fases de la ruptura continental, mientras que el cuarto ciclo se asocia exclusivamente a la evolución posterior a la ruptura (Ribeiro *et al*., 1979; Pinheiro *et al*., 1996; Martins *et al*., 2010). Se describen apariciones similares y coetáneas del magmatismo desde el Triásico hasta el Paleoceno en el Margen de Terranova, aunque en menor medida que si se compara con el oeste de la Península Ibérica (Tucholke y Sibuet, 2007).

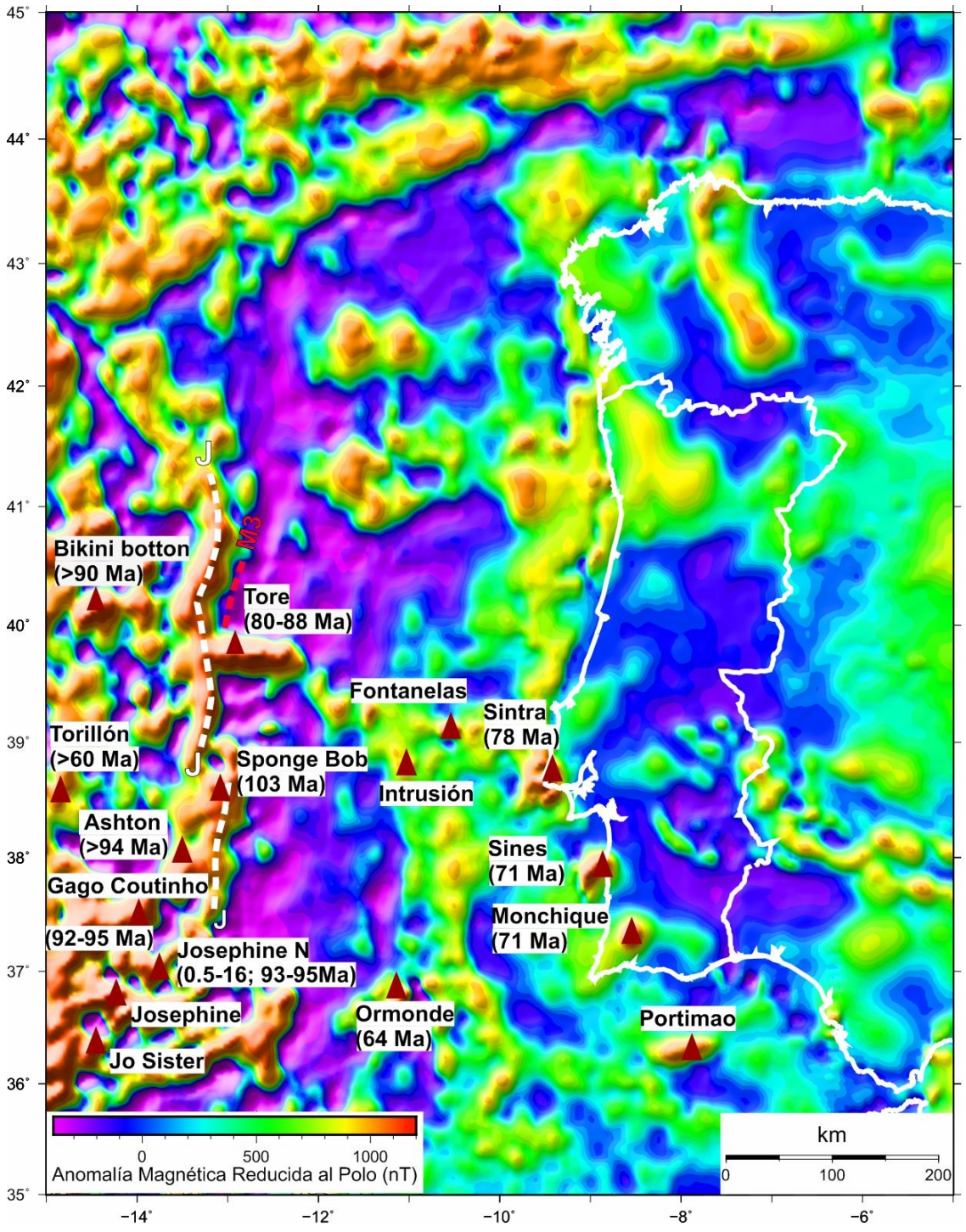



*Figura 2.4 Mapa regional de anomalías magnéticas reducida al polo, mostrando la localización de las evidencias de magmatismo del Cretácico superior (triángulos rojos) y sus edades asociadas (modificado de Merle et al., 2009; Miranda et al., 2009; Pereira et al., 2016, 2021). Localización de las Anomalías Magnéticas J (trazos discontinuos blancos) y M3 (trazos discontinuos magenta).*

# CAPÍTULO 3

# DATOS Y METODOLOGÍA

## 3.1 Datos utilizados

Para realizar un estudio regional de todo el Margen Occidental de la Península Ibérica, ha sido necesario utilizar y homogeneizar diversas fuentes de información y bases de datos. De esta manera la información es comparable en todo el rango con suficiente resolución. A continuación se describen las fuentes y las principales características para cada tipo de datos, incluyendo su resolución.

### 3.1.1 Datos batimétricos

Los datos de batimetría utilizados en este trabajo provienen del modelo digital del terreno (MDT) de la versión del 2018 de EMODnet (*http://portal.emodnet-bathymetry.eu/*). El MDT de EMODnet se lanzó con una resolución de cuadrícula de 1/16 * 1/16 minutos de arco utilizando los mejores conjuntos de datos de batimetría disponibles de un número cada vez mayor de proveedores de datos. Este MDT incluía datos de observaciones de plomadas, monohaz, multihaz y LIDAR, de MDT compuestos y de batimetría derivada por satélite para tramos costeros seleccionados. Para evitar lagunas en la capa de MDT de EMODnet, estas zonas se han llenado con los datos del Atlas Digital GEBCO 2014, con resolución espacial de 30 segundos de arco (*www.gebco.net*) (Figura 3.1).

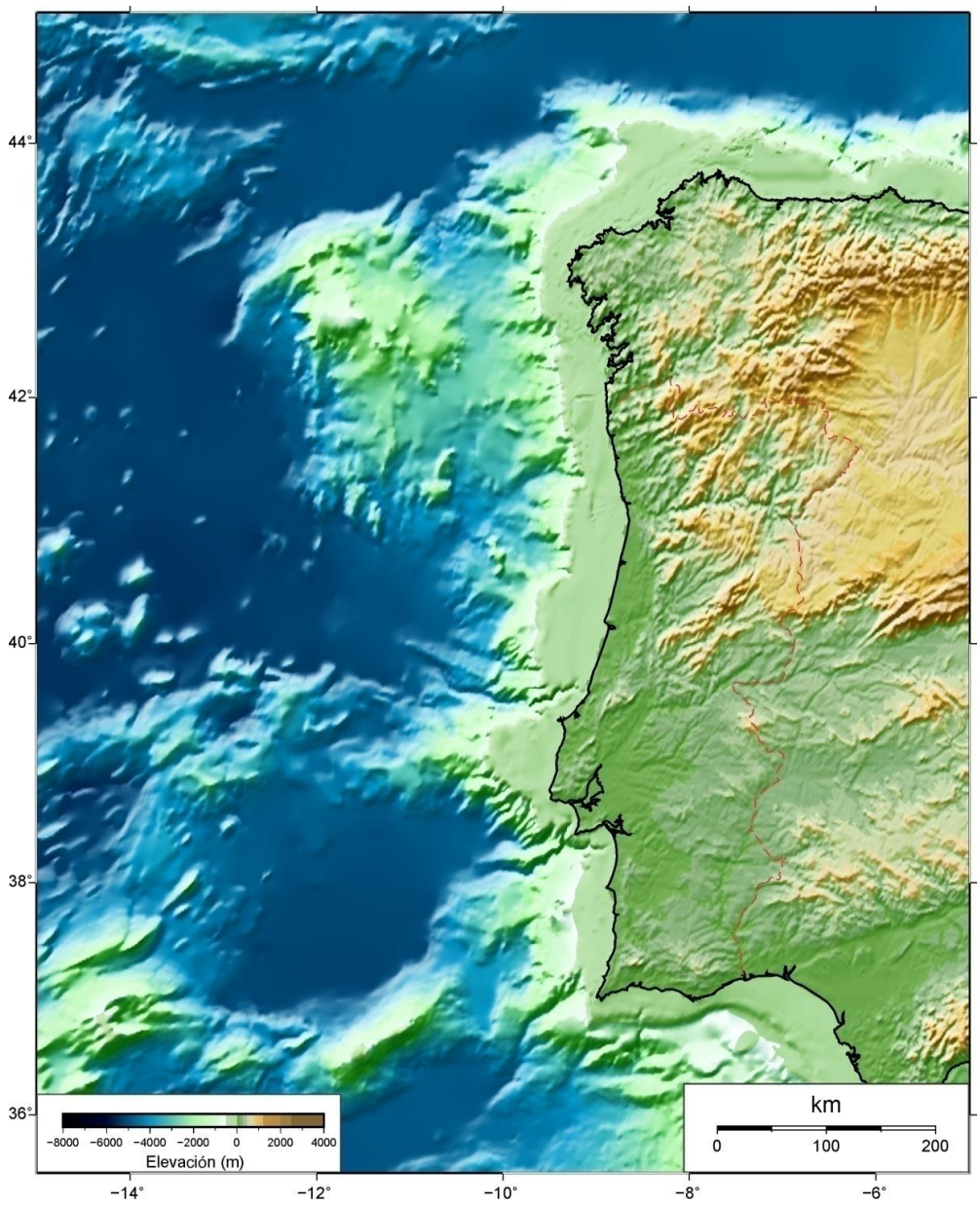



*Figura 3.1 Modelo digital de elevaciones realizado a partir modelo digital del terreno (MDT) de la versión del 2018 de EMODnet, con una resolución de cuadrícula de 1/16 * 1/16 minutos de arco. En tierra, datos del Atlas Digital GEBCO 2014, con resolución espacial de 30 segundos de arco.*

### 3.1.2 Datos gravimétricos

Durante la investigación ha sido necesario utilizar tanto medidas gravimétricas terrestres, como anomalías gravitatorias en el mar. La combinación de estos datos hace posible cubrir el área de estudio y orlar los mapas para evitar efectos de borde en las zonas próximas a la costa (Figuras 3.2 y 3.3). Los datos utilizados han sido los siguientes:

- Datos Topo-Iberia: compilación de datos terrestes, del proyecto Topo-Iberia (Ayala, 2013) La base de datos contiene 459845 puntos de datos en tierra distribuidos de forma desigual. Concretamente para la Península Ibérica y sus alrededores, el número de estaciones es de 279420. La corrección topográfica y la anomalía de Bouguer se han calculado utilizando una densidad de reducción de 2.67 g/$m^3$. La resolución espacial media para la Península Ibérica es de 1 punto cada 2.25 $km^2$, con un paso de malla final de 2000 metros. Estos datos se utilizan en el cálculo de la malla final de anomalía de Bouguer, utilizada en la modelización gravimétrica en 2½D y la cartografía de dominios tectónicos. Se ha optado por la malla de anomalía de Aire Libre para la construcción del modelo 3D.

- Datos ZEEE: datos marinos procedentes de las campañas desarrolladas en el marco del Proyecto de Zona Económica Exclusiva de España (ZEEE), obtenidos entre 2001 y 2009 (ZEEE2001, ZEEE2002, ZEEE2003, ZEEE2006, ZEEE2007, ZEEE2008, y ZEEE2009), a bordo del B.I.O Hespérides (Druet *et al*., 2019). En total se recorrieron más de 16.620 millas náuticas, con más de 400.000 datos válidos. La densidad media de los datos gravimétricos obtenidos en mar durante las campañas en la zona de estudio es de aproximadamente 20 datos/$km^2$, dando como resultado una malla final regular de intervalo de 2 minutos (Figura 3.2). Para la corrección de la losa de agua se utilizó 1.03 g/$cm^3$ para la densidad del agua. La corrección del fondo marino se llevó a cabo hasta una distancia de 22 km de la medida de gravedad, utilizando un modelo digital del terreno de 2 km de 2 km. Estos datos se han utilizado para orlar los mapas y evitar los efectos de borde en la zona oeste del Margen Gallego, al considerarse datos de alta calidad.

- Multisatellite-Getech: compilación de datos satelitales en la zona *offshore* con un paso de malla de 2000 metros. Licencia de Repsol 2016. La anomalía de Bouguer se calculó utilizando una densidad de roca de 2.2 g/$cm^3$ en el mar (contraste de densidad de 1.17 g/$cm^3$) y también se aplicaron correcciones del terreno. Estos datos se utilizan en el cálculo de la malla final de anomalía de

Bouguer, utilizada en la modelización gravimétrica en 2½D y la cartografía de dominios tectónicos. También para la construcción del modelo 3D, para el cual se ha optado por una malla de anomalía de Aire Libre.

- *Global Gravity Database Getech*: combinación de distintas fuentes terrestres y offshore con un paso de malla de 2000 metros. Licencia de Repsol 2018. La anomalía de Bouguer se calculó utilizando una densidad de roca de 2.67 g/cm$^3$ en tierra y 2.2 g/cm$^3$ en el mar (contraste de densidad de 1.17 g/cm$^3$) y también se aplicaron correcciones del terreno. La compilación en España tiene datos del Burea Gravimétrico Internacional y del IGME (Ayala, 2013) Se utiliza la malla de anomalía de Bouguer para realizar la caracterización gravimétrica y magnética del basamento del MOI.

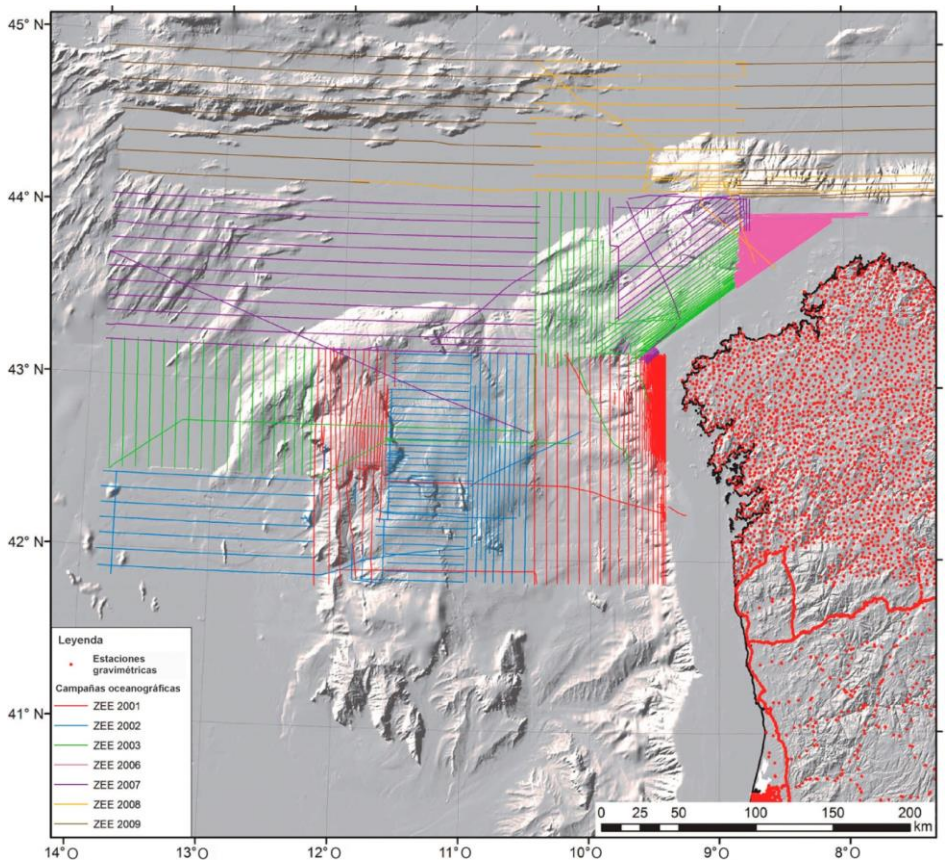



Figura 3.2 Líneas de navegación con adquisición de datos gravimétricos durante los diferentes levantamientos, y ubicaciones de estaciones terrestres, sobre un modelo de elevación sombreado obtenido a partir de los conjuntos de datos EMODnet (*offshore*) y SRTM (en tierra). Modificado de Druet et al. (2019).

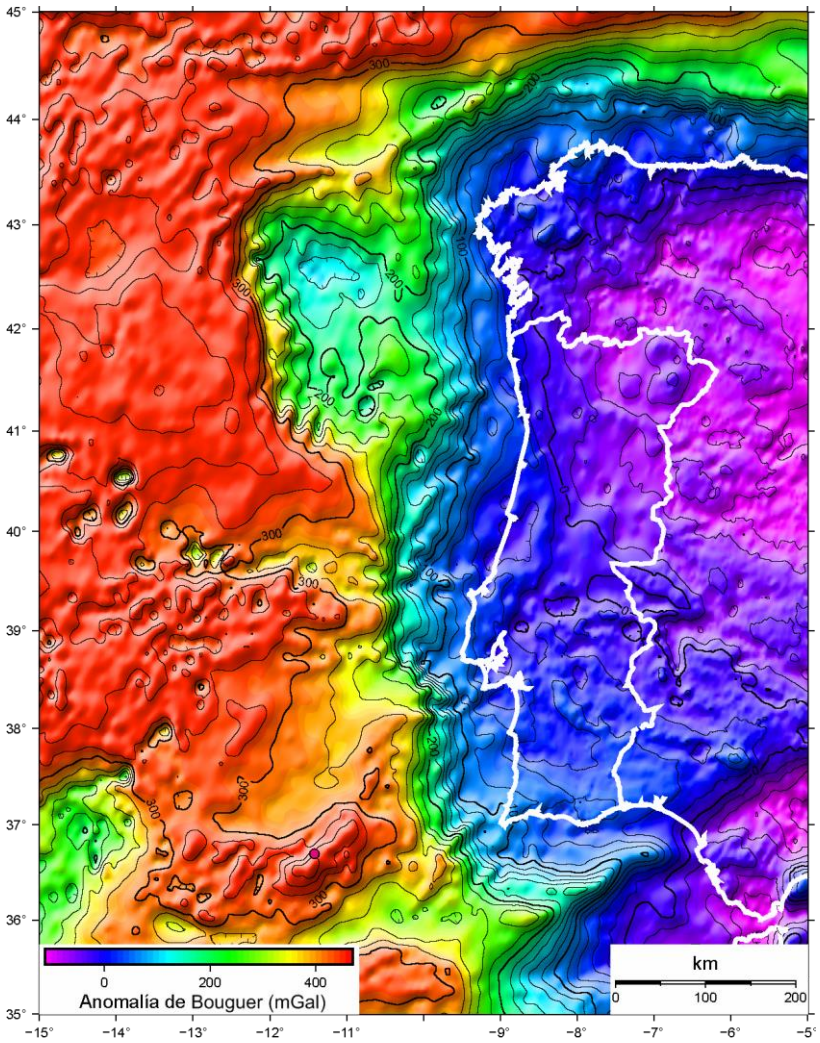



*Figura 3.3 Mapa de anomalía de Bouguer Completa del Margen Occidental Ibérico.*

### 3.1.3 Datos magnéticos

El conjunto de datos de anomalías magnéticas utilizados en este estudio provienen de dos fuentes:

- Datos WDAM: *World Digital Magnetic Anomaly Map* versión 2.0 (Lesur *et al.*, 2016). Estos autores compilaron datos magnéticos entre los años 1960 y 2008, obteniendo un gran número de líneas con una gran cobertura espacial (Figura 3.4), la desviación es de 43 nT y la desviación estándar de 35.9 nT (Catalán *et al.*, 2015). El resultado es una malla homogénea con una resolución de 6 km, que permite una interpretación continua del área de estudio. *http://wdmam.org/download.php#publications*.

*Figura 3.4 Localización de líneas de la compilación de datos magnéticos realizada por Lesur et al. (2016).*

Estos datos han sido utilizados para localizar y contreñir el comienzo de la corteza oceánica así como cuerpos ígneos intrusivos en los modelos gravimétricos 2½D. Para una mejor comparación con los datos de gravedad, aplicamos la reducción al polo magnético, usando los mismos parámetros que en Miles *et al*. (1996) para Iberia. La malla regular final se calculó con el método de interpolación de mínima curvatura (Smith y Wessel, 1990) utilizando el software GMT (Wessel y Luis, 2017), con un parámetro de tensión de 0,25 y una cuadrícula regular de intervalo de 2 minutos (Figura 3.5).

- *Global Gravity Database Getech*: compilación de datos onshore y offshore con un paso de malla de aproximadamente 1000 metros. Para su procesado conjunto se aplicó una continuidad analítica hacia arriba de 1000 metros. Licencia de Repsol 2018. De esta compilación de datos magnéticos se ha utilizado la malla de reducción diferencial al polo (DRP) en la caracterización gravimétrica y magnética del basamento.

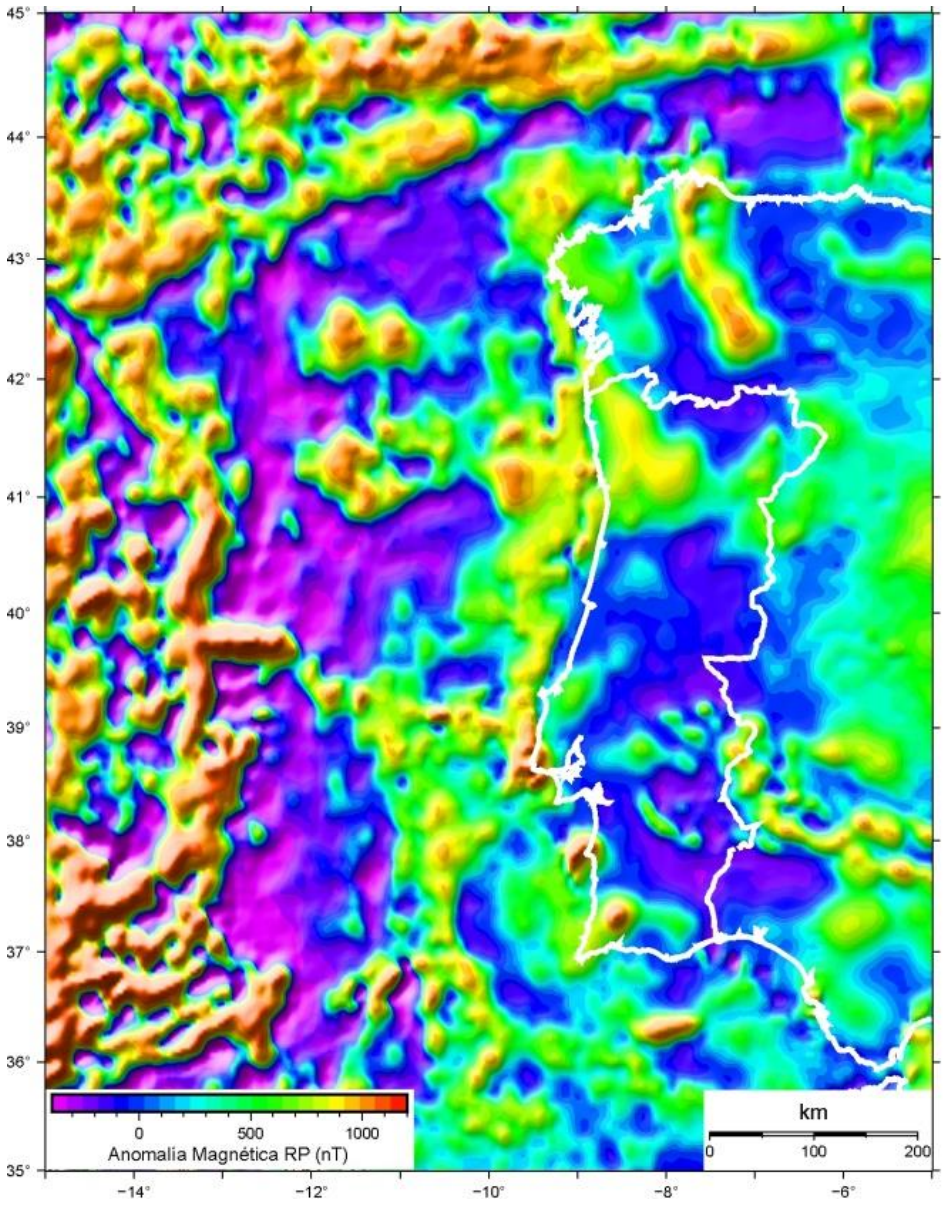



*Figura 3.5 Mapa de anomalías Magnéticas reducidas al polo del Margen Occidental Ibérico.*

### 3.1.4 Datos sísmicos

Los datos sísmicos utilizados son perfiles de sísmica de reflexión multicanal (MSC) disponibles, perfiles de sísmica de refracción, así como sondeos sísmicos profundos (DSS) dentro de la zona de estudio. La utilidad de estos datos es que permiten construir transectos regionales representativos para identificar el espesor y estructura de la cobertera sedimentaria, el techo de basamento y una primera aproximación de la profundidad del Moho, en base a los modelos de velocidad (Figura 3.6). Estas secciones son fundamentales para constreñir la modelización gravimétrica a escala cortical. La

elección de las líneas sísmicas (Figura 3.7) se ha realizado en base a experiencias previas para fines similares, recogidas en la bibliografía disponible para el Margen Occidental Ibérico (Afilhado *et al*., 2008, Cowie *et al*., 2015; Stanton *et al*., 2016; Druet *et al*., 2018). La información utilizada ha sido la siguiente (Figuras 3.6 y 3.7)

- La línea sísmica ISE1 (Experimento Sísmico de Iberia; Zelt *et al*., 2003) fue adquirida en 1997 y fue publicada y discutida por primera vez por Zelt *et al*. (2003) y Henning *et al*. (2004).

- La línea sísmica Lusigal 12 (LG12) que cruza la parte sur de la Llanura Abisal de Iberia fue adquirida en 1990 (Boillot 1990; Beslier 1996) con la extensión de TGS (Sutra y Manatschal, 2012).

- IAM9 es un largo perfil sísmico de gran ángulo adquirido en el sur de la Llanura Abisal de la Península Ibérica (Dean *et al*., 2000).

- IAM5 es un transecto sísmico de 370 km de longitud adquirido e interpretado por Afilhado *et al*. (2008) que incluye datos de reflexión multicanal casi vertical y de gran ángulo.

- ISE9 es una sección N-S de 200 km de longitud, de reflexión sísmica multicanal y de reflexión/refracción con sismómetro del fondo del océano (Clark *et al*., 2007).

- Datos de TGS-Nopec (2 líneas integradas con una línea 2D de Austin) que se publicaron por primera vez en Sutra *et al*. (2013) y que fueron modelados por Sánchez de la Muela *et al*. (2008).

### 3.1.5 Datos de pozo

Los datos de los pozos provienen de los pozos de exploración de hidrocarburos, de los pozos del Proyecto de Perforación en Aguas Profundas (DSDP, sus siglas en inglés), tramo 13, sitio 120, y de los pozos del Programa de Perforación Oceánica (ODP, sus siglas

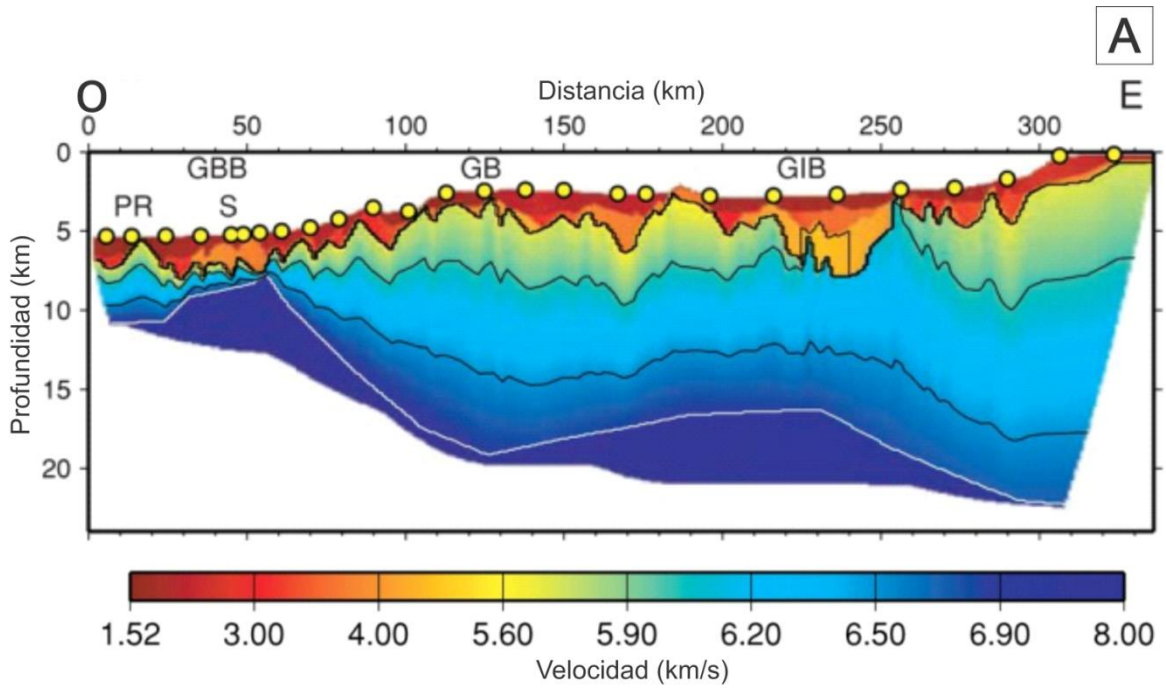
en inglés), tramos/Legs 149 (Sawyer *et al*., 1994), 173 (Whitmarsh *et al*., 1998) y 103 (Boillot *et al*., 1987). También se han utilizado los datos de las dragas (Baldy, 1977; Matos, 1979; Mougenot *et al*., 1979). Todos estos datos se han utilizado para constreñir los modelos gravimétricos, descritos más adelante (sección 4.1).

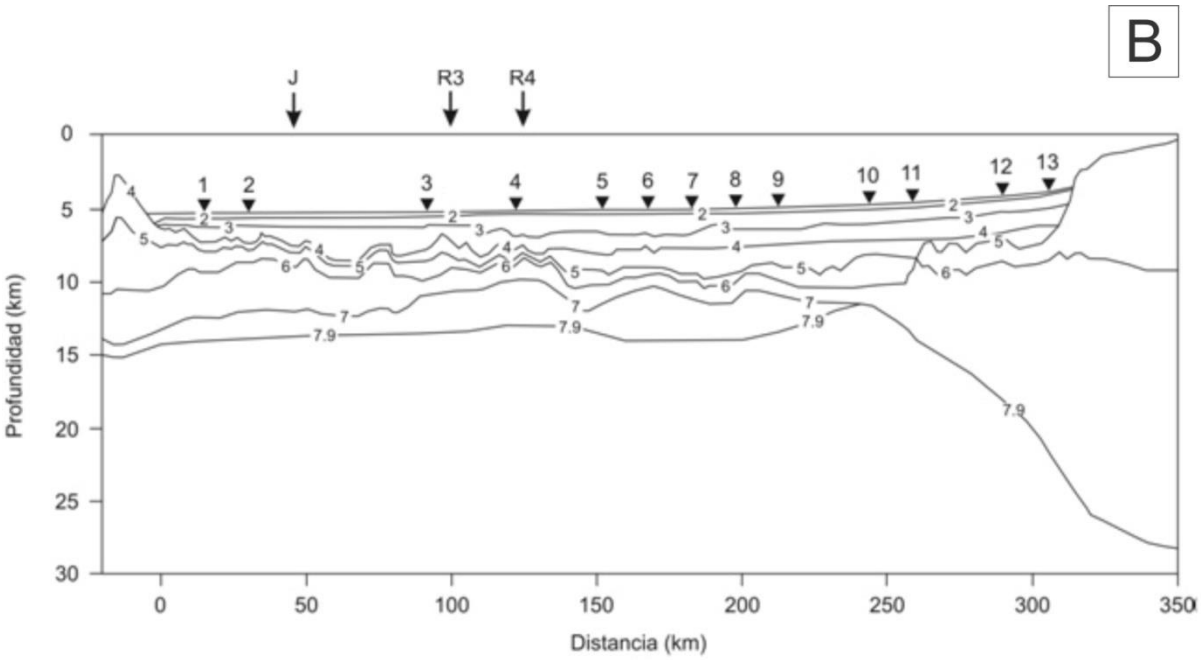
### 3.1.6 Datos de espesor de sedimentos

Para el espesor de los sedimentos, en los casos en que no se dispone de datos de pozos o perfiles sísmicos, se ha utilizado la base de datos para los océanos del mundo compilada por la NOAA en el Centro Nacional de Datos Geofísicos (Whittaker *et al*., 2013). Esta base de datos consiste en una malla con un espaciamiento de 5 minutos de arco y representa la base de datos regional más reciente disponible.

### 3.1.7 Datos de geometría del Moho

La geometría Moho a escala regional, que complementa las secciones de sísmica profunda (DSS) se ha obtenido de dos fuentes principales: El Proyecto GEMMA que utiliza los datos de la misión satelital GOCE para el modelado del Moho (Reguzzoni y Sampietro, 2015); y Diaz *et al*. (2016), que cartografía la topografía de Moho bajo la región del Mediterráneo occidental ibérico definida a partir de estudios de funciones receptoras (sismicidad y ruido) y perfiles sísmicos de refracción (fuente controlada). Esta información se ha utilizado como punto de partida de la superficie del Moho para construir los modelos corticales a lo largo de las secciones sísmicas profundas citadas anteriormente (Figura 3.8) y para la construcción del modelo 3D. En este último caso se utilizan los datos del Proyecto GEMMA (Reguzzoni y Sampietro, 2015), ya que poseen una mayor cobertura en el área de estudio elegida.


A
O
E
Distancia (km)
0
50
100
150
200
250
300
GBB
GB
GIB
PR
S
Profundidad (km)
0
5
10
15
20
1.52
3.00
4.00
5.60
5.90
6.20
6.50
6.90
8.00
Velocidad (km/s)


B
J
R3
R4
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
2
3
4
5
6
7
7.9
Profundidad (km)
0
5
10
15
20
25
30
0
50
100
150
200
250
300
350
Distancia (km)

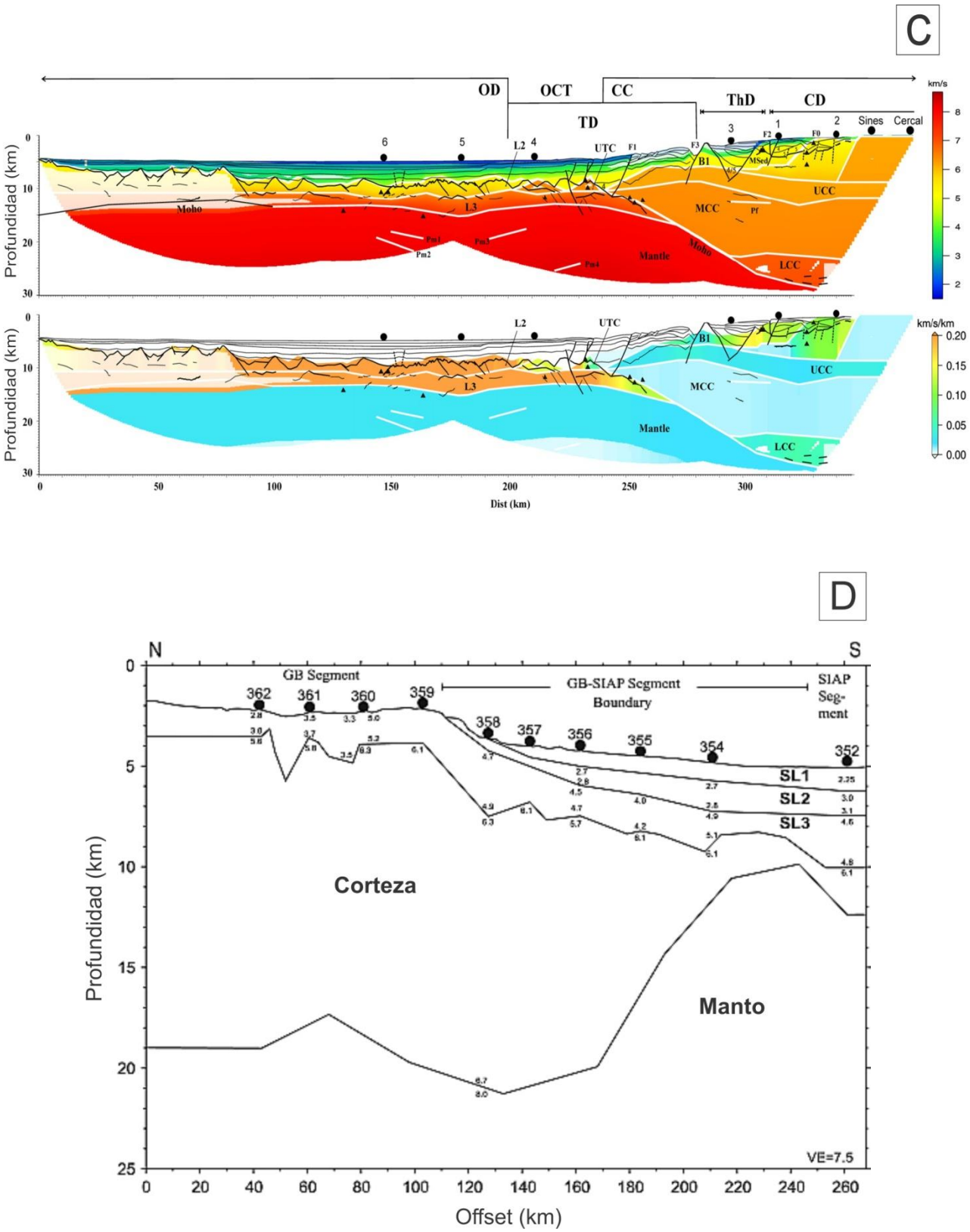



*Figura 3.6 Modelos de velocidades a lo largo de los perfiles sísmicos utilizados en este trabajo. A) ISE1 (de sus siglas en inglés, Iberia Seismic Experiment; Zelt et al., 2003). B) IAM9 (Dean et al., 2000). C) IAM5 (Afilhado et al., 2008). D) ISE9 (Clark et al., 2007).*

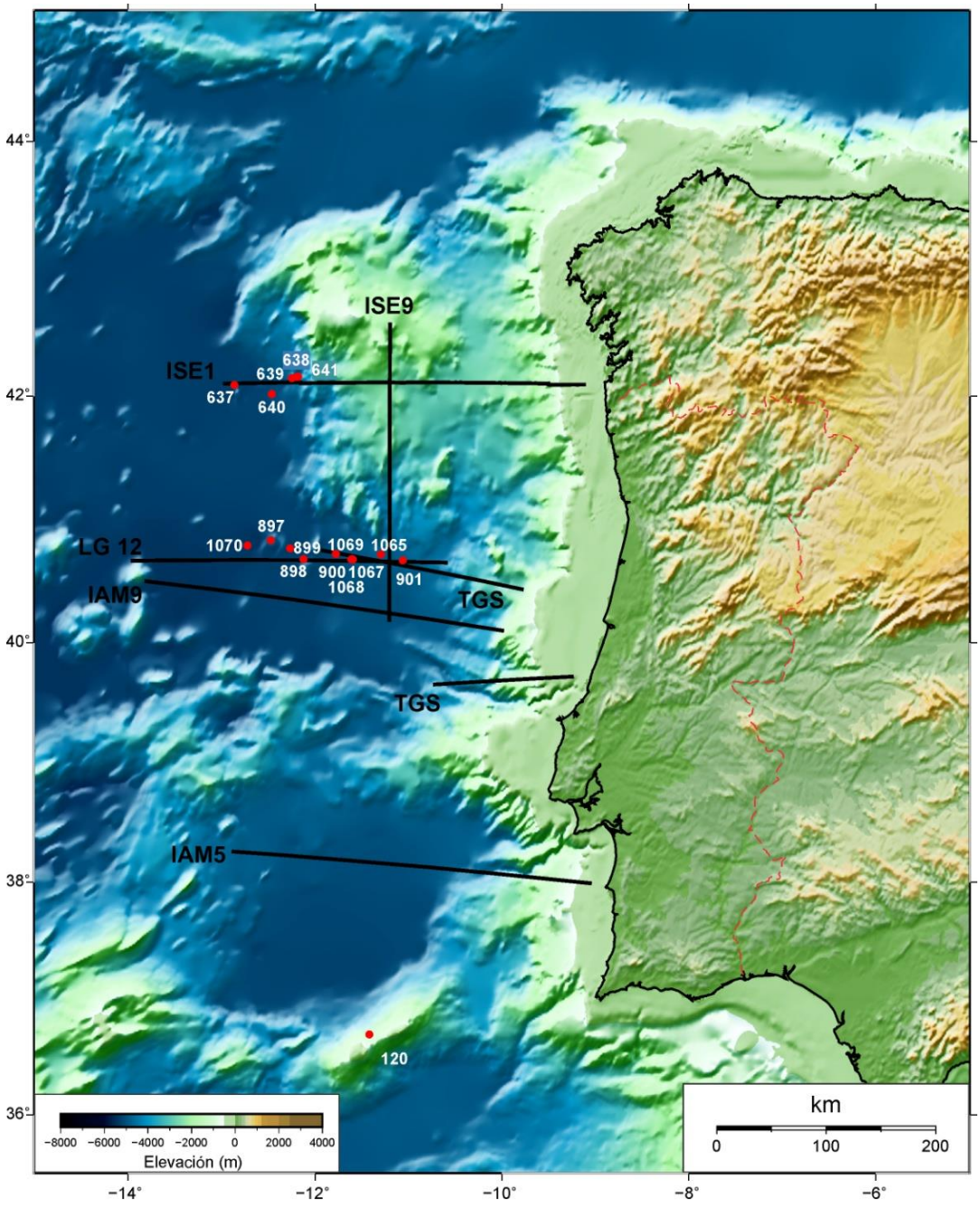



*Figura 3.7 Mapa batimétrico con los sondeos ODP y las líneas sísmicas utilizadas en este trabajo: ISE1 (de sus siglas en inglés, Iberia Seismic Experiment; Zelt et al., 2003); Lusigal 12 (LG12) (con extensión TGS) (Sutra y Manatschal, 2012); IAM9 (Dean et al., 2000); IAM5 (Afilhado et al., 2008); ISE9 (Clark et al., 2007); TGS-Nopec (2 líneas integradas con una línea 2D de la compañía Austin) (Sanchez de la Muela et al., 2008).*

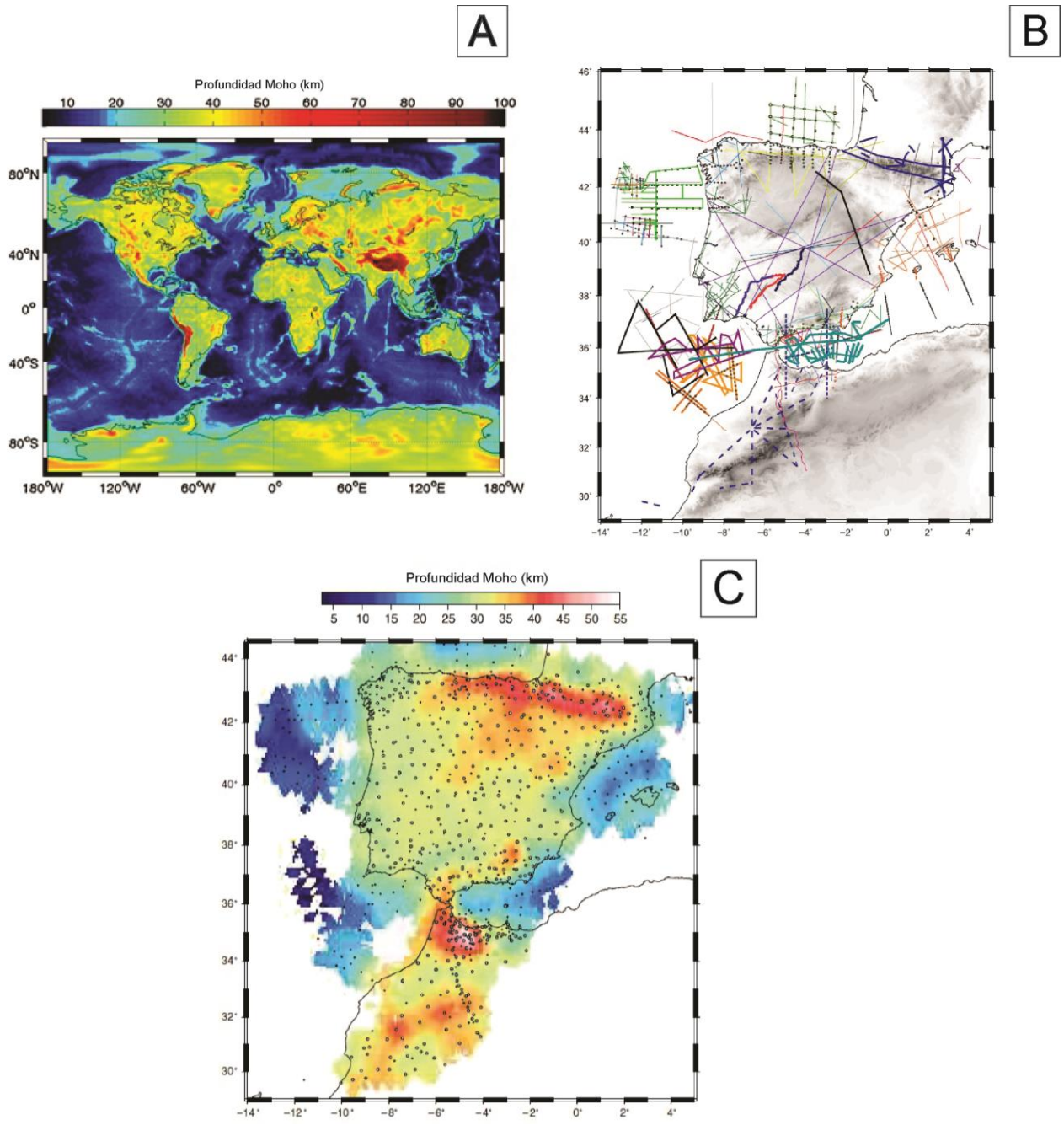



*Figura 3.8 A) Mapa de profundidad del Moho GEMMA 1.0. B) Perfiles DSS (sondeo sísmico profundo) en la región de Iberia-Mediterráneo Occidental. Se utilizan diferentes colores para representar los perfiles adquiridos en el mismo experimento. Las líneas discontinuas muestran los perfiles de baja densidad. Los puntos corresponden a los sismómetros de fondo oceánico y a las estaciones terrestres utilizadas en los perfiles terrestres/offshore (Díaz et al., 2016). C) Mapa de profundidad del Moho a partir de la interpolación conjunta de las estimaciones de DSS y RF (funciones receptoras). Los puntos blancos y negros muestran las ubicaciones en las que se dispone de resultados de DSS y RF.*

## 3.2 Métodos potenciales

### 3.2.1 Gravimetría

#### *3.2.1.1 Fundamentos teóricos*

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 la Gravitación Universal establece:

$$\vec{F} = \frac{G.M.m}{R^2} \,.\, \vec{r} \qquad [3.1]$$

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 ($6{,}67.10^{-11}$ $N.m^2/kg^2$)

Por otra parte, la segunda Ley de Newton dice:

$$\vec{F} = \mathrm{m} \,.\, \vec{g} \qquad [3.2]$$

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

$$\vec{g} = \mathrm{G}\, \frac{\vec{V}.\vec{\rho}}{R^2} \qquad [3.3]$$

donde se observa una relación directa entre g y ρ.

El World Geodetic System de 1984 (WGS 84) define la gravedad teórica ($g_ø$), en cualquier latitud (ø) 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:

$$g_ø = 978031.846(1+ 0.005278895\ \mathrm{sen}^2\ ø + 0.000023462\ \mathrm{sen}^4\ ø)\ \mathrm{mGal} \qquad [3.4]$$

La gravedad varía en la superficie terrestre en función de la latitud donde nos encontramos midiendo, ya que la distancia al centro de masas de la Tierra es máxima en el ecuador, donde por tanto es mínimo el valor de g, mientras que en los polos, más cercanos al centro de masas de la Tierra, el valor de g es máximo. A esta variación hay que sumarle el efecto del movimiento de rotación de la Tierra y la fuerza centrífuga, que es máxima en el ecuador y nula en los polos, siendo opuesta siempre a la atracción gravitatoria terrestre.

Cualquier variación de la g leída sobre la $g_{ø}$ 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. Las correcciones previas al cálculo de anomalías son de dos tipos: Las ejecutadas sobre las lecturas que podemos denominar, de forma genérica, instrumentales, y las realizadas sobre el cálculo teórico de la gravedad, con el fin de hacer comparable ésta con la lectura real. Entre las que se denominan instrumentales se pueden citar:

A) Calibración y deriva instrumental del gravímetro: se 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 (± 0.1 mGal).

B) 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:

$$C.Eötvös = 7.508V\cos ø \operatorname{sen}\alpha + 0.0416V^2 \text{ mGal} \qquad [3.5]$$

siendo: V, la velocidad del vehículo en nudos,

ø, la latitud y

α, el azimut en grados del desplazamiento del vehículo.

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

C) Corrección de mareas terrestres: permite eliminar en tiempo real, el efecto que tienen sobre la medida de gravedad, las mareas producidas por la atracción gravitatoria que ejercen el Sol y la Luna, en combinación con la deformación que producen sobre la superficie terrestre. Se realiza a través de las fórmulas propuestas por Longman (1959), que predicen la marea terrestre teniendo en cuenta la deformación elástica de la Tierra.

D) Enlace con la red terrestre: consiste en el establecimiento de la diferencia entre los valores de gravedad relativa, que mide el gravímetro marino, y el valor de gravedad absoluta obtenido en una base terrestre.

Entre las correcciones que se aplican sobre el cálculo teórico de la gravedad están la de Aire Libre, la de Lámina de Bouguer y la corrección topográfica y de relieve del fondo marino.

**A) Corrección de Aire Libre**: traslada el valor de la gravedad teórica ($g_{ø}$), 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:

$$C.A.L. = 0.3086*Z \qquad [3.6]$$

siendo Z la cota del punto en que se realiza la lectura. En el 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.

**B) Corrección de lámina de Bouguer**: 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/cm$^3$, mientras que en prospección marina el valor a tener en cuenta es el de la densidad el agua del mar (1.03 g/cm$^3$), luego 1.64 g/cm$^3$. Este efecto, sobre la unidad de masa de una capa infinita de altura Z es:

$$C.B. = 2\pi G\rho Z \qquad [3.7]$$

siendo: G, la constante de Gravitación Universal (= 6.67*10$^{-8}$ cm$^3$/g*s$^2$) y ρ, la densidad de reducción.

**C) Corrección topográfica y/o de relieve de fondo oceánico**: se realiza para tener en cuenta el efecto causado por las variaciones de 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 el 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) y Carbó *et al*. (2003); el resultado de aplicar estas correcciones lo denomina anomalía de Bouguer, si bien estas correcciones no son exactamente iguales a las aplicadas en la 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.

#### *3.2.1.2 Cálculo de 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 (Figura 3.9B) y, en caso de obtener las lecturas gravimétricas sobre una plataforma móvil, como es un barco, también se aplica la correción de Eötvös:

$$A.A.L. = g_{observada} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L.) \qquad [3.8]$$

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

C.E., la corrección de Eötvös y

C.A.L., la corrección de Aire Libre.

Las anomalías de Aire Libre reflejan las variaciones de densidad bajo los puntos de observación. Sin embargo, las variaciones batimétricas y el fuerte contraste de densidad entre el agua del mar y material del fondo, hacen que este efecto batimétrico tenga un excesivo peso en el total de la anomalía de Aire Libre.

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 (Figura 3.9C):

$$A.B. = g_{observada} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L. + C.B.) \qquad [3.9]$$

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$^3$).

Teniendo en cuenta que en la corrección de lámina de Bouguer no se contempla el efecto de la batimetría/topografía que rodea al punto de medida, si aplicamos la corrección topográfica a la anomalía de Bouguer, se obtiene **anomalía de Bouguer Completa** (Figura 3.9C):

$$A.B.C. = g_{observada} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L. + C.B. + C.T.) \qquad [3.10]$$

siendo: A.B.C., la Anomalía de Bouguer Completa y C.T., la corrección topográfica.

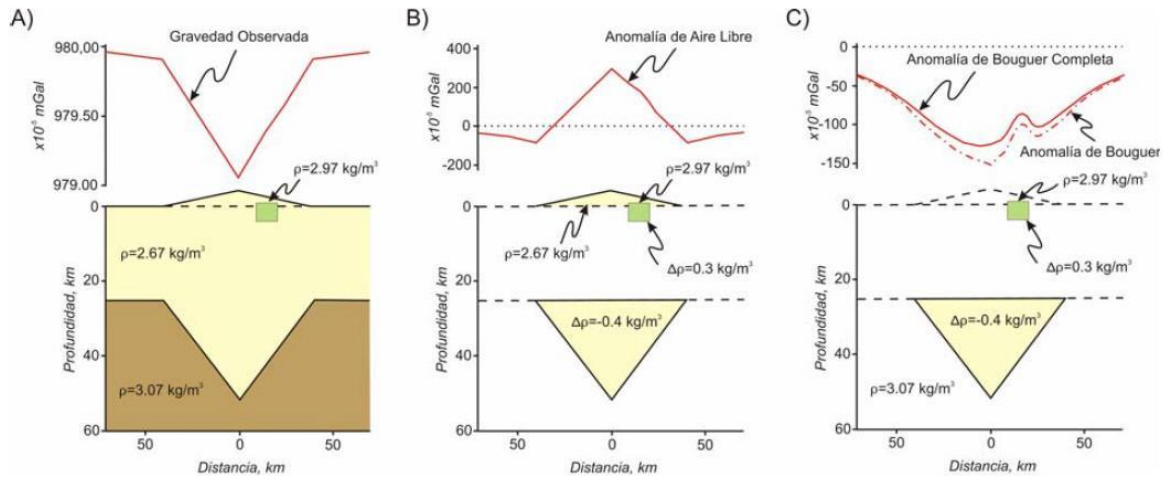



*Figura 3.9 A) Sección de corteza para describir las diferentes correcciones a la gravedad observada; la elevación topográfica está isostáticamente compensada por la raíz cortical. La masa de sección rectangular representa una variación de densidad de acuerdo con la geología de la corteza superior. B) La 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 de la elevación topográfica. C) anomalías de Bouguer y Bouguer Completa sobre la 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, 1996)*

#### *3.2.1.3 Variaciones de Densidad en las rocas*

La densidad de las rocas controla su respuesta gravimétrica (Blakely, 1996, Telford *et al*., 1990), puesto que las anomalías de gravedad resultan del contraste de densidad entre un cuerpo de roca y el área circundante. Los tipos de rocas más comunes tienen rangos de densidades entre 1.6 y 3.2 g/cm$^3$ (Tabla 3.1) y va a depender principalmente de su composición mineral y la porosidad.

Para el caso de las rocas ígneas y metamórficas, la porosidad es despreciable, por lo que la causa principal de la variación de densidad es la composición mineral. Sin embargo, para las rocas sedimentarias, la principal causa es la porosidad; así la densidad aumenta con la profundidad, por compactación, y con la edad, a consecuencia de una cementación progresiva. La densidad aumenta de forma progresiva desde los tipos de rocas ácidas a las rocas ígneas básicas y ultrabásicas.

Para el cálculo de la anomalía de Bouguer en un área, la densidad media de la misma es considerada en las formulas, que corrigen el efecto topográfico y el efecto de las masas ubicadas entre el nivel de referencia y el nivel de observación (corrección con la lámina de Bouguer). Por consiguiente, el conocimiento de la densidad media del área contribuye a la reducción o eliminación de dichos efectos. Además el conocimiento de la distribución de la densidad en el área de interés es uno de los fundamentos de la interpretación de los perfiles o mapas gravimétricos resultantes de las mediciones. Los resultados de las mediciones gravimétricas pueden ser interpretados de distintas formas, ya que una misma señal puede ser generada por distintas distribuciones de densidad, geometrías y/o profundidades de las fuentes. Un mismo perfil gravimétrico puede ser causado por diferentes distribuciones de densidad en profundidad.

La determinación directa de la densidad de muestras representativas provenientes de afloramientos o sondeos se realiza en el laboratorio. Este método tiene el inconveniente de hay muestras de afloramientos puntuales que no son representativos para toda el área; sumado a las variaciones en el grado de meteorización con respecto a muestras más profundas.

| Tipo de roca | Densidad ($g/cm^3$) | |
|---|---|---|
| | Rango | Promedio |
| Serpentinita | 2.67-3.30 | 2.78 |
| Cuarcita | 2.55-2.65 | 2.60 |
| Anfibolita | 2.70-3.10 | 2.96 |
| Riolita | 2.20-2.50 | 2.52 |
| Peridotita | 2.85-3.30 | 3.15 |
| Granodiorita | 2.55-2.75 | 2.72 |
| Granito | 2.50-2.70 | 2.64 |
| Gabro | 2.80-3.10 | 3.03 |
| Diorita | 2.65-2.90 | 2.85 |
| Diabasa | 2.60-3.00 | 2.91 |
| Basalto | 2.30-3.20 | 2.74 |
| Andesita | 2.30-2.80 | 2.61 |
| Pizarra | 2.30-2.80 | 2.40 |
| Arenisca | 2.00-2.80 | 2.35 |
| Sal | 2.10-2.20 | 2.16 |
| Caliza | 2.30-2.90 | 2.55 |
| Dolomía | 2.50-2.90 | 2.7 |

*Tabla 3.1 Valores medios de densidad para diferentes tipos de rocas. Fuentes de datos: Olhoeft y Johnson 1989; LCT Gravity and Magnetics, 2006. Modificado de Alves, por Luizemara Soares (2012).*

Existen métodos de determinación indirectos, como el propuesto por Nettleton (Figura 3.10), en el que se considera un perfil gravimétrico trazado sobre un accidente morfológico pronunciado en el área de interés. Para cada estación de observación a lo largo del perfil se calcula la gravedad corregida, insertando distintos valores de densidad en las fórmulas, que corrigen el efecto topográfico y el efecto de masas ubicadas entre el nivel de referencia y el nivel de observación. El valor de densidad, que genera el perfil gravimétrico de menor correlación con el perfil morfológico, es el valor más apropiado y por tanto el que se asemeja más al valor real. Sin embargo, este método está limitado a profundidades someras y litologías homogéneas.

Por tanto, para determinar la densidad de reducción es preferible utilizar métodos analíticos, como el mencionado anteriormente. Para efectuar una interpretación cuantitativa se calcula la anomalía que produce una determinada distribución de masas de la corteza o modelo del subsuelo, comparando esta anomalía con la anomalía gravimétrica observada. Para asignar valores de densidad a este modelo es de mucha utilidad disponer de valores reales de la densidad de las rocas, teniendo en cuenta que en la interpretación habrá que modificar tanto la geometría como la densidad atribuida al modelo hasta encontrar la mejor coincidencia con los valores medidos, imponiendo los valores de densidad determinados en laboratorio un límite a los rangos de variación aceptables. Para lograr minimizar el denominado problema de indeterminación, que consiste en que varios modelos de distribución de masas del subsuelo pueden dar lugar a la misma anomalía gravimétrica, ayuda conocer la densidad real de las rocas.

La información de densidad también puede ser proporcionada a partir de las velocidades de onda P de las rocas obtenidas en estudios sísmicos. En la Tabla 3.2 se recogen las conversiones de velocidad a densidad, realizadas por distintos autores; resaltando los valores más utilizados en cada caso. Cabe señalar que estas relaciones están enfocadas a ciertas litologías en determinados contextos geológicos y geográficos, no son relaciones universales, aunque pueden ser utilizadas como tales a modo de aproximación. En la Figura 3.11 se muestran los gráficos para cada autor que indican la mejor relación lineal entre la densidad y la velocidad de la onda P.

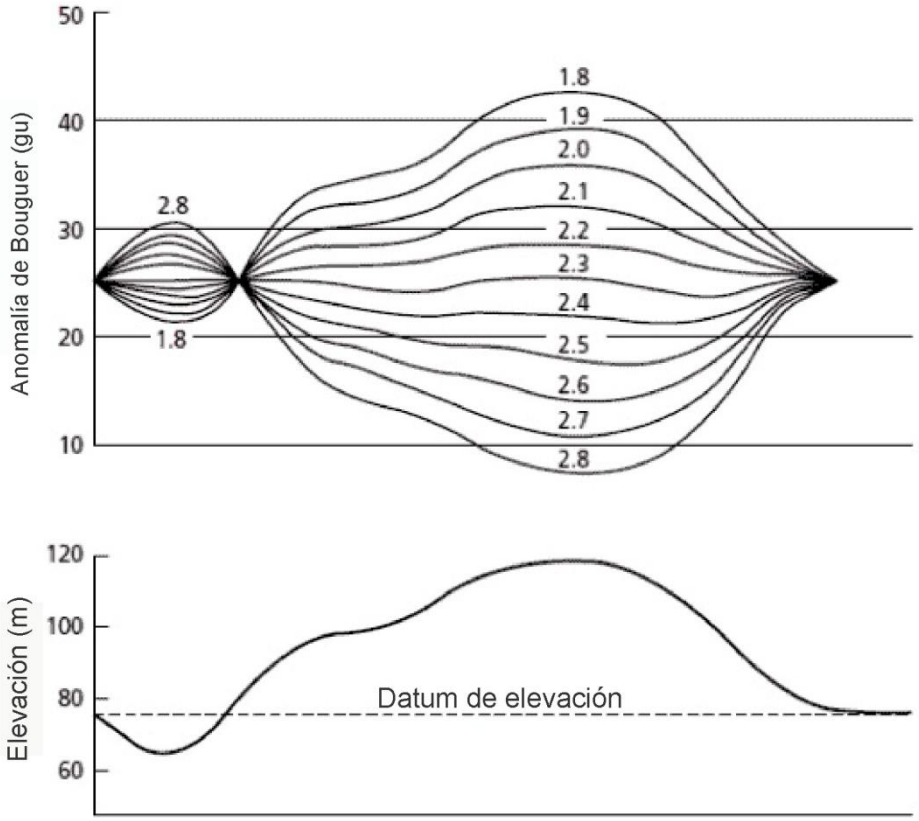



*Figura 3.10 Método de determinación de densidad de Nettleton sobre un accidente morfológico. Se han realizado reducciones de la gravedad utilizando densidades que van de 1.8 a 2.8 g/cm3 tanto para correcciones de terreno como de Bouguer. El perfil correspondiente a un valor de 2.3 g/cm3 muestra la menor correlación con la topografía, por lo que se toma esta densidad para representar la densidad del elemento.*

| Velocidad (km/s) | Densidad (g/cm$^3$) por conversión de profundidad, curva Nafe-Drake (Ludwing 1970) | Densidad (g/cm$^3$) por conversión de profundidad Gardner (1972) | Densidad (g/cm$^3$) por conversión de profundidad Christensen & Mooney (1995) | Densidad (g/cm$^3$) por conversión de profundidad Godfrey (1997) |
|---|---|---|---|---|
| 2 | 1.909 | 2.070 | | |
| 2.5 | 2.099 | 2.189 | | |
| 3 | 2.232 | 2.291 | | |
| 3.5 | 2.329 | 2.381 | | |
| 4 | 2.408 | 2.462 | | |
| 4.5 | 2.480 | 2.536 | | |
| 5 | 2.557 | 2.603 | | |
| 5.5 | 2.645 | 2.666 | 2.522 | |
| 6 | 2.749 | 2.725 | 2.702 | 2.894 |
| 6.5 | 2.871 | | 2.882 | 2.932 |
| 7 | 3.012 | | 3.062 | 2.970 |
| 7.5 | 3.172 | | 3.242 | |
| 8 | 3.349 | | | |
| 8.5 | 3.540795063 | | | |

*Tabla 3.2 Conversión de velocidad a densidad, de distintos autores; resaltando los valores más utilizados en cada caso.*

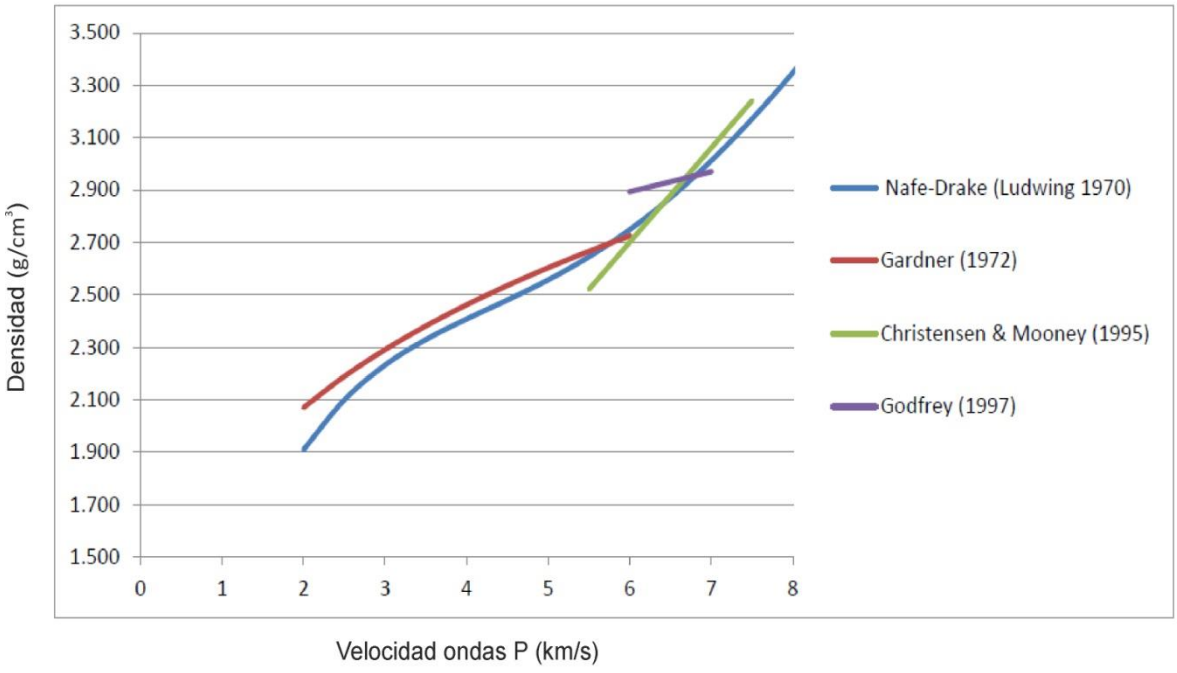



*Figura 3.11 Gráficos de la velocidad de la onda P vs la densidad para varios tipos de roca. También se muestra la mejor relación lineal entre la densidad y la velocidad de registro para los distintos autores reflejados en la Tabla 3.2.*

### 3.2.2 Geomagnetismo

#### *3.2.2.1 Fundamentos teóricos*

El campo geomagnético está producido principalmente por dos fuentes internas localizadas en el núcleo externo y la corteza (Blakely, 1996). También se incluyen los campos magnéticos causados por corrientes en la ionosfera producidas por vientos solares.

La magnetización de la corteza se debe a la capacidad de las rocas (como consecuencia de los minerales magnéticos que constituyen esas rocas) (Telford *et al*., 1990) para adquirir una magnetización en presencia de un campo magnético externo, causando anomalías detectables. Este tipo de magnetización se llama magnetización inducida, y si la roca se coloca en un ambiente libre de campos, la magnetización inducida es cero (Blakely, 1996).

La magnetización inducida (M$i$) se alinea con la dirección del campo magnético de la Tierra H (A/m) y es proporcional a la susceptibilidad de la roca χ (cuanto más alta es la susceptibilidad magnética, más fuerte es la magnetización inducida):

$$Mi = \chi\vec{H} \qquad [3.11]$$

La susceptibilidad magnética es adimensional, y se define como la capacidad que tiene una roca de magnetizarse por un campo magnético.

Durante el proceso de formación de la roca, los minerales magnéticos pueden preservar la magnetización, incluso en ausencia de un campo externo. Este tipo de magnetización se llama magnetización remanente ($Mr$). En los materiales de la corteza, la magnetización remanente depende no sólo de las características cristaloquímicas de las rocas, sino también de su historia geológica, tectónica y térmica (Blakely, 1996).

La magnetización total es la suma vectorial de las componentes inducidas y remanentes de la magnetización (Blakely, 1996):

$$\vec{M} = \vec{M}i + \vec{M}r \quad [3.12]$$

En la superficie terrestre el campo geomagnético puede describirse utilizando tres componentes ortogonales y típicamente x aumenta hacia el norte, y hacia el este y z hacia abajo (Figura 3.12). Estos tres componentes se denominan Bx, By y Bz, donde B (Figura 3.12) es la inducción magnética. En los estudios geomagnéticos, la unidad de trabajo se expresa a menudo, en unidades SI, como nanotesla -nT- (Blakely, 1996). El campo magnético puede describirse por su intensidad total como:

$$T = \sqrt{Bx2 + By2 + Bz2} \quad [3.13]$$

y dos ángulos: inclinación I y declinación D (Figura 3.12). La inclinación es el ángulo vertical entre el vector y el plano horizontal (Blakely, 1996):

$$I = arctan \frac{Bz}{\sqrt{Bx\,2 + By2}} \quad [3.14]$$

La declinación es el ángulo entre el norte geográfico y el norte magnético:

$$D = arcsin \frac{By}{\sqrt{Bx\,2 + By\,2}} \quad [3.15]$$

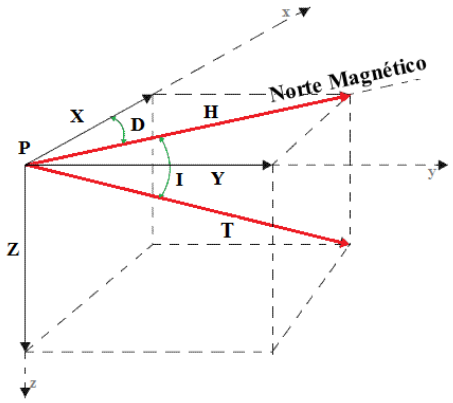



*Figura 3.12 Definición de los componentes del campo geomagnético. Modificado de Nettleton (1971).*

### *3.2.2.2 Cálculo de Anomalías Magnéticas*

Los magnetómetros de campo total suelen ser la mejor opción para los estudios magnéticos aéreos y marinos. Como su nombre indica, miden la magnitud del campo magnético total sin tomar en cuenta la dirección del vector. La anomalía de campo total se calcula restando la magnitud del campo magnético regional, el cual es obtenido del modelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) correspondiente (Blakely, 1996). Si T representa el campo total en cualquier momento, y F es el campo regional en el mismo punto, entonces la anomalía de campo total está dada por:

$$\Delta\vec{T} = |\vec{T}| - |\vec{F}| \quad [3.16]$$

Si $\Delta\vec{T}$ es la perturbación del campo regional $\vec{F}$, el campo total está dado por (Blakely, 1996):

$$\vec{T} = \vec{F} + \Delta\vec{F} \quad [3.17]$$

$\Delta\vec{F}$ es la componente de interés porque representa la perturbación asociada con la fuente de la anomalía.

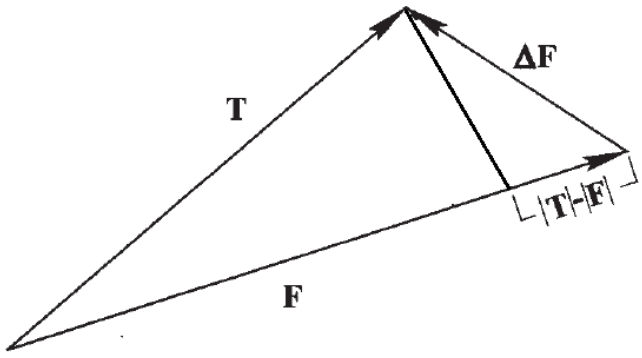



*Figura 3.13 Representación vectorial de la anomalía de campo total. Adaptado de Blakely (1996).*

Fijándonos en la Figura 3.13, vemos que la anomalía de campo total $\Delta\vec{T}$ no es equivalente a la magnitud del campo anómalo porque:

$$\Delta\vec{T} = |\vec{F} + \Delta\vec{F}| - |\vec{F}| \neq |\Delta\vec{F}| \quad [3.18]$$

El modelo IGRF es la representación matemática empírica del campo geomagnético, que pretende reflejar el campo principal (núcleo) sin fuentes externas.

La interpretación de los datos magnéticos suele ser más compleja que la de los datos sobre la gravedad. Mientras que el mapa de gravedad está típicamente dominado por efectos regionales, el mapa magnético muestra una multitud de anomalías locales (Telford *et al*., 1990).

Esta diferencia se debe, tanto al carácter dipolar del campo magnético contra el monopolar carácter del campo gravitatorio, como a la fuerte dependencia temporal del campo magnético. El campo magnético de la Tierra varía tanto en dirección como en intensidad (Blakely, 1996) en un amplio espectro de escalas de tiempo: de pequeños a grandes cambios, estos últimos asociados a las inversiones del campo geomagnético (Ravat, 2007).

La expresión del dipolo en la superficie terrestre es la presencia de los polos geomagnéticos. Más concretamente, el campo geomagnético se caracteriza por un componente dipolar y otro no dipolar, ambos vinculados a procesos en el núcleo de la Tierra. Sin embargo, el campo no dipolar comprende sólo alrededor del 10% del campo principal, por lo que podemos considerar el campo geomagnético como un campo dipolar, con el dipolo situado en el centro de la Tierra (Blakely, 1996).

Las anomalías magnéticas dipolares son comunes en los mapas magnéticos. Visualmente este efecto puede ser identificado en un mapa del campo magnético total debido a los altos magnéticos fuertes rodeados de bajos magnéticos débiles (Bevan, 2017).

#### *3.2.2.3 Magnetismo en las rocas*

Para el estudio de datos magnéticos se utilizan valores de susceptibilidad magnética que pueden ser experimentales (medidos en el laboratorio en muestras o en el campo), o bien a través de la bibliografía disponible (Tabla 3.3). Con estos valores, y con la

observación de las características geológicas del área de estudio, se puede estimar el tipo de roca que puede estar proporcionando la anomalía magnética observada (Prieto *et al*., 1993). Sin embargo, el uso de los valores de susceptibilidad debe recomendarse con cautela, ya que las rocas pueden tener magnetizaciones remanentes y/o inducidas (Blakely, 1996).

La señal magnética de una roca depende del campo magnético total, del contenido mineral de la fuente de la anomalía, de la temperatura y del magnetismo remanente. La historia de la magnetización de la roca madre será decisiva para la interceptación de su anomalía. La dirección de la magnetización en el momento de la cristalización de la roca influirá en su respuesta magnética, de modo que puede alterarla apreciablemente, dependiendo de la relación entre la dirección de magnetización y el campo magnético actual. Además, existen otros factores pueden ser responsables de la magnetización, como son la magnetización térmica; de los desechos, con la reorganización de las partículas, como sucede en algunas arcillas; y la química, con la recristalización de los minerales (Telford *et al*., 1990).

En estudios geológicos a gran escala, como el presente trabajo, las anomalías magnéticas, tanto en tierra como en el mar, son conocidas como importantes fuentes de información para estudios de datación y paleogeografía. En los procesos geológicos de formación de la corteza oceánica, se registra la firma magnética de las rocas generadas a lo largo de las cadenas meso-ceánicas durante su cristalización, las conocidas como isocronas magnéticas. Estas anomalías, alargadas en la dirección de la expansión del suelo oceánico, permiten la datación de las inversiones de los polos y la reconstitución paleogeográfica de las masas continentales.

| Tipo de roca | Susceptibilidad x $10^{-3}$ (SI) Rango | Promedio |
|---|---|---|
| Serpentinita | 3 - 17 | |
| Cuarcita | | 4 |
| Anfibolita | | 0.7 |
| Riolita | 0.2 - 35 | |
| Peridotita | 90 - 200 | 150 |
| Granodiorita | | 5 |
| Granito | 0 - 50 | 2.5 |
| Gabro | 1 - 90 | 70 |
| Diorita | 0.6 - 120 | 85 |
| Diabasa | | 25 |
| Basalto | 0.2 - 175 | 70 |
| Andesita | | 160 |
| Lutitas | 0.01 - 15 | 0.9 |
| Arenisca | 0 - 20 | 0.4 |
| Sal | 0.5 (o negativa) | |
| Caliza | 0 - 3 | 0.3 |
| Dolomía | 0 - 0.9 | 0.1 |

*Tabla 3.3 Rango y valores promedios de susceptibilidad magnética para los distintos tipos de rocas (Olhoeft y Johnson 1989; Telford et al., 1990; LCT Gravity and Magnetics, 2006).*

Uno de los métodos más utilizados para la adquisición de datos es el vuelo aeromagnético. El procesamiento de datos aeromagnéticos tiende a aislar el componente de campo magnético residual de la corteza ligado a la magnetización de la roca. El modelado de datos aeromagnéticos tiene como objetivo conocer la profundidad de la fuente magnética así como la variación lateral de susceptibilidad magnética.

#### *3.2.2.4 Reducción al Polo*

Las anomalías de gravedad positiva tienden a estar localizadas sobre sus respectivas fuentes, porque sólo depende de la masa de la entidad geológica, mientras que las anomalías magnéticas pueden ser a veces desplazadas desde su posición real, distorsionada de su forma real e incluso desfasada (Blakely, 1996).

La morfología de una anomalía magnética depende de varios factores, como la geometría de la fuente, la dirección del campo magnético de la Tierra y la dirección y magnitud de la magnetización remanente. La dependencia de la latitud en la que se realiza el estudio es el factor más importante que controla las características principales de la anomalía magnética: en latitudes cercanas al Ecuador el desplazamiento y la distorsión de las anomalías magnéticas son mucho más severos. En los Polos, este efecto es casi insignificante porque las líneas de campo magnético originadas en estos sitios están casi verticales.

Estos cambios se deben a la inclinación del campo inducido (Figura 3.14a). Baranov y Naudy (1964) sugieren un método de transformación de las anomalías observadas en cualquier punto de la tierra, que se denomina “reducción magnética al polo” (RP); que transforma la anomalía como si el campo magnético inducido fuese vertical. La reducción al polo desplaza la ubicación de las anomalías y su forma, lo que resulta en una anomalía simétrica monopolar que cubre su respectiva fuente geológica (Figura 3.14b). La reducción al polo se formula como:

$$L(\theta) = \frac{1}{(\sin(Ia) + i\cos(I)\cdot\cos(D-\theta))2} \quad [3.19]$$

$$L(\theta) = \frac{\left(sin\,(I) - i*cos(I)*cos\,(D-\theta)\right)^2}{(sin^2 Ia + cos^2\,Ia*cos^2(D-\theta))*(sin^2 I + cos^2\,I*cos^2(D-\theta))} \quad [3.20]$$

Siendo “I” la inclinación geomagnética, “Ia” la inclinación por magnitud de corrección ( si Ia<I, Ia = I) y D es la declinación geomagnética.

La aplicación de la reducción al polo asume varias suposiciones que deben conocerse: 1) la magnetización es uniforme en toda la zona, lo que sólo es apropiada en estudios de una determinada escala (Blakely, 1996), (2) toda la magnetización es paralela al campo geomagnético y, en consecuencia, (3) la magnetización remanente es nula o

insignificante. En situaciones en las que estos supuestos no están claros, la reducción del polo magnético debe ser usada con cuidado.

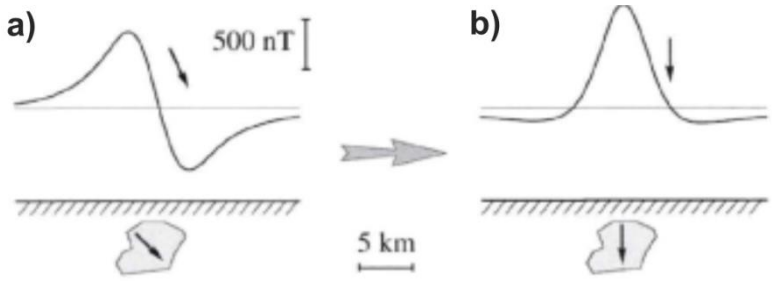



*Figura 3.14 Anomalía Magnética a) antes y b) después de reducirse al polo (tomada de Blakely, 1996).*

Arkani-Hamed (1988) propone la reducción al polo diferencial que asume que el valor del campo magnético en el centro de la malla puede ser equivalente al promedio de los valores puntuales del campo en distintos puntos de la malla.

### 3.2.3 Transformación y filtrados de datos de campos potenciales

El uso de gradientes y filtros son un instrumento común para mejorar los datos, así como para ayudar a la interpretación de los datos geofísicos. Los filtros resuelven las variaciones en la respuesta geofísica con la distancia, con el tiempo o con la frecuencia. Son valiosos para enfatizar determinadas componentes o para localizar cambios sutiles en el campo potencial.

El aislamiento de las anomalías causadas por variaciones locales de densidad o variaciones de magnetización de significado geológico de todos los demás campos implica una serie de correcciones de los datos gravimétricos y magnéticos observados. Una anomalía gravitatoria se define como la diferencia entre la gravedad medida y la gravedad teórica basada en un modelo terrestre definido. Lo mismo puede aplicarse a las anomalías magnéticas. El modelo magnético de la Tierra es el IGRF y es variable en el tiempo. Todas las mediciones son muy sensibles a los cambios de elevación y decaen con la ley potencial.

Además de aplicar las correcciones descritas anteriormente, el realzamiento de los datos y el filtrado pueden ayudar a aislar mejor las anomalías generadas en un nivel específico o por objetivos concretos.

El realzamiento de los datos se obtiene aplicando operadores matemáticos a las señales observadas. En muchos casos, el uso de diferentes clases de derivadas puede ayudar a resaltar rasgos estructurales, mientras que el filtrado se recomienda para disminuir el ruido en los datos y aislar elementos de determinadas longitudes de onda.

#### *3.2.3.1 Derivadas horizontal y vertical*

Los gradientes o derivadas de los campos magnéticos y gravitatorios son más sensibles que el campo propiamente medido. Los gradientes verticales y horizontales son muy sensibles a los bordes de los cuerpos y por ello son "detectores de bordes". Estos gradientes enfatizan los cambios en el parámetro medido, pero sólo en la dirección en la que se calculan, por lo que los cambios en la geología orientados perpendicularmente a la dirección del gradiente producen la respuesta de gradiente más fuerte.

Los filtros de derivadas pueden ser representados en los dominios espaciales y de frecuencia. Un filtro de derivada en el dominio espacial 2D se ilustra en la (Figura 3.15a); donde la derivada de una malla de datos de P se aproxima como el gradiente en el lugar (xn, yn).

La expresión (3.21) corresponde a la primera derivada horizontal, mientras que la expresión (3.22) corresponde a la primera derivada vertical: donde $\omega$ es el número de onda angular en radianes/unidad de distancia y n el orden de diferenciación, que dicta la componente de número de onda a realzar: cuanto mayor sea n, mayores serán las componentes de mayor número de onda del espectro a realzar (Geosoft, 2013). Tras el cálculo de las derivadas en el dominio del número de onda es necesario volver al dominio espacial aplicando la transformada inversa.

$(\omega) = (\omega i)$ [3.21]

$(\omega) = \omega^n$ [3.22]

Los gradientes orientados -x y -y pueden combinarse (Figura 3.15b) como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas para formar la derivada total horizontal (DTH) (Blakely, 1996), y puede obtenerse mediante la ecuación:

$$h(x,y) = \left[\left(\frac{\partial gz(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial gz(x,y)}{\partial y}\right)^2\right] \quad [3.23]$$

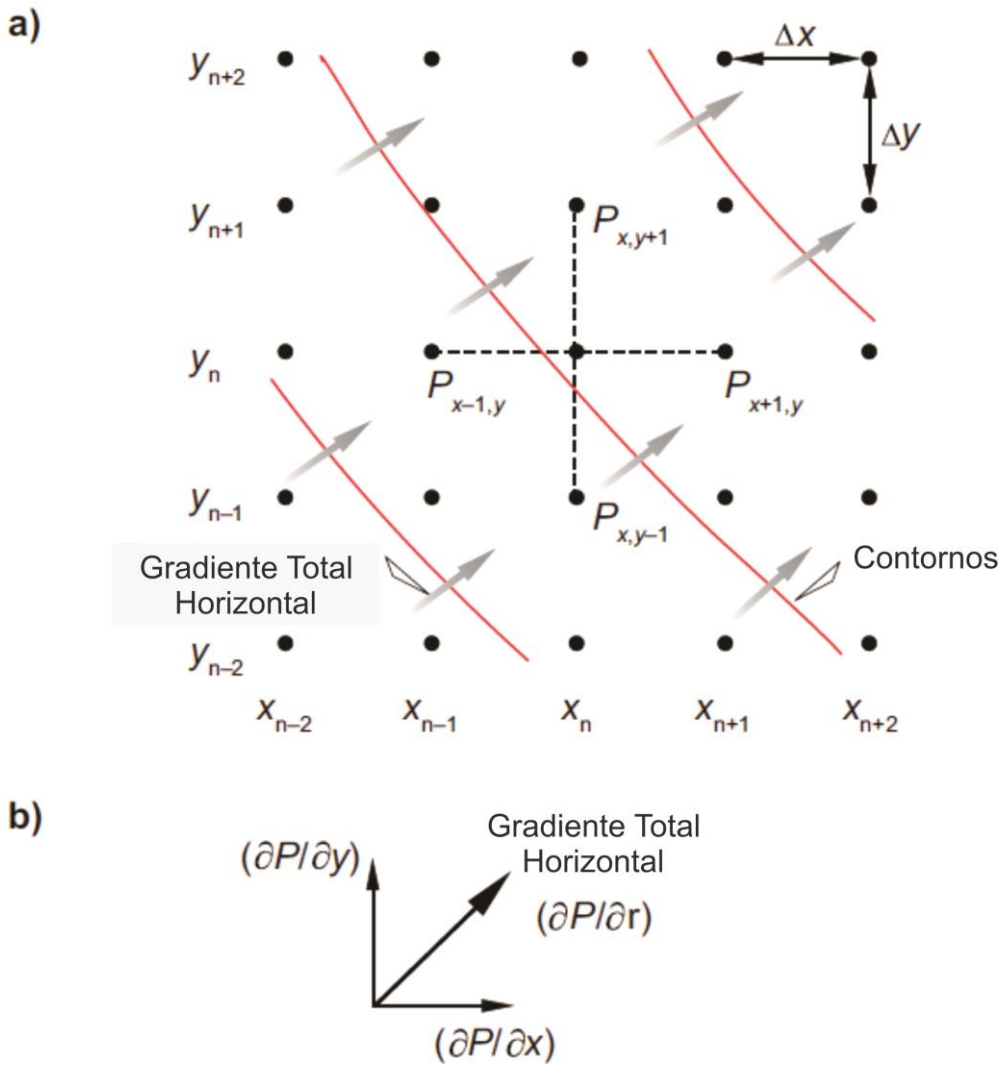



*Figura 3.15 Cálculo de gradientes horizontales. (a) Cálculo de gradientes horizontales (derivadas) de la cuadrícula de datos, basados en las diferencias entre los nodos adyacentes de la cuadrícula (ver texto para más detalle). (b) El gradiente total horizontal es la suma vectorial de los gradientes horizontales en las direcciones X e Y; y es en todas partes perpendicular a los contornos de los datos. (Modificado de Dentith y Mudge, 2014).*

La DTH representa el gradiente máximo en las proximidades del punto de observación y, por lo tanto, es perpendicular a los contornos del parámetro medido, y llega a los picos de los contactos laterales (Figura 3.16), o forma una cresta si la fuente es estrecha. Esta mejora crea una banda a lo largo de los límites laterales del cuerpo, delineando el contraste de densidad lateral (Dentith y Mudge, 2014).

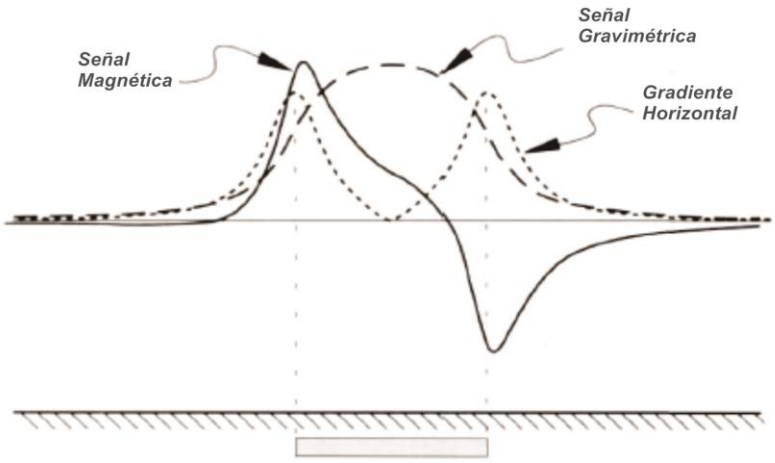



*Figura 3.16 Comparación del efecto del gradiente horizontal frente a la señal gravimétrica y magnética producida por un cuerpo tabular. (Modificado de Blakely, 1996).*

El gradiente vertical (dZ) (Figura 3.17) es simplemente el resultado del cálculo de la primera derivada de la anomalía en la dirección vertical y realza la posición de las zonas de mínima o máxima anomalía generadas por los cuerpos con propiedades de contraste (Blakely, 1996).

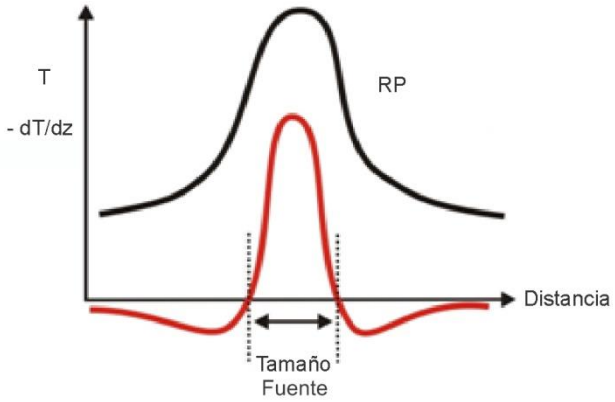



*Figura 3.17 La primera derivada vertical (curva roja) hace que las anomalías tengan una anchura menor y se ajusten más al cuerpo que las causa. El efecto de los gradientes regionales de gran longitud de onda se minimiza, por lo que las derivadas verticales oscilan en torno a cero (modificada de Fairhead, 2015)*

### *3.2.3.2 Prolongaciones analíticas*

Dado que las observaciones gravimétricas y magnéticas satisfacen la ecuación de Laplace, pueden desarrollarse filtros de continuación hacia arriba y hacia abajo para estimar las variaciones de los datos en la dirección vertical z por encima y por debajo de la malla de datos, respectivamente.

Claramente, los filtros de continuación hacia arriba suavizan los datos y enfatizan sus rasgos regionales de forma muy similar a los filtros de paso bajo. Las continuaciones hacia abajo, por otro lado, tienden a realzar rasgos de mayor frecuencia en los datos como los filtros de paso alto (Hinze *et al*., 2013).

hacia arriba $L(\omega) = e^{-h\omega}$ [3.24]

hacia abajo $L(\omega) = e^{h\omega}$ [3.25]

Donde h es la distancia en unidades de tierra, para continuar hacia abajo en relación con el plano de observación y r el número de onda (radianes/unidad de distancia)

De estas dos prolongaciones la más utilizada es la prolongación analítica hacia arriba (Blakely, 1996). Consiste en una transformación en el dominio de frecuencias que permite obtener una nueva malla, a partir de otra previa, con un efecto similar al que se produciría si las medidas se hubieran tomado desde una distancia alejada sobre las fuentes de la anomalía. Al ser un filtro de paso suave y de bajo número de ondas que enfatiza las anomalías de las fuentes más amplias y profundas a expensas de las anomalías de fuente superficial y el ruido en el campo de la anomalía (Hinze *et al*., 2013). Por lo tanto, Las anomalías observadas en la prolongación analítica hacia arriba suelen corresponderse con elementos de la base de la corteza y/o el manto superior el límite entre la corteza y el manto.

Físicamente la aplicación del filtro nos permite calcular el campo gravitacional a diferentes alturas a partir de una superficie de referencia, esto es posible por la tercera

identidad de Green con la cual un potencial puede ser calculado en cualquier punto dentro de una región a partir del comportamiento del campo sobre la superficie que encierra la región (Blakely, 1996).

La representación en un sistema de coordenadas cartesiano sería la representada en la Figura 3.18. Es la transformación de la anomalía de la gravedad calculada en un punto, Q(x0, y0, z0=0), en el nivel medio del mar a un punto P(x0, y0, z0=-h), en alguna superficie plana más alta continuada hacia arriba a, z=-h<0

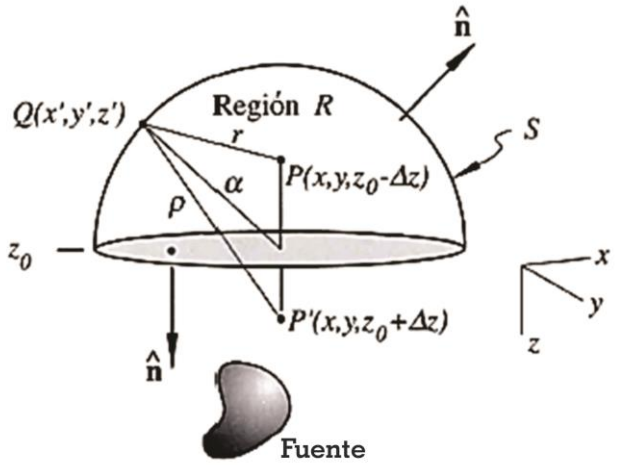



*Figura 3.18 Sistema para el cálculo del filtro prolongación analítica hacia arriba. (Modificado de Blakely, 1996).*

### *3.2.3.3 Señal analítica*

La señal analítica también se conoce como el método del gradiente total, ya que implica el cálculo de las derivadas horizontales y verticales de los datos de campos potenciales. La amplitud de la señal analítica se define como:

$$SA = \sqrt{(\partial F/\partial x)2 + (\partial F/\partial y)2 + (\partial F/\partial z)2} \quad [3.26]$$

Donde F es la gravedad o el campo magnético y $\partial x$, $\partial y$ y $\partial z$ son las derivadas ortogonales espaciales del campo respectivo.

Las ventajas de utilizar la señal analítica en los datos magnéticos están relacionadas con el hecho de que su magnitud es independiente de la magnetización inducida y remanente. Por lo tanto, puede aplicarse directamente al campo magnético total sin realizar la reducción del polo magnético.

Este método generalmente produce mapas de anomalías gravitacionales y magnéticas que son muy útiles para localizar los bordes y límites de los cuerpos fuente. Los valores máximos de la señal analítica se producen sobre fallas y contactos, coincidiendo con los principales contrastes de las señales magnéticas y de gravedad.

#### *3.2.3.4 Ángulo Tilt*

El ángulo Tilt (TDR, de sus siglas en inglés) es otro método para identificar la forma y los límites de las fuentes de las anomalías (Miller y Singh, 1994; Verduzco *et al*., 2004). Sin embargo, el ángulo Tilt es un método ventajoso, especialmente cuando se trata de datos magnéticos. Los cuerpos magnéticos débiles y fuertes son tratados de igual manera porque la dependencia de la magnetización del TDR es la misma tanto en las derivadas horizontales como en las verticales (Blakely *et al*., 2016). Aunque depende fuertemente de la inclinación del campo magnético (Shahverdi *et al*., 2017). Otras ventajas incluyen la capacidad de normalizar un mapa de campo potencial, discriminando entre ruido y señal (Verduzco *et al*., 2004). El ángulo Tilt se formula como la relación entre la primera derivada vertical y horizontal totales (dirección x e y) de la intensidad del campo (Miller y Singh, 1994; Verduzco et al., 2004):

$TDR$ = tan-1 ($VDR/THDR$) [3.28]

Donde VDR y THDR son las primeras derivadas verticales y horizontales totales del campo potencial F, respectivamente (Miller y Singh, 1994; Verduzco et al., 2004):

$VDR = dF/dz$ [3.29]

$THDR$ = √($dTDR/dx$)2+ ($dTDR/dy$)2 [3.30]

El ángulo Tilt calculado está dentro del rango de -90º a +90º de la horizontal, independientemente de la amplitud o longitud de onda del campo magnético (Miller y Singh, 1994; Verduzco *et al*., 2004). En cuanto a los datos magnéticos, el cálculo del ángulo Tilt debe aplicarse a una cuadrícula reducida al polo, para obtener una mejor estimación de la ubicación de las fuentes magnéticas (Miller y Singh, 1994; Verduzco *et al*., 2004).

El ángulo Tilt es útil en la interpretación de estructuras del basamento superficiales y de minerales objetivos de exploración (Miller y Singh, 1994; Verduzco *et al*., 2004). En los mapas TDR los máximos de la inclinación la derivada deben ser muy próximos al máximo de la derivada vertical y el contorno cero es aproximado a la derivada total horizontal.

#### *3.2.3.5 Pseudogravedad*

Las anomalías magnéticas son difíciles de analizar e interpretar porque no siempre se localizan en la dirección vertical de los cuerpos que las generan. Dependiendo de los parámetros del campo geomagnético, la forma de las anomalías no puede relacionarse únicamente con una fuente determinada. La complejidad del campo magnético y de su relación con las litologías a menudo complica la interpretación.

La amplitud de las anomalías está dominada por los cuerpos magnéticos presentes en las estructuras geológicas más superficiales. La transformación de pseudo-gravedad tiene algunas características especiales que reducen el dominio de las fuentes magnéticas poco profundas y aumenta la amplitud de las anomalías magnéticas de rocas fuente magnéticas más profundas.

A partir del teorema de Poisson, Baranov (1957) describe una aplicación de la relación donde la anomalía del campo magnético es transformada a una pseudo-gravedad, donde la distribución de la magnetización se convierte en una distribución de la densidad. Su efecto es transformar anomalías magnéticas dipolares en anomalías monopolares como lo son las anomalías gravimétricas (Figura 3.19)

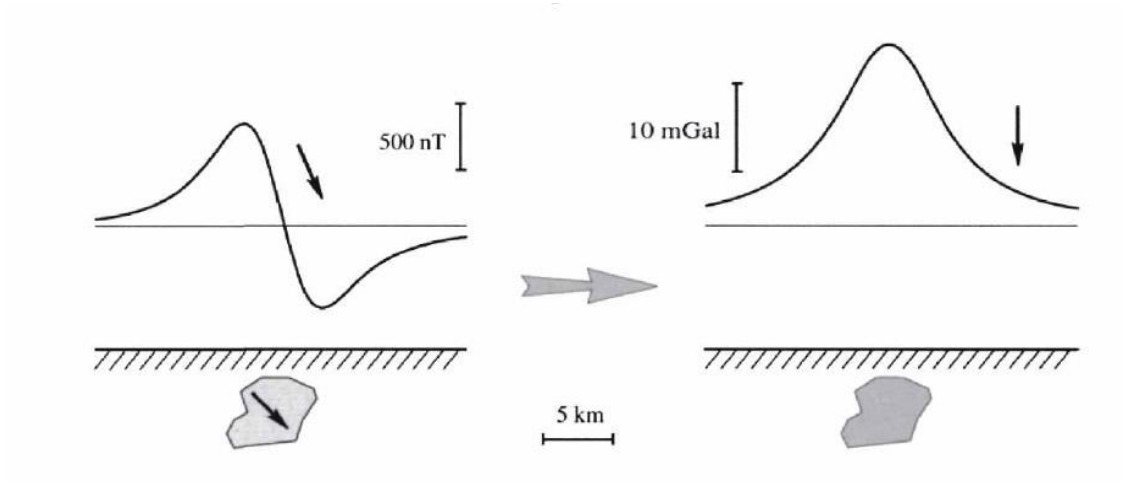



*Figura 3.19 Anomalía magnética con su respectiva transformada de pseudogravedad a la derecha*

Este filtro tiene la siguiente forma:

$$(\boldsymbol{\theta}) = \frac{(G * d)/J}{[\sin(\mathrm{Ia}) + i\cos(\mathrm{I}) * \cos(\mathrm{D}-\theta)]^2 * \mathrm{r}} \qquad \text{Si } |I_a| < |I|,\ I_a = I \quad [3.31]$$

Donde: $Ia$, Inclinación por corrección de amplitud; con un default de +/-20°. I, Inclinación geomagnética. $D$, Declinación geomagnética $\theta = tan^{-1}(\mathrm{kx}/\mathrm{ky})$, ángulo del número de onda, $r$= Numero de onda (radianes/metros), $\mathrm{r} = 2\pi\kappa$, cuando k está en ciclos/metros, $d$ = contraste de densidad en (gr/cm$^3$), $G$ = Constante gravitacional, $J$ = Magnetización en Gauss.

Los datos de pseudogravedad mostrados en la Figura 3.20d, obtenidos a partir de los datos de campo magnético total, exhiben las respuestas monopolares más suaves y de mayor longitud de onda características de las anomalías de gravedad situadas directamente sobre la fuente magnética. En este sentido es similar (pero no idéntica) a la respuesta RP. El gradiente horizontal total de la pseudogravedad puede utilizarse para localizar contactos del mismo modo que el gradiente de la gravedad normal. El ejemplo mostrado en la Figura 3.20e confirma la formación de picos sobre los contactos (Dentith y Mudge, 2014).

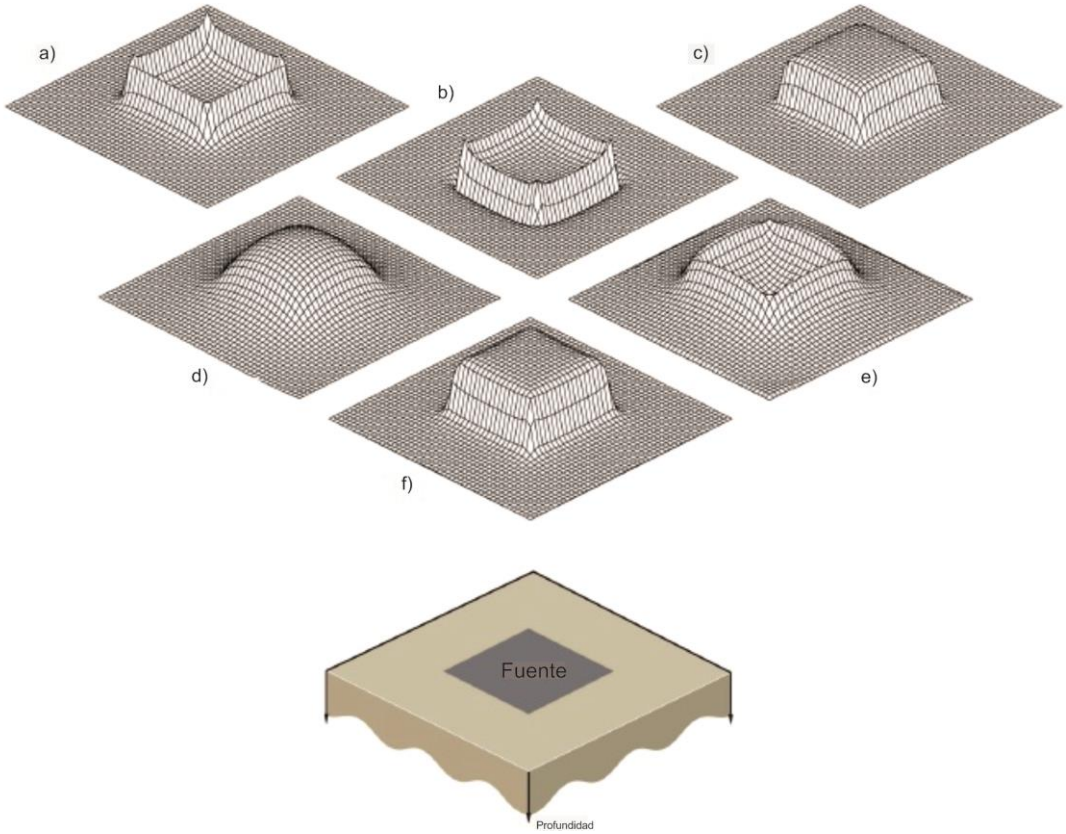



*Figura 3.20 (a) La señal analítica 3D es la misma para todas las direcciones de magnetización, nótese que las crestas coinciden con los bordes del prisma fuente, revelando su forma geométrica. (b) Reducción al polo del TMI. (c) Primera derivada vertical de los datos reducidos al polo en (b). (d) Respuesta de la pseudogravedad. (e) Gradiente total horizontal de la pseudogravedad en (d), indicando de nuevo la forma de la fuente. (f) Ángulo Tilt de los datos reducidos al polo en (b). Nótese la respuesta positiva de la fuente. (Modificado de Dentith y Mudge, 2014).*

Las comparaciones entre la pseudogravedad calculada y los datos de gravedad reales pueden proporcionar información sobre la magnitud y la distribución de la densidad en las fuentes magnéticas y la forma y el tamaño de las respectivas porciones de la fuente que causan las respuestas gravitatorias y magnéticas. Cabe subrayar que la pseudogravedad no es la respuesta gravitatoria real y está relacionada únicamente con las rocas magnéticas de la zona de estudio; no es la respuesta gravitatoria total de toda la geología (magnética más no magnética) (Dentith y Mudge, 2014).

#### *3.2.3.6 Susceptibilidad magnética aparente*

Este filtro es en la práctica una operación compuesta que realiza 4 procesos consecutivos: 1- Reducción al polo; 2- Continuación hacia abajo hasta la profundidad de

la fuente; 3- Corrección para el efecto geométrico de un prisma vertical infinito, y 4- Separación por el campo magnético total, para producir susceptibilidad.

La cartografía de la susceptibilidad aparente asume un modelo geométrico simple. Se supone que la respuesta es causada por una colección de prismas verticales de extremo cuadrado y de extensión vertical infinita, cuyas dimensiones horizontales son iguales al tamaño de celda de la cuadrícula de entrada. Se trata de una aproximación idealizada, de ahí el calificativo de aparente.

El cálculo de la susceptibilidad magnética aparente de las fuentes magnéticas asume los siguientes supuestos:

- Al campo magnético se le ha quitado el IGRF.
- No hay magnetización remanente.
- Toda la respuesta magnética es causada por una colección de prismas verticales de extensión vertical infinita.
- El resultado es en unidad de S.I.

La validez de los resultados depende, naturalmente, de cómo el campo observado cumpla con estas hipótesis.

El filtro se aplica desde el módulo Apparent Susceptibility Calculation del software Oasis Montaj, que utiliza la siguiente ecuación:

$$L(k,\theta) = \frac{1}{2\pi F * H(\omega) * r(\theta) * K(k)} \quad [3.32]$$

$$H(\omega) = e^{-h\omega} \quad [3.33]$$

$$r(\theta) = (\sin I_a + i \cos I * \cos(D-\theta))^2 \quad [3.34]$$

$$K(\omega) = \left(\frac{\sin(a\omega)}{a\omega}\right) \quad [3.35]$$

Donde: H(w) es la continuación hacia abajo de h; r($\theta$) Reducción al Polo; K(w) factor geométrico de un prisma vertical, a la mitad del tamaño de celda; w número de onda (radianes/unidad de distancia); $\theta$ ángulo del número de onda; h es la profundidad en unidades de distancia, en relación con el nivel de observación; $I_a$ la inclinación de la amplitud de reducción al polo; I Inclinación geomagnética; D Declinación geomagnética; y F Fuerza del campo geomagnético total en nT.

## 3.3 Flujo de Trabajo

### 3.3.1 Procesado de datos gravimétricos y elaboración de mapas

**A) Procesado de datos gravimétricos**

La reducción de la gravedad se ha ejecutado con la fórmula de la Gravedad del Elipsoide WGS84. Para obtener mayor precisión en la malla de anomalía de Bouguer, se ha realizado una corrección topográfica y de fondo marino. Para la aplicación de esta corrección, inicialmente se utilizó la aplicación informática Lanzada-F (Carbó *et al*., 2003), basado en la discretización de prismas rectos (Nagy, 1966). Posteriormente, y a efectos de homogeneizar datos antiguos y posteriores, se ha usado la aplicación informática Oasis Montaj (Geosoft), que usa una combinación de los métodos descritos por Kane (1962) y Nagy (1966). Para ello, se remuestrean los datos de los MDE (Modelo Digital de Elevaciones) a una malla centrada en cada punto de medida. La corrección se calcula mediante la suma de la contribución gravimétrica de tres zonas para cada punto (próxima, intermedia y lejana), tal y como se muestra en la Figura 3.21. En la zona próxima (desde cada estación hasta 1 celda de distancia), el algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares, que describen una superficie entre el punto de medida y la elevación de cada esquina diagonal; en la zona intermedia (1 a 8 celdas de distancia), el efecto gravimétrico del terreno es calculado como la suma de los efectos de cada prisma cuadrado obtenido a partir de la malla, siguiendo el método de Nagy (1966); en la zona lejana (mayor de 8 celdas), se calcula la corrección a partir de la aproximación de segmento anular de toque a un prisma cuadrado, siguiendo el método descrito por Kane (1962).

En el caso de los datos gravimétricos empleados en esta investigación, la corrección topográfica o de fondo oceánico se ha calculado utilizando mallas batimétricas con 1000 m de ancho de celda, y la distancia regional hasta donde se han corregido los datos ha sido de 5000 m, con una densidad de 2.2 g/cm$^3$. Este valor se seleccionó después de comprobar diferentes valores de densidad a lo largo de distintos perfiles que atraviesan

accidentes batimétricos de densidad homogénea con el resto del sustrato marino. Sobre esos perfiles se calcula la corrección con diferentes valores de densidad y se escoge como densidad de reducción más adecuada la curva menos afectada por el relieve. Este análisis es similar al propuesto por Nettleton en 1971, para los valores de corrección topográfica en tierra. El método asume que la forma de la curva gravimétrica no debe correlacionarse con la topografía, ni positiva ni negativamente

Toda la información gravimétrica, incluyendo todas las correcciones aplicadas, quedan incorporadas a una base de datos georreferenciada. La cuadrícula completa final de la anomalía de Bouguer se calculó con el método de mínima curvatura (Smith y Wessel, 1990) utilizando el software GMT (Wessel y Luis, 2017), con un parámetro de tensión de 0,25 y una cuadrícula regular de intervalo de 2 minutos.

Al disponer de bases de datos con la batimetría y gravimetría procesadas de diferentes fuentes, se decidió repetir parcialmente este procesamiento para lograr una mayor compatibilidad y correlación entre los datos, de tal forma que puedan compararse y/o utilizarse conjuntamente. El punto de partida de este reprocesado han sido los datos de Batimetría, anomalía de Bouguer y/o anomalía de Aire Libre de cada base de datos, a los cuales se han aplicado parte de las correcciones descritas en el apartado de metodología. El reprocesado se ha realizado siguiendo los siguientes pasos comunes (Figura 3.22), con todas las bases de datos:

a) Cálculo de la anomalía de Bouguer, que se obtuvo restando el contraste gravitatorio producido por el sedimento de agua de la cuadrícula de la anomalía de aire libre, utilizando densidades de 1.03 g/cm$^3$ para la capa de agua y 2.67 g/ cm$^3$ como valor medio para la lámina de Bouguer.

b) Cálculo y aplicación de la Corrección de Fondo para obtener la anomalía de Bouguer Completa. Esta corrección lleva implícitos los siguientes pasos:

- Generación de 2 mallas de modelos digitales de elevaciones, una local y otra regional.

- Cálculo de una malla de corrección, utilizando las mallas de los modelos digitales de elevaciones local y regional.
- Cálculo de la corrección de fondo con la malla de corrección. Los resultados obtenidos quedan automáticamente integrados en la base de datos georreferenciada.
- Por último, se corrigen los datos de anomalía de Bouguer, a través de la suma de los valores de corrección de fondo y los de la anomalía gravimétrica, en la base de datos.

c) Generación de una malla de anomalía de Bouguer Completa por el método de mínima curvatura, con el radio de interpolación más adecuado según el espaciado entre las líneas, que forman cada base de datos. En Oasis Montaj, esta malla se ha generado mediante el método de interpolación de datos de mínima curvatura, similar a los descritos por Swain y Briggs en 1976 y 1974, respectivamente, con un radio de interpolación de 2 km.

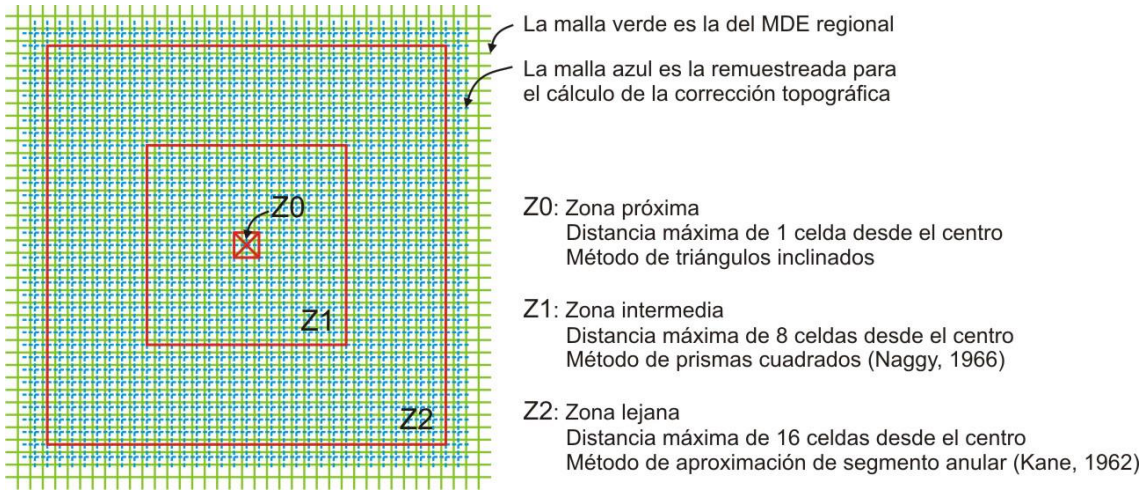



*Figura 3.21 Esquema de las mallas regulares de elevaciones (MDE) y distancias para la aplicación de los diferentes métodos de cálculo de la corrección topográfica de los datos gravimétricos. (Tomado de Druet, 2016)*

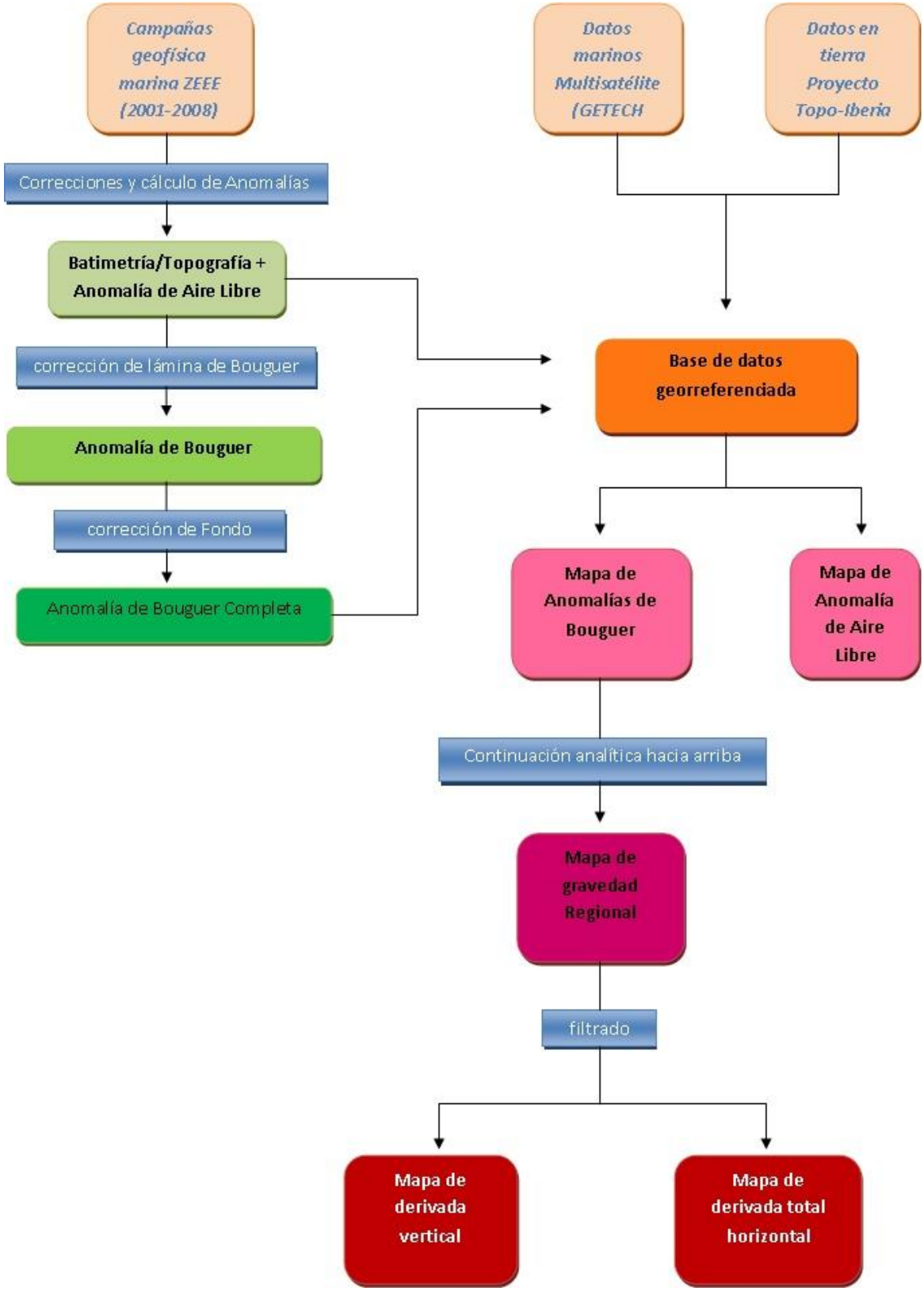



*Figura 3.22 Diagrama de flujo del reprocesado realizado, previo a la interpretación de los mapas y modelos gravimétricos.*

**B) Elaboración de mapas de anomalías gravimétricas y derivadas**

Los mapas gravimétricos se han proyectado en coordenadas UTM de la zona 29 N, usando el Datum ED50.

a) Mapa de anomalía de Bouguer Completa: la malla del mapa de anomalía de Bouguer Completa se calculó con el método de mínima curvatura (Smith y Wessel, 1990) utilizando el software GMT (Wessel y Luis, 2017), con un parámetro de tensión de 0,25 y una cuadrícula regular de intervalo de 2 minutos (Figura 3.23A).

b) Mapa Regional: posteriormente, se ha filtrado la malla de anomalía de Bouguer Completa resultante, para obtener una malla de anomalía a una distancia de 20 km, mediante una prolongación analítica hacia arriba (Blakely, 1996). El resultado de aplicar esta transformación es una malla regional en la que se pueden observar fundamentalmente las anomalías con longitud de onda superior a la de la distancia a la que se ha hecho la transformación, en este caso de 20 km, y que suelen corresponderse con elementos de la base de la corteza y/o el manto superior.

c) Mapas de derivada vertical y derivada total horizontal: a partir de los mapas de anomalía de Bouguer, filtrados mediante prolongación analítica hacia arriba a 20 km, las firmas gravimétricas fueron analizadas de manera cualitativa, mediante el filtrado de los datos, buscando establecer correlaciones con las interpretaciones geológicas existentes. Los filtros utilizados para representar los límites de los dominios geológicos investigados fueron: la derivada vertical y el gradiente horizontal total (Figura 3.23B y C, respectivamente).

### 3.3.2 Modelado gravimétrico en 2½D

La modelización gravimétrica consiste en el diseño de un modelo de distribución de densidades hipotético y el cálculo de su respuesta gravimétrica. La modelización comienza con la elaboración de un modelo inicial basado en la información geológica y sísmica previa disponible, asignando densidades a cada unidad geológica.

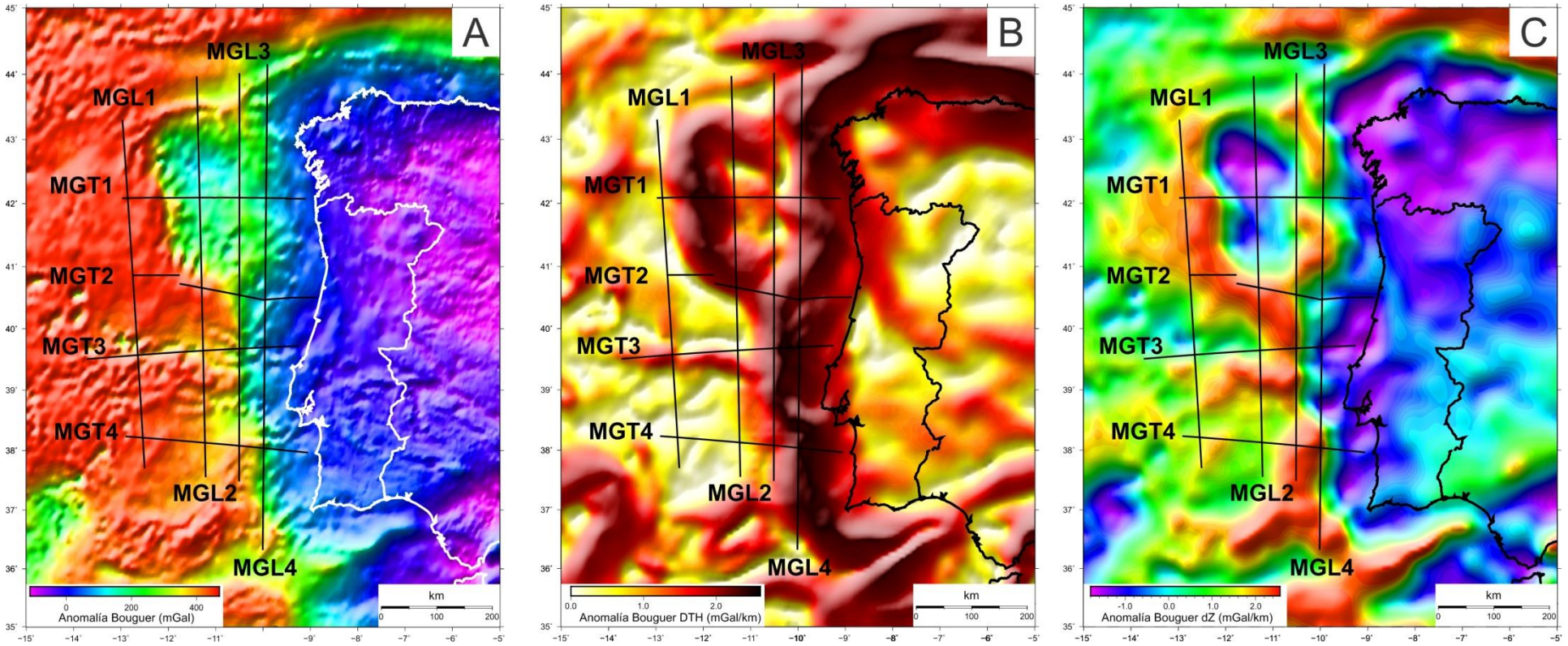



*Figura 3.23 Mapas de: A) Anomalía gravimétrica de Bouguer. B) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer. C) Derivada vertical de la anomalía de Bouguer. En trazos negros continuos se representa la localización de los modelos gravimétricos 2½D construidos durante este estudio (ver apartado 4.1).*

Se calcula la respuesta gravimétrica producida por el modelo de densidades y se compara con los valores de anomalía gravimétrica observados. Posteriormente se van ajustando los parámetros del modelo hasta que los datos calculados y observados son aceptablemente similares (Blakely, 1996) y el modelo resultante sea realista. De este modo, la modelización geoestructural necesita de constricciones a partir de información geológica y/o geofísica disponible, para los resultados del modelo sean realistas, ya que varios modelos pueden producir la misma respuesta gravimétrica (principio de ambigüedad).

Los perfiles de anomalía gravimétrica están constituidos por estaciones, que representan las ubicaciones de las mediciones gravitacionales donde se calculará la respuesta gravitacional del modelo. Los modelos gravitacionales están compuestos por bloques con diferentes densidades, definidos por superficies. Cada bloque tiene una densidad constante, así como una extensión transversal (eje Y).

En la modelización 2D (Figura 3.24A) los cuerpos pueden visualizarse como prismas que se asumen infinitamente extensos en la dirección transversal (eje Y) a la de la sección modelizada (eje X). En esta sección las superficies que limitan los cuerpos pueden modificarse en sus dimensiones X y Z. La modelización en 2½D permite acotar estos prismas en la dirección transversal al modelo (ejes +Y y -Y) e incluso de manera asimétrica con respecto al eje X, para que se puedan ajustar mejor a un marco realista (Figura 3.24B). Por convención, el eje Z es positivo hacia abajo, representando la profundidad.

La modelización en 2½D se ha realizado con el software comercial de GMSYS integrado con Geosoft Oasis Montaj. Los cálculos de la respuesta del modelo gravitacional se basan en los métodos y algoritmos iterativos estándar (Talwani y Heirtzler, 1964; Talwani *et al*., 1959; Won y Bevis, 1987).

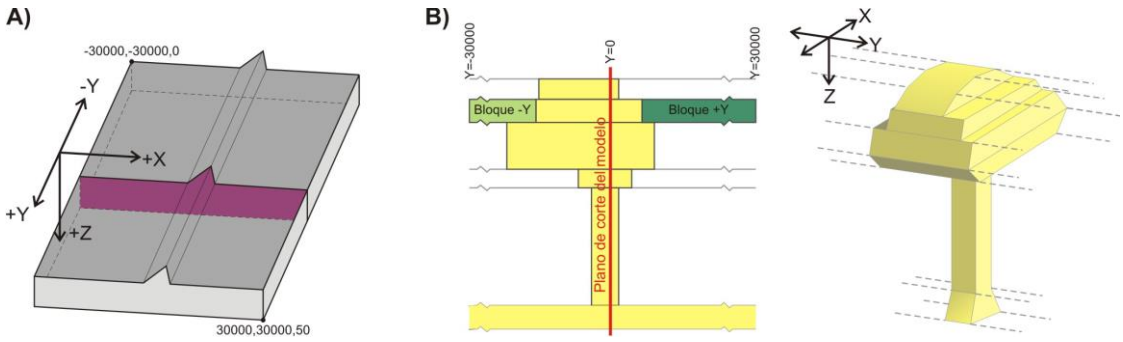



*Figura 3.24 A) Bases de la modelización 2D. En morado está representada la geometría de un cuerpo en la dirección del modelo y en gris, su volumen total. B) Modelo 2½D de un objeto asimétrico en las direcciones de X y Z (Modificado de GMSYS User Guide v4.10, 2009).*

Los modelos en GM-SYS permiten la adición de datos externos que pueden servir de ayuda a la construcción del mismo. En el caso del presente estudio, los perfiles sísmicos o interpretaciones anteriores de los transectos utilizados para constreñir los modelos, se han importado como una imagen de fondo para limitar la estructura del modelo.

Con el fin de construir transectos regionales representativos para la modelización de la gravedad a escala cortical, se recopilaron los perfiles de reflexión sísmica multicanal y los sondeos sísmicos profundos disponibles (Figura 3.25) dentro de la zona de estudio. En este trabajo se han realizado cuatro modelos de densidad 2½D transversales (E-0) y cuatro longitudinales (N-S) a lo largo del Margen Occidental de la Península Ibérica, con el fin de analizar su estructura tridimensional (Figura 3.25). La ubicación de los modelos de gravedad está condicionada por los perfiles sísmicos existentes y la localización de los sondeos IODP para constreñirlos. Su localización también se intenta que sea perpendicular a los cambios de las anomalías gravimétricas analizadas. Para la realización de estos, se extrajeron sendos perfiles de las mallas interpoladas de anomalía de Bouguer y Batimetría. La extensión transversal de los bloques modelizados se ha hecho considerando la extensión lateral de las anomalías de Bouguer, y los mapas DTH y dZ, y oscila entre 20 km y más de 100 km.

La mayoría de los modelos gravimétricos construidos durante este estudio se apoyan en perfiles sísmicos de reflexión multicanal (MCS) y también en perfiles sísmicos de

reflexión profunda y refracción realizados anteriormente por otros autores que han sido citados en el apartado 3.1.4. Los perfiles sísmicos de refracción se han usado para constreñir la estructura de densidad de la corteza y diferenciar la corteza superior e inferior (en función de las velocidades sísmicas); y para definir la profundidad del Moho. Para establecer la profundidad del Moho donde no se dispone de información sísmica de refracción, se ha utilizado como punto de partida para la modelización el modelo de profundidad del Moho publicado por Díaz *et al*. (2016), y el derivado de los datos del satélite GOCE (Proyecto GEMMA; Reguzzoni y Sampietro, 2015). Cabe señalar que el modelo GEMMA es un modelo mundial de baja resolución que muestra errores de correlación en los márgenes continentales. Estos errores se deben a una descripción simplista de los fondos marinos oceánicos utilizados para el modelo y, localmente, a la falta de observaciones sísmicas (Sampietro *et al*., 2013). Este procedimiento ha permitido modelar estructuras de primer orden que implican un importante contraste de densidad lateral, como las de la transición continente-océano y la geometría Moho. La modelización de las características tectónicas de primer orden a lo largo de todo el Margen Occidental Ibérico permite la comprensión de la estructura de los márgenes a gran escala.

Debido a la escala regional de este trabajo, se han distinguido 15 unidades de densidad diferentes. Las unidades sedimentarias establecidas a partir de datos sísmicos de alta resolución (Tabla 3.4) han sido reordenadas y reclasificadas. Sus densidades se han calculado a partir de velocidades sísmicas de gran ángulo (González *et al*., 1999; Banda *et al*., 1995; Sibuet *et al*., 1995; Krawczyk *et al*., 1996; Whitmarsh *et al*., 1996; Dean *et al*., 2000; Pérez-Gussinyé *et al*., 2003; Zelt *et al*., 2003; Henning *et al*., 2004; Afilhado *et al*., 2008; Jiménez-Munt *et al*., 2010 y Sutra *et al*., 2013) basados en Barton, 1986; Brocher, 2005; Christensen y Mooney, 1995; Ludwig *et al*., 1970

Los modelos gravimétricos han sido ajustados de forma escalonada (Figura 3.26). El proceso ha comenzado fijando la interpretación de la parte poco profunda de la estructura, basándonos en datos de pozos y MCS. La estructura de la corteza y la

geometría Moho se han basado inicialmente en secciones sísmicas de reflexión y refracción profundas y en el modelo regional GEMMA (Reguzzoni y Sampietro, 2015).

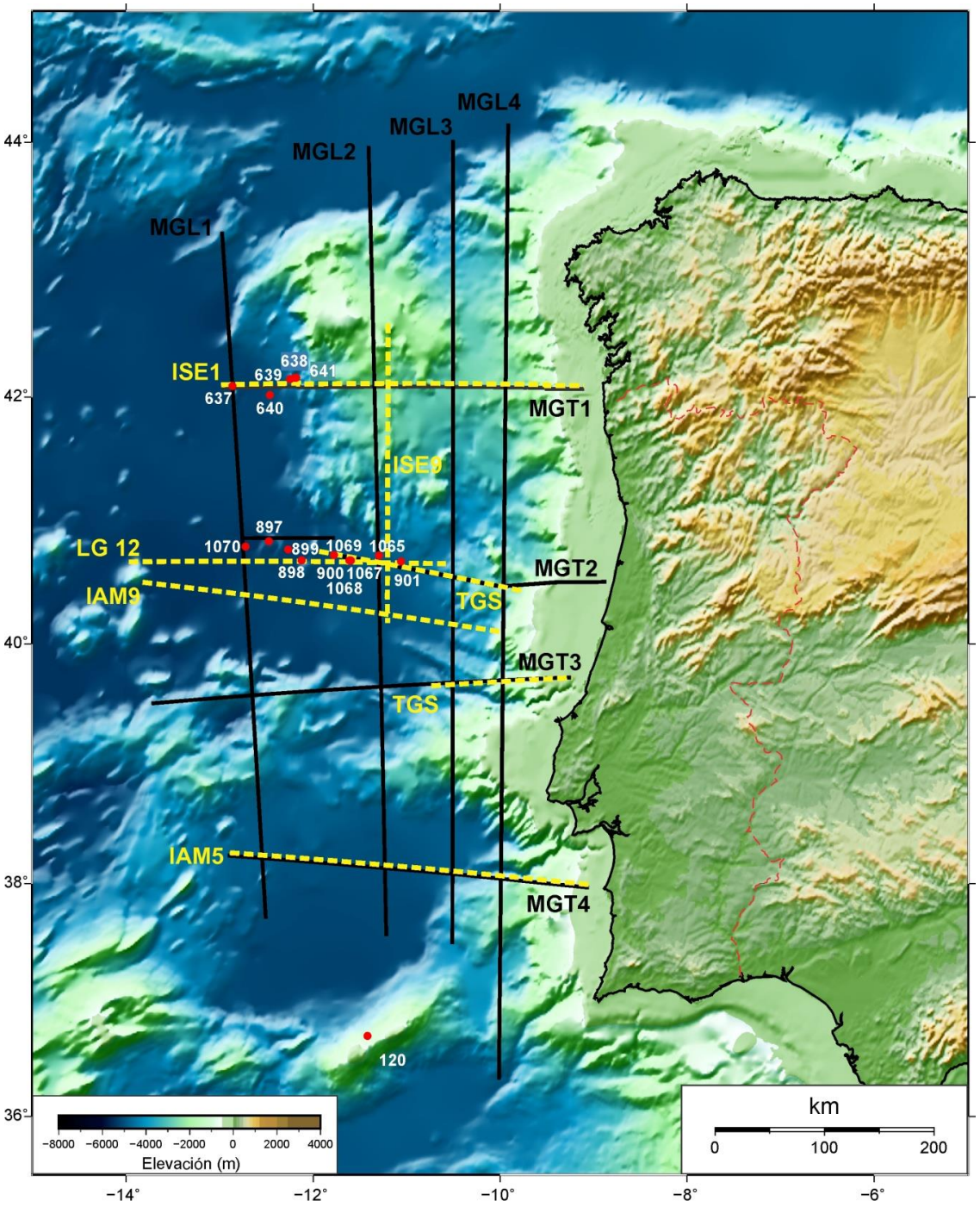



*Figura 3.25 Mapa batimétrico con la localización de los modelos estructurales en 2½D realizados a partir de los datos gravimétricos, junto con la situación de las secciones sísmicas y sondeos ODP, que han servido para constreñir dichos modelos.*

| UNIDADES | DENSIDAD ($g/cm^3$) | VELOCIDAD SÍSMICA (km/s) |
|---|---|---|
| Agua | 2.67 | 1.5 |
| Sedimentos Post-Rift | 2.2 | 2 |
| Sedimentos Sin-Rift | 2.3 | 2.5 |
| Sedimentos Jurásicos | 2.4 - 2.6 | 4 - 4.5 |
| Sedimentos Triásicos | 2.55 | 4.5 |
| Sal Triásica | 2.1 | 2 |
| Corteza continental superior 1 | 2.6 - 2.65 | 5 - 5.5 |
| Corteza continental superior 2 | 2.7 - 2.75 | 6 |
| Corteza continental superior 3 | 2.8 - 2.85 | 6.5 |
| Roca intrusiva | 2.7 - 2.9 | 6 - 6.6 |
| Corteza continental inferior | 2.85 - 2.9 | 6.6 |
| Corteza oceánica superior | 2.8 | 6.5 |
| Corteza oceánica inferior | 3 | 7.4 |
| Manto altamente serpentinizado | 2.6 - 2.85 | 5.7 - 6.5 |
| Manto serpentinizado grado medio | 2.9 - 3.1 | 7.5 |
| Manto | 3.3 | 8 |

*Tabla 3.4 Relación entre la velocidad de las ondas P y la densidad de las unidades distinguidas en los modelos gravimétricos, obtenida a partir de los perfiles de velocidad que se muestran en la Figura 3.6 (Zelt et al., 2003; Dean et al., 2000; Afilhado et al., 2008; Clark et al., 2007) y aplicando las curvas de relación empírica detalladas en la Figura 3.11.*

En este modelo inicial se analizaron los desajustes entre la gravedad medida y las curvas de gravedad generadas a partir del modelo de densidad. El ajuste entre ambas curvas ha comenzado con la longitud de onda mayor, empezando por el ajuste de la geometría del Moho (o parte superior del manto). Después de esto, cuando ha sido necesario, se ha modificado la geometría de la parte superior del basamento o la geometría de la corteza superior y media. Finalmente, y sólo en algunos casos, ha sido necesario modificar las densidades asignadas a algunos bloques de la corteza superior, teniendo siempre en cuenta los datos sísmicos de reflexión y los trabajos anteriores publicados.

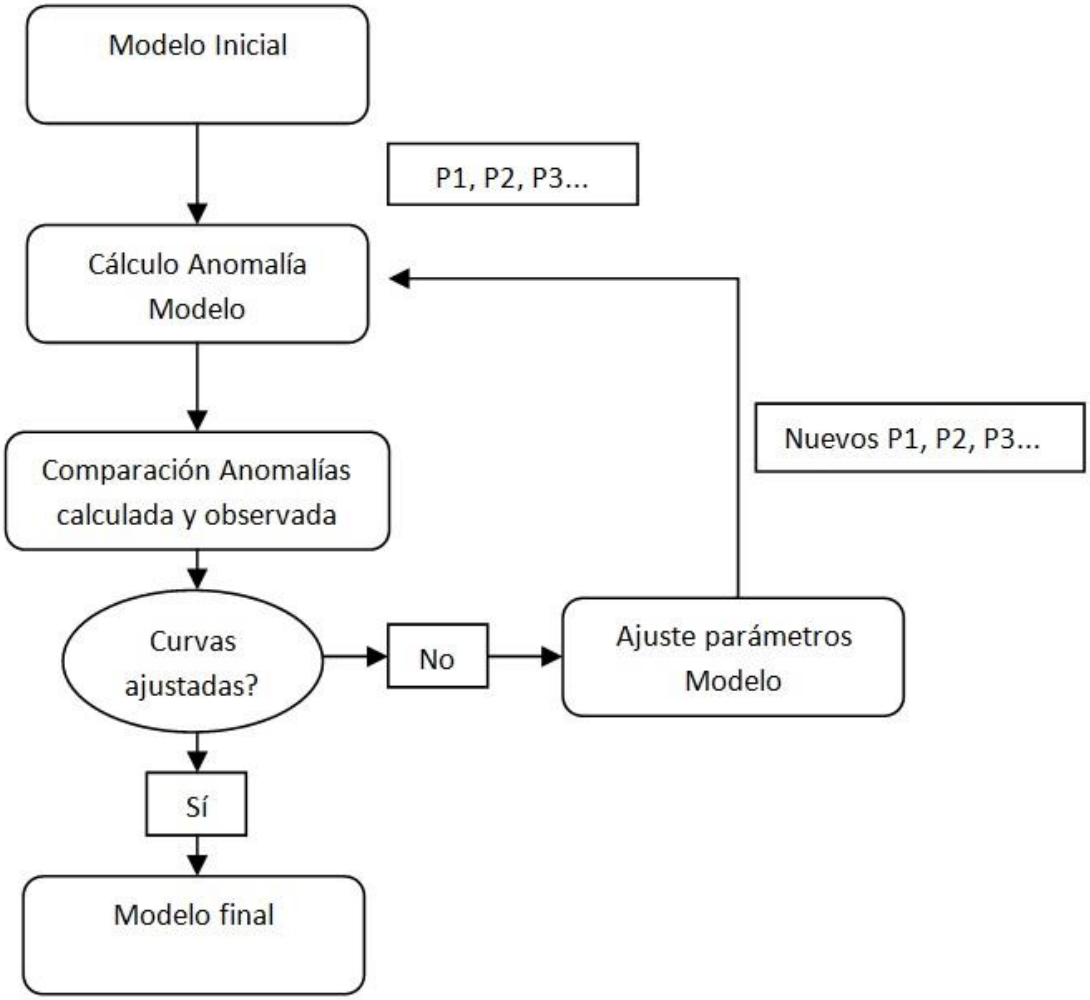



*Figura 3.26 Metodología de modelización gravimétrica. P1, P2, P3... son los atributos de la fuente, tales como profundidad, espesor o densidad. Adaptado de Blakely (1996).*

### 3.3.3 Cartografía de dominios tectónicos

Teniendo en cuenta la distribución de los diferentes dominios tectónicos, propuesta por diferentes autores, y detallada en el apartado 1.3, se han analizado las secciones y establecido las características de los diferentes dominios, y los límites entre ellos. Esto ha permitido realizar la cartografía de los diferentes dominios corticales que aparecen a lo largo del Margen Occidental Ibérico. Los criterios utilizados para caracterizar los dominios tectónicos y definir los límites han sido:

a) Valores absolutos de la anomalía de Bouguer. La corteza oceánica suele presentar valores positivos y estables, característicos de una corteza homogénea, con bajo espesor y alta densidad. Por el contario, la corteza continental, más gruesa y con menor densidad, suele presentar valores de anomalía de Bouguer negativos. Por tanto las zonas de transición entre ambas suelen presentar una tendencia general de incremento de los valores desde la plataforma continental hacia la llanura abisal, que correlaciona con la transición desde una corteza continental a una oceánica.

b) Factores de estiramiento (β) y adelgazamiento (γ). El modelo de McKenzie (1978) es un método ampliamente utilizado para relacionar el estiramiento de la corteza, la subsidencia y el flujo de calor durante el *rifting* pasivo. El término clave del modelo es el factor de estiramiento ($\beta = L / L_0$) que se define como la relación entre la longitud final, L, y la longitud inicial, $L_0$, de la litosfera para cualquier incremento de estiramiento litosférico. Este factor es proporcional a la subsidencia de una cuenca de *rift*, que a su vez está controlada por las fallas de la corteza superior. Tal y como se propuso originalmente, β suele determinarse resolviendo el mejor ajuste de la curva de subsidencia tectónica modelada a la curva de retroceso calculada a partir de datos de sondeos y/o datos sísmicos (Steckler y Watts, 1978). Pero a medida que los perfiles de espesor de la corteza a partir de datos sísmicos y de gravedad se han hecho más accesibles, se han utilizado estimaciones directas del adelgazamiento de la corteza para calcular β (Reston *et al*., 2007, Reston, 2009; Reston y McDermott, 2014).

Otra forma de enfocar el proceso de *rifting* y subsidencia es a través del factor de adelgazamiento (γ), que da cuenta de cuánto disminuyó el espesor del bloque durante una determinada cantidad de estiramiento, variando de 0 (sin adelgazamiento) a 1 (100% de adelgazamiento) (Hellinger y Sclater, 1983; Davis y Kusznir, 2004). Describiendo un bloque anterior al proceso de *rifting* que tiene una longitud inicial igual a su espesor inicial ($L_0 = t_0$), se puede calcular el factor de adelgazamiento que equivale al factor de estiramiento de la corteza, dado por:

$$\gamma = \frac{to - tf}{to} = 1 - \frac{1}{\beta} \quad [3.36]$$

En este trabajo se ha seleccionado el factor de adelgazamiento (γ), para comparar el grado de estiramiento de la corteza a lo largo de todo el MOI, porque es un factor que va de 0 a 1 y permite su comparación más sencilla con los valores de anomalía y gradientes de Bouguer. Se ha utilizado 30 km como espesor inicial de la corteza ($t_0$) antes del *rifting* (Díaz *et al*., 2016).

Reordenando la ecuación de correspondencia entre los factores de estiramiento y adelgazamiento, se redefine el factor de estiramiento en términos de espesor en lugar de longitud (Svartman Dias *et al*., 2016):

$$ß = \frac{t0}{tf}, \text{ siendo } t_0=30 \text{ y } t_f, \text{ el espesor final} \quad [3.37]$$

c) Gradientes horizontal y vertical de la anomalía de Bouguer. Las zonas con valores constantes de gravedad se interpretan como zonas corticalmente homogéneas en términos de densidad y estructura. Por el contrario, las zonas de gradiente horizontal de anomalía de Bouguer se interpretan como zonas de cambio lateral de densidad. Por este motivo las zonas de máximo gradiente horizontal se correlacionan con el máximo adelgazamiento de la corteza y/o con un cambio lateral de densidad de la corteza.

d) Anomalías magnéticas oceánicas. Finalmente, para definir con mayor precisión el comienzo del dominio oceánico, se ha utilizado como un indicador adicional la posición de la primera anomalía magnética que representa la isócrona más moderna M3 -124 Ma- (Whitmarsh *et al*., 1990; Whitmarsh *et al*., 1996; Catalán *et al*., 2013)

La variación de la anomalía de Bouguer, del factor de adelgazamiento, y de los gradientes horizontal y vertical de la AB a lo largo de cada sección modelizada, junto con la información sísmica disponible y los sondeos ODP, permiten identificar los límites entre los diferentes dominios tectónicos. Estos límites son trasladados como una nube de puntos, a los mapas de anomalía de Bouguer Completa, derivada total horizontal y derivada vertical, para constreñir la cartografía de los dominios corticales a lo largo de todo el Margen Occidental de Iberia.

### 3.3.4 Modelado gravimétrico 3D

El Margen Ibérico está considerado un laboratorio natural de este tipo de márgenes pasivos ya que se lleva estudiando más de 40 años, y se han adquirido gran variedad de datos geológicos y geofísicos. Por lo tanto, se ha considerado que es el lugar idóneo para realizar un modelado gravimétrico 3D, aunque la complejidad evolutiva del mismo, así como la tectónica compresiva alpina, hacen que se complique su modelado tridimensional.

Una vez realizado el modelado gravimétrico en 2½D, es posible abordar el modelaje 3D de la estructura cortical mediante el uso de las anomalías gravimétricas. Esta técnica se utiliza, entre otras cosas, para calcular mapas de profundidad del Moho a escala de todo el margen, que permiten describir las variaciones de espesor de corteza y el adelgazamiento de la misma de una manera continua.

La realización de modelos de densidad 3D sirve para superar las limitaciones de los supuestos 2D (extensión lateral infinita de las estructuras geológicas). Los resultados obtenidos de la inversión 3D ayudan a evaluar, mejorar y ampliar la interpretación anteriormente realizada sobre la distribución de las unidades del basamento y la geología regional en la zona offshore. Mediante un proceso iterativo se ajusta la geometría y las propiedades de las distintas capas incluidas en el modelo. De esta forma se minimiza la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica generada por el modelo creado.

El modelaje 3D y la inversión gravimétrica se han realizado mediante el uso del módulo de modelización 3D (GM-SYS 3D) ofrecido por el programa Oasis Montaj, de la empresa Geosoft. Este módulo se basa en el cálculo directo o la inversión de campos potenciales. El código proporciona un amplio rango de opciones de inversión, incluyendo la estructura de las capas, así como variaciones de las propiedades físicas de las capas. Todas estas opciones de inversión permiten limitar el área de inversión, fijar límites para los rangos de resultados obtenidos, y filtrar las longitudes de ondas espaciales de los resultados.

Los cálculos de modelización directa utilizados en GMSYS-3D se basan en las técnicas del dominio de las frecuencias publicadas por Parker (1972) y Blakely (1996). Los esquemas de inversión estructural de la gravedad e inversión lateral de densidad se basan en algoritmos inéditos desarrollados por Bill Pearson (Geosoft).

*Enfoque en el dominio de las frecuencias (Parker, 1972)*

Se puede utilizar una serie de transformadas de Fourier para calcular la anomalía magnética o gravitatoria causada por una capa de material irregular y no uniforme. Los métodos modernos para hallar las transformadas de Fourier numéricamente son muy rápidos y hacen que este enfoque sea atractivo en situaciones en las que se dispone de grandes cantidades de observaciones.

$$F[\Delta g] = -2\pi G\rho \exp(-|\vec{k}|z_0) - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F\,[h^n(\vec{r})] \quad [3.38]$$

Límite inferior plano

$$F[\Delta g] = -2\pi G\rho \exp(-|\vec{k}|z_0) - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F\,[\rho(\vec{r})\{h^n(\vec{r}) - g^n(\vec{r})\}] \quad [3.39]$$

Límite inferior no plano y con densidad variable

Donde: F(Δg) es la transformada de Fourier de la anomalía gravimétrica, G es la constante gravitacional, ρ es el contraste de densidad a través de la interfaz, k es el número de onda, h(r) es la profundidad de la interfaz (positiva hacia abajo) and $Z_0$ es la profundidad media de la interfaz horizontal.

*Modelización propuesta por Oldenburg (1974) basado en Parker (1972)*

Un reajuste de la fórmula de Parker (1972) conduce a un procedimiento iterativo para calcular la forma de la capa que da la anomalía. El método maneja fácilmente un gran número de puntos del modelo, y se ha comprobado empíricamente que la convergencia de la iteración puede garantizarse mediante la aplicación de un filtro de paso bajo.

$$F[h(x)] = -\frac{F[\Delta g(x)]e^{[k]z0}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F\,[h^n(x)] \quad [3.40]$$

La no unicidad de la inversión puede caracterizarse por dos parámetros libres

1) el contraste de densidad asumido entre los dos medios,

2) y el nivel medio al que se calcula la topografía invertida.

Para reducir esta ambigüedad se requieren conocimientos geofísicos adicionales.

El modelo inicial está definido por superficies apiladas que representan los principales límites geológicos en los que se producen contrastes de densidad. En este trabajo se ha usado la inversión gravimétrica 3D para obtener la geometría de las siguientes superficies: a) Moho, b) techo de la corteza superior y c) techo de la corteza inferior. Además, se ha realizado la inversión realizando variaciones laterales de la densidad de la corteza superior, y se han tenido en cuenta el espesor de los sedimentos con u na ley que varía su densidad en profundidad.

Para realizar un modelo 3D es necesario establecer una serie de capas geológicas (Figura 3.27) definidas por diferentes mallas descritas en el apartado 3.1 y la información proporcionada por los modelos 2½D. Estas capas deben de tener las mismas coordenadas y paso de malla, y se sitúan a profundidades diferentes. Cada una de estas capas tiene unas características geofísicas (densidad) determinadas, las cuales son constantes o variables (variabilidad interpuesta por una función o malla).

**Mallas utilizadas en el modelo 3D**

En la Figura 3.28 se muestran las diferentes superficies añadidas al modelo 3D realizado para el Margen Occidental Ibérico, cada una de ellas caracterizada con diferentes propiedades. Al crear un modelo inicial se especifica una capa llamada “master grid” que se utiliza para establecer las dimensiones y orientación de todas las demás.

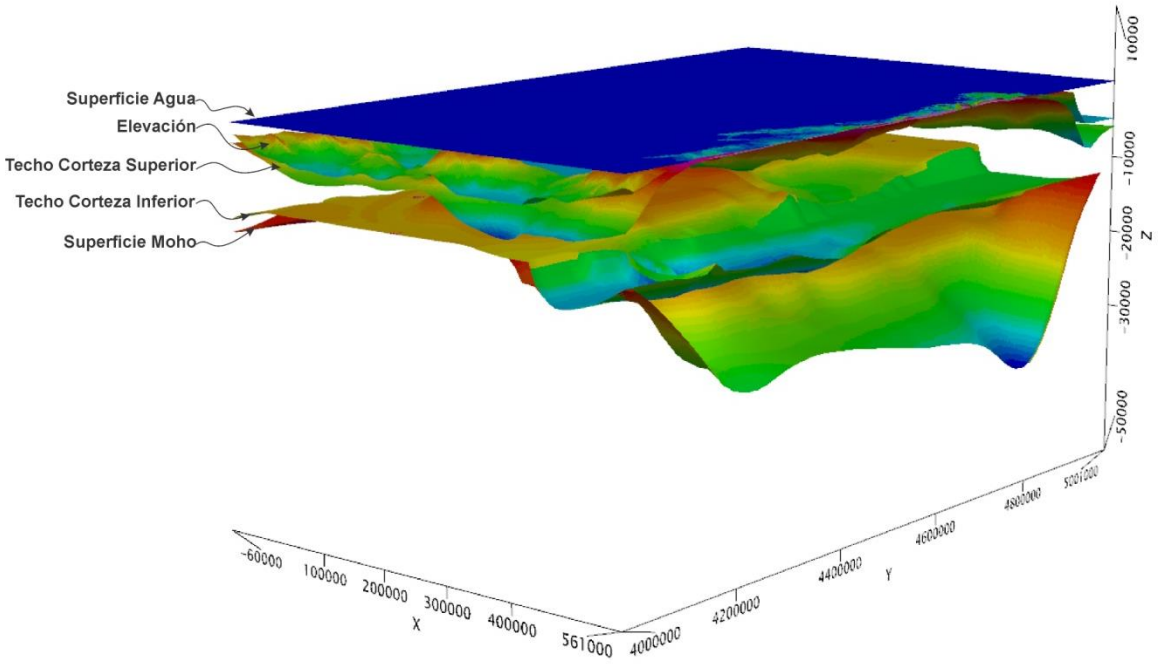



*Figura 3.27. Modelo inicial 3D. Está definido por superficies apiladas que representan los principales límites geológicos en los que se producen contrastes de densidad. En este trabajo se ha usado las superficies del Moho, techo de la corteza superior e inferior. También se ha tenido en cuenta el espesor de sedimentos y su variación en profundidad. El modelo debe tener unas limitaciones de profundidad superior e inferior, a partir de las cuales no se tiene en cuenta la contribución de las capas.*

En este trabajo se parte de una malla constante con una elevación máxima de 10000 m y mínima de -50000 m, de densidad 0. Sobre este proyecto se cargan las cinco mallas con las que se va a trabajar, remuestreadas a 1000 m, las cuales deben presentarse recortadas y transformadas en las mismas coordenadas, para que tengan coherencia espacial. A continuación se describen las unidades modelizadas, que se sitúan entre las cinco superficies descritas:

- Agua (entre la superficie el mar y la batimetría): para construir esta capa se parte de la malla de batimetría y se lleva a cota 0, con una densidad constante de 1.03 g/cm$^3$. Para evitar efectos de borde, hay que extender la malla a la zona emergida, de tal manera que en esa zona la capa de agua modificada sería la malla DEM más 10 metros.

- Sedimentos (entre la batimetría/topografía (DEM)): partiendo de la malla de dominio público GEBCO (2014), con cobertura en tierra y mar. Para asignar una densidad a la

capa de sedimentos, en la que se supone un incremento de densidad con la profundidad, se añade una función de distribución vertical de densidad modificada de Cordell (1973), por Dale Bird (Bird Geophysics), comunicación personal.

$$D= 2.7 + Ce^{kz} \quad [3.41] \text{ (Cordell, 1973)}$$

El valor de **2.7** se usa normalmente para los contrastes en rocas sedimentarias. Es un buen valor para usar en este caso porque la densidad de corteza superior cristalina modelada es de 2.7 g/cm$^3$

**C** establece la densidad a profundidad 0. Usando -0.55 la densidad es de 2.15 g/cm$^3$.

**k** es la función de decaimiento y determina la forma de la curva y normalmente se encuentra en rangos entre -0.1 y -0.4. En este estudio usamos -0.2. **z** es la profundidad en km.

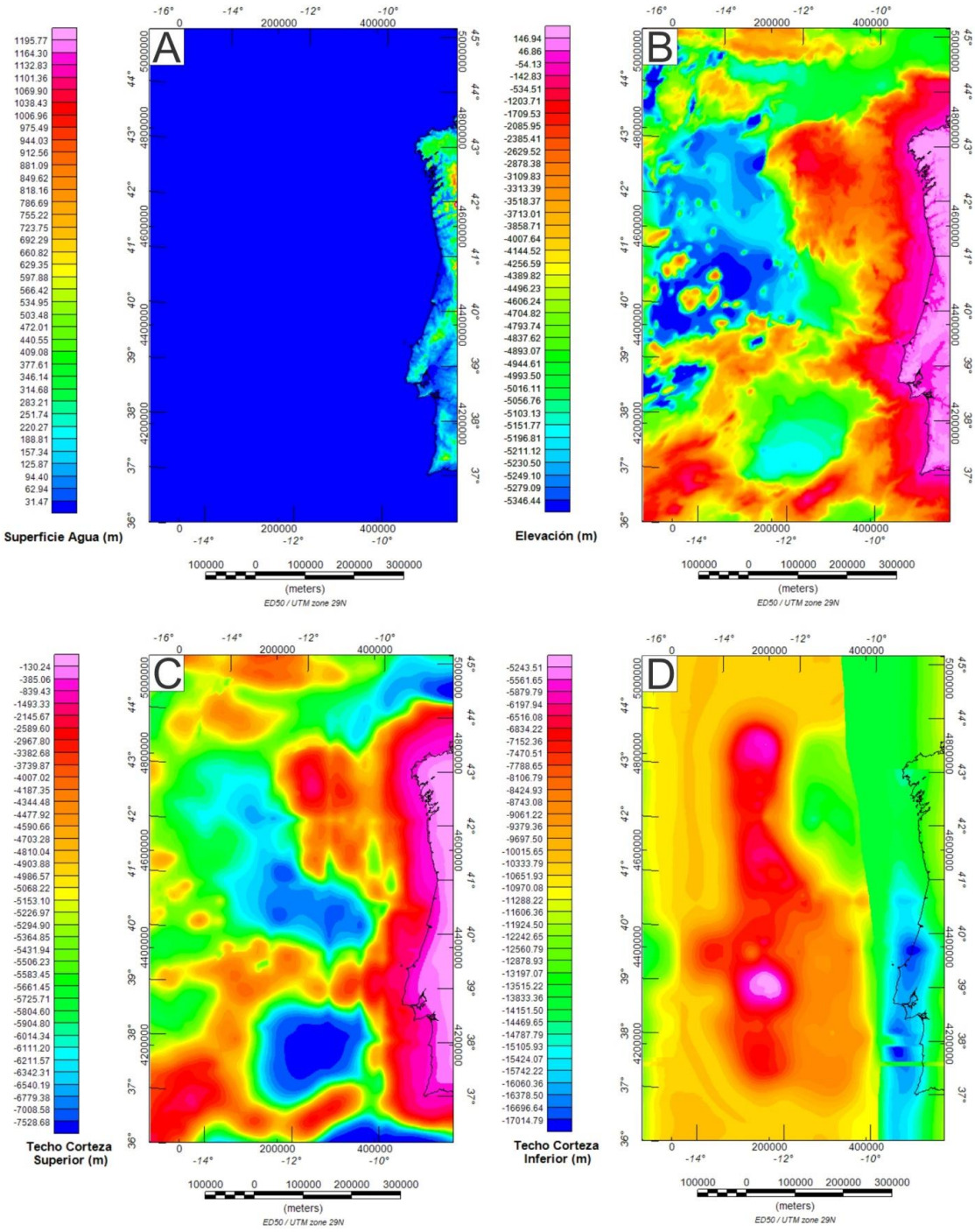
*D = 2.7-(0.55*10**(-0.2*(-offset/1000)))* [3.42] (modificada de Cordell, 1973, *Geophysics* 38, por Dale Bird) (codigo Oasis Montaj)

Siendo D, densidad; y *offset*, la batimetría/topografía.

- Techo del Basamento (corteza superior): esta superficie incluye el basamento cristalino (rocas pre-mesozoicas) de la corteza superior; y se obtiene mediante la resta de las mallas de batimetría (EMODnet, 2018) filtrada y de espesor de sedimentos (NOAA, 2013). La malla resultante se va a constreñir con la información del techo de basamento de los modelos 2D, descritos en el capítulo de resultados de este manuscrito, de tal manera que información de las secciones 2D prevalezca sobre los datos de dominio público.

Para extender la malla a la zona emergida, se asume que el tope del basamento coincide con la topografía que está aflorando en la mayor parte del área de estudio, excepto en aquellas áreas donde se identifican cuencas mesozoicas. De tal manera que el techo de la corteza superior completo incluiría la zona emergida, restándole a la topografía 10

metros. Para esta capa, inicialmente se asume un valor constante de densidad 2.7 g/cm$^3$. En el proceso iterativo se observa que al realizar la inversión lateral de densidad de la corteza superior, el desajuste se vuelve mayor al del modelo de partida. Por este motivo se decide que en el modelo inicial, la corteza superior tenga definida una densidad constante pero con variación lateral a partir de una malla, y que así evite recalcular la densidad en cada inversión.



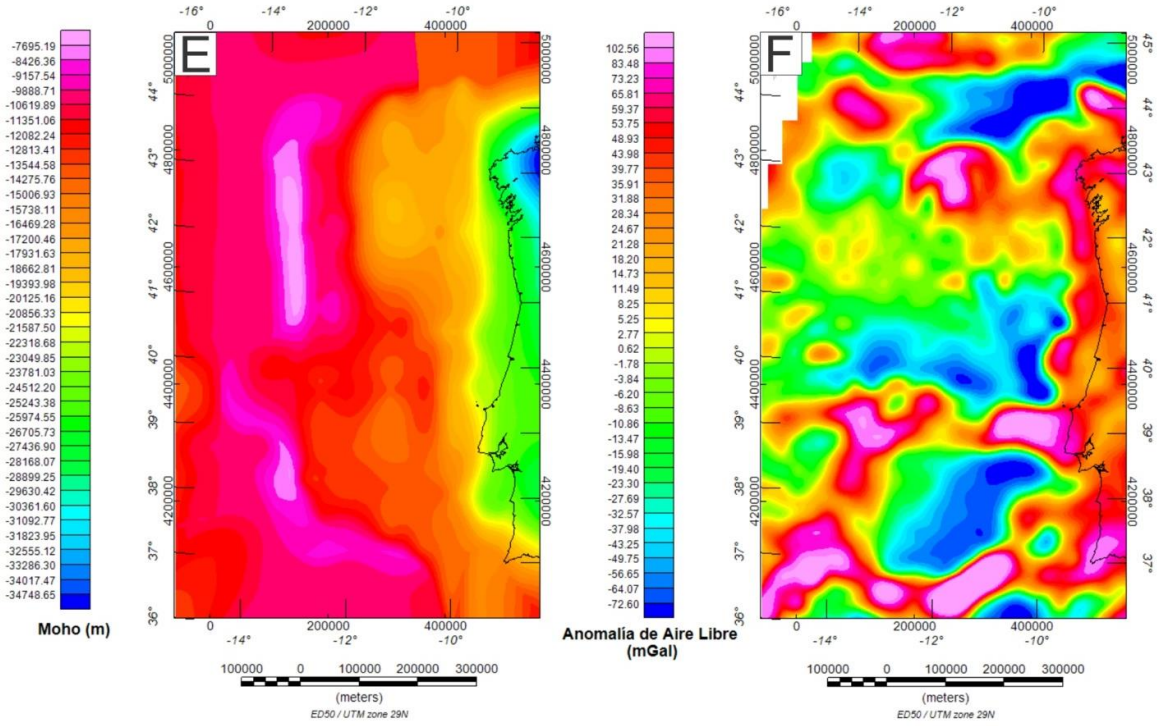



*Figura 3.28 Mallas de profundidad de las superficies utilizadas para la construcción del Modelo inicial 3D: a) Superficie del Agua, b) Elevación (Modelo Digital del Terreno), c) Techo del Basamento (Corteza Superior), d) Techo de la Corteza Inferior, e) Superficie del Moho y f) Anomalía gravimétrica de Aire Libre.*

Para que los resultados se adapten mejor a la realidad de los cuerpos de diferente densidad que constituyen la corteza superior, se va a asumir una densidad constante pero con variación lateral a partir de la malla bimodal (Figura 3.29), con densidades de 2.7 g/cm$^3$ que corresponde a los valores normales de la corteza continental y 2.9 g/cm$^3$, que proviene de los volcánicos, peridotitas y corteza oceánica. Esta malla se elabora mediante un proceso de enmascaramiento ("*masking*") con los polígonos pertenecientes a densidad 2.9 g/cm$^3$ y una malla de densidad constante 2.7 g/cm$^3$.

- Techo de la corteza inferior: a partir de la información de los modelos 2D, tomando el techo de las superficies con densidad 2.9 g/cm$^3$ (corteza inferior, manto serpentinizado y corteza oceánica) restándole a cada superficie 5 m de cota para que no se crucen con otras, se ha interpolado una malla con las mismas dimensiones y resolución que las anteriores.

- Profundidad del Moho: Se toma como superficie inicial la malla extraída del Proyecto GEMMA que utiliza los datos de GOCE para el modelado del Moho (Reguzzoni y Sampietro, 2015). Esta malla se va a constreñir con la geometría del moho extraída de los modelos 2D, de tal manera que información de las secciones 2D prevalezca sobre los datos del moho de GEMMA. En este trabajo vamos a suponer una densidad constante de 3.3 g/cm$^3$ para el manto.

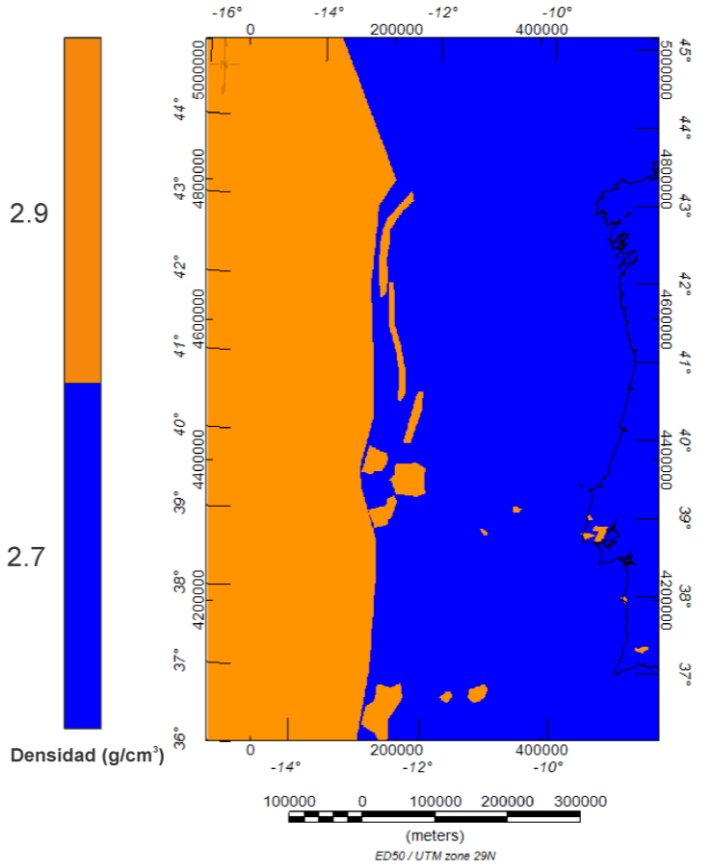



*Figura 3.29 Malla bimodal con densidades de 2.7 g/cm$^3$ para la corteza continental y 2.9 g/cm$^3$ para corteza oceánica, cresta de peridotitas y volcánicos; aplicada a la capa de la corteza superior. Estos valores de densidad son los de partida para la capa de corteza superior en el proceso de modelización 3D.*

Las capas correspondientes a la corteza superior e inferior se han modelado como si cubrieran la integridad del volumen, ya que es una necesidad del software para realizar el modelo de inversión. La interpretación y discusión de los resultados se realizan

teniendo en cuenta que a partir de un punto estas capas desaparecen hacia el oeste (dominio de manto exhumado).

Un problema que se encuentra al utilizar las mallas del techo de la corteza superior, inferior y profundidad del Moho en el modelo 3D; es la presencia de irregularidades en las superficies. Estas irregularidades se deben a la utilización conjunta de mallas regionales con la proveniente de las secciones 2D de mucha mayor resolución. Para solucionar este problema se procedió a realizar un suavizado de estas mallas mediante la aplicación de diversos filtros:

- Para suavizar la malla del techo de la corteza superior, se aplica un filtro de continuación analítica hacia arriba a 10 km.

- Para suavizar la malla del techo de la corteza inferior, se aplica primero un filtro de continuación analítica hacia arriba a 10 km. Dada la persistencia de irregularidades en la superficie, debido a la propia naturaleza de la malla (está formada por varios horizontes provenientes de los modelos 2D), fuera del polígono de interpolación fiable de información que proviene de los modelos 2D, se suaviza la señal mediante valores constantes parecidos a los de los bordes del polígono. Al este del polígono vamos a tomar como valor constante -14000 y al oeste del polígono -10500.

- Para suavizar la malla de profundidad del Moho se trabaja con la malla regional de GOCE y una malla interpolada a partir de la base de datos de las secciones 2D. De este modo, sobre la malla regional se dibuja un polígono que engloba el espacio que ocupan las secciones 2D, se eliminan los datos dentro del polígono para incluir la malla interpolada con la información de las secciones. Para estas interpolaciones, se ha utilizado el método del inverso de la distancia al cuadrado, con anisotropía N-S y paso de malla 5000 m, finalmente remuestreado a 1000 m. Finalmente se precedió a un suavizado mediante la aplicación de una continuación analítica hacia arriba a 10 km.

Una vez añadidas al modelo inicial las diferentes capas en el orden correcto, y comprobar sus densidades, se añadió la malla de anomalía de Aire Libre, con una constante de elevación de 20000 y una densidad de fondo de 0 g/cm$^3$. A partir de aquí se puede calcular la respuesta gravimétrica del modelo. Tanto la construcción del modelo 3D como el proceso de inversión están sintetizados en la Figura 3.30.

**Inversión gravimétrica 3D**

Una vez construido el modelo inicial 3D, y antes de comenzar con los procesos de inversión, se construye una malla con la información de las secciones 2D (Figura 3.31b), con el fin de que en cada iteración, la geometría de cada una de las capas permanezca invariable a lo largo de las secciones. Esta malla se construye a partir de la base de datos con la información de las secciones 2D, utilizando la función gaussiana (Figura 3.31a), con un valor constante de 1, que constriñe al 100% la señal encima de la sección y va variando entre 0 y 1, donde 1 es que no hay cambio y 0 representa libertad total. En este caso la anchura es de 200000; y se utiliza en virtud de suavizar la respuesta de las inversiones, aumentando el radio de búsqueda para que el resultado no se ciña tanto al modelo 2D. Esta malla "*constraint*" se utiliza para cada iteración que se haga en el modelo 3D.

Tras comprobar que el modelo inicial es espacialmente consistente, se calcula la respuesta gravimétrica (*forward modelling*) generada por el modelo geológico tridimensional, que se denominará Gravedad Calculada. La diferencia entre la gravedad observada y la gravedad calculada, que es la generada por el modelo, es lo que se denomina desajuste. Idealmente el desajuste debe ser lo más pequeño posible y tiende a minimizarse durante las sucesivas iteraciones. Cuando los valores del desajuste son positivos, la gravedad observada es mayor que la calculada, es decir el modelo tiene deficiencia de masa. En el caso del desajuste negativo la gravedad observada es menor y por tanto el modelo tiene exceso de masa.

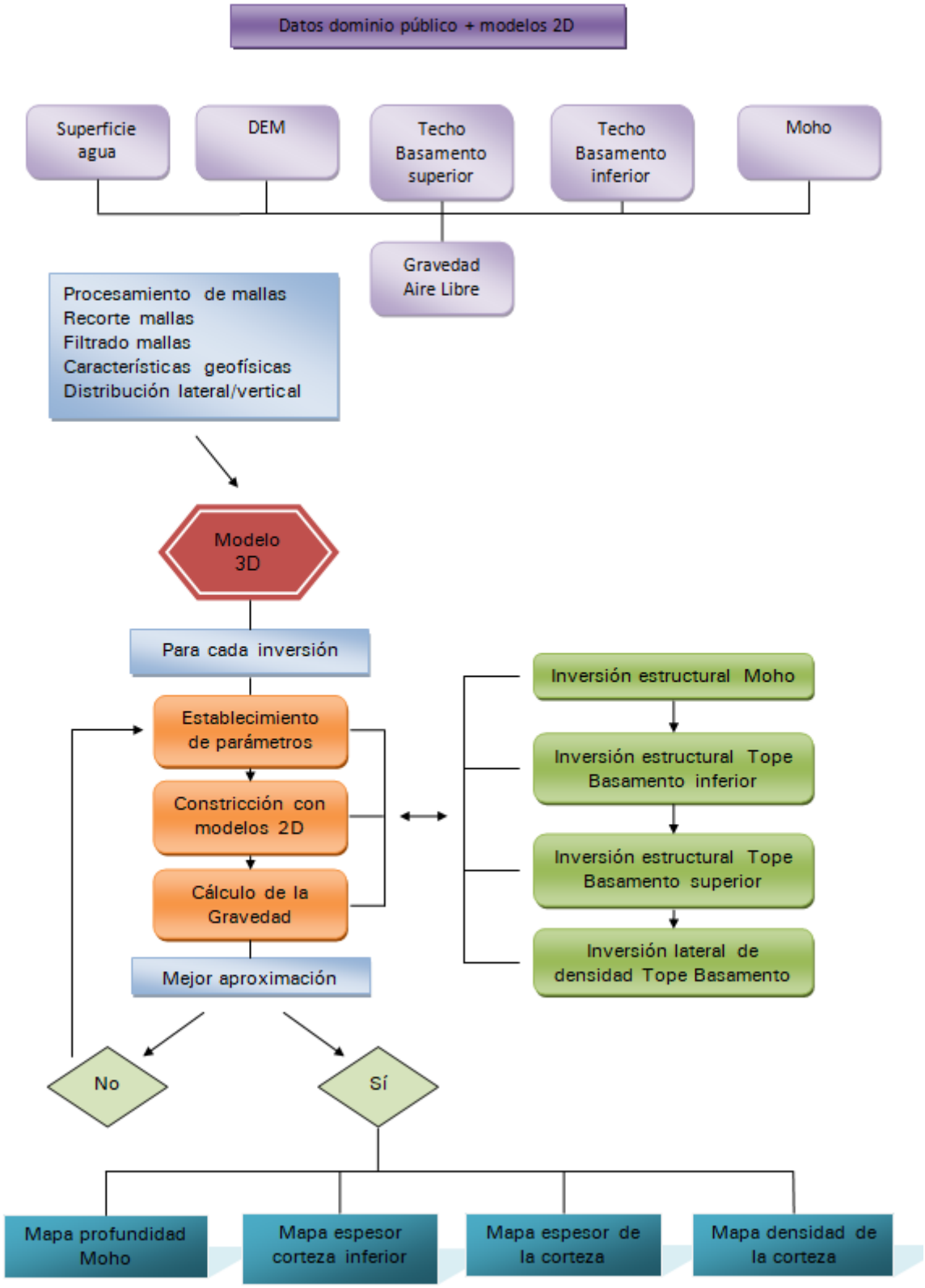



*Figura 3.30 Flujo de trabajo para la elaboración del modelo 3D y la posterior inversión gravimétrica, para lograr un ajuste óptimo del modelo mediante inversiones estructurales y lateral de densidad, para obtener como resultado mapas de profundidad del Moho, corteza, espesor de corteza y distribución de densidad en la corteza superior.*

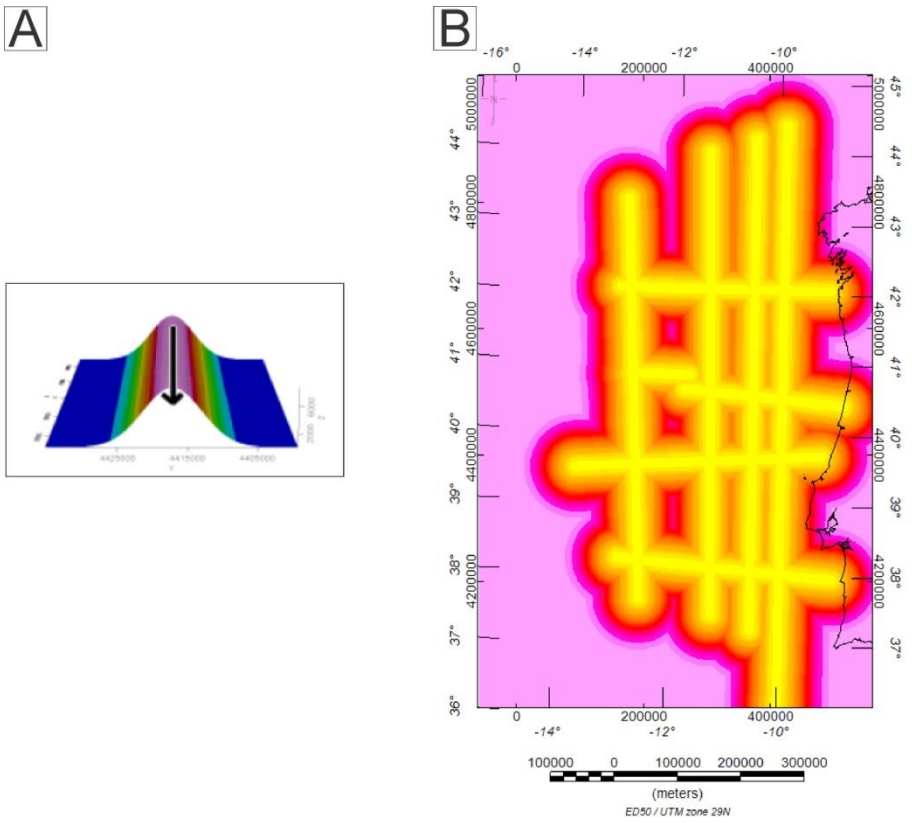



*Figura 3.31 a) Función gaussiana utilizada para el suavizado de la respuesta hacia los bordes (Geosoft, 2015). b) Malla "constraint", construida a partir de la información de los modelos gravimétricos 2½D.*

La Figura 3.30 muestra el flujo de trabajo seguido en la modelización 3D. Tal y como se puede apreciar en este esquema, el modelo 3D puede ajustarse mediante inversión estructural, en la que se modifica la geometría de la superficie; o inversión lateral de la densidad, en la cual se varía la densidad de la capa.

Con cada inversión se va a actualizar la respuesta calculada y el desajuste, reflejando los cambios realizados. Para realizar la inversión se selecciona la capa a modificar y se determinan los siguientes parámetros: a) límites de número máximo de inversiones por iteración, el proceso de inversión se detendrá después de alcanzar dicho número de iteraciones. En este trabajo se han permitido hasta 5; b) los límites de convergencia se deben ajustar, así la inversión se detendrá cuando el error medio o la desviación estándar sea menor a dicho límite. En este caso se ha establecido 0.1 mGal; c) las longitudes de onda que se adjudican a cada capa, ya que se aplica un filtro al error antes de realizar la inversión, hay que definir para cada capa los llamados *Lower High-Cut Limit*

y *Upper High-Cut Limit*; y d) la compensación regional, obtenida a partir de la gravedad observada antes de la inversión, que en este caso sería 0. Para la inversión estructural se puede definir también el grado de libertad de amplitud de onda que se otorga a cada capa, y para la inversión lateral de densidad puede definirse el rango de libertad en cuanto a las densidades.

**Ajuste de parámetros en la inversión gravimétrica 3D**

Durante el proceso de inversión gravimétrica se han tenido que ir ajustando los parámetros de las longitudes de onda que vamos a utilizar para cada capa, *Lower High-Cut Limit* y *Upper High-Cut Limit,* hasta lograr establecer los parámetros que mejor ajusten la corta y gran longitud de onda. Para las inversiones estructurales se ha tenido que ir ajustando la libertad de amplitud de onda que se otorga a cada capa (variación en Z) y para la inversión lateral de densidad ha hecho falta probar con diferentes rangos de libertad para las densidades.

*Longitudes de onda*

Para ajustar los parámetros de las ***longitudes de onda*** que se utilizan para cada capa (*Lower High-Cut Limit* y *Upper High-Cut Limit)* se ha tenido en cuenta el análisis espectral bidimensional de la malla de anomalía de Bouguer, realizado por Druet *et al*. (2018) para el Margen Occidental de Galicia. En los espectros se identifican tendencias lineales, caracterizadas por diferentes pendientes que se vinculan a distintos grupos de longitudes de onda (Karner y Watts, 1983). Cada longitud de onda se relaciona con diferentes tipos de fuentes litosféricas. De este modo, las anomalías gravimétricas de longitud de onda larga ($\lambda > 150$ km), están relacionadas con fuentes profundas como las variaciones en la geometría del Moho. Las anomalías gravimétricas de longitud de onda media ($150 \text{ km} > \lambda > 33$ km) coinciden con fuentes de anomalías gravitatorias situadas en la corteza inferior; y las anomalías de gravimétricas de corta longitud de onda ($33 \text{ km} > \lambda > 8$ km), están relacionadas con estructuras situadas en la corteza superior.

Partiendo de estos rangos de longitud de onda y teniendo en cuenta las características la escala de modelización 3D del MOI, y los resultados del modelado gravimétrico en 2½D, se han asignado los siguientes rangos de longitudes de onda para cada capa:

a) Manto: se fijan longitudes de onda larga, por encima de 100 km, y de hasta 300-200 km. El ajuste más realista se consiguió con variaciones entre 200 km > λ > 100 km.

b) Corteza inferior: partiendo de los valores asignados al manto, tomamos longitudes de onda media, menores a 100 km y de hasta 50-30 km. Se decidió probar primero con valores 100 km > λ > 50 km, ya que en la zona de *necking*, la corteza inferior se adelgaza mucho y puede llegar a ser muy somera. El problema de utilizar el límite de 50 km es que, al aplicar la inversión estructural de la corteza inferior, la superficie tiende a subir mucho para ajustar la corta longitud de onda y como consecuencia el bloque de la corteza superior disminuye su espesor, por debajo de valores que están constreñidos por estudios anteriores. Para evitar que se produzca este fenómeno, se utilizan longitudes de onda media 100 km > λ > 30 km, que concuerdan con los resultados obtenidos por Druet el al. (2018).

c) Corteza superior: el paso de malla utilizado en el estudio es de 2000 m, por lo tanto, no va a haber longitudes de onda más pequeñas de 4000 m (frecuencia de Nyquist). Dentro de la corteza superior las longitudes de onda van a estar por encima de los 8000 m. Para este estudio más regional, se va a utilizar la corta longitud de onda entre 60 km > λ > 10 km.

*Orden de inversión*

En primer lugar se realizó por un lado las inversiones estructurales, y por otro las inversiones laterales de densidad, para ver el impacto que tiene cada una de ellas. Luego se intercalaron ambas inversiones. Finalmente, el ajuste más realista se consigue primero invirtiendo las geometrías del Moho y el techo de la corteza inferior para ajustar la gran longitud de onda, en ese orden. Dadas las características heterogéneas que tiene en la zona de estudio la corteza superior, tiene sentido aplicar a esta capa una inversión

lateral de densidad. Para realizar esta inversión primero se realizó una inversión estructural seguida de una inversión lateral de densidad. Posteriormente se invirtió el orden para analizar el mejor ajuste. En base a los resultados obtenidos para la distribución de densidades en esta malla, extraída del modelo 3D invertido (*Figura 3.32*), se concluye que el ajuste más realista se consigue si se realiza primero inversión estructural, seguido de la inversión lateral de densidad de la corteza superior. De este modo se obtienen unos resultados con mayor sentido geológico en algunos de los elementos del margen como son el Banco de Galicia, Banco de Gorringe y la continuación hacia el oeste del Espolón de Extremadura.

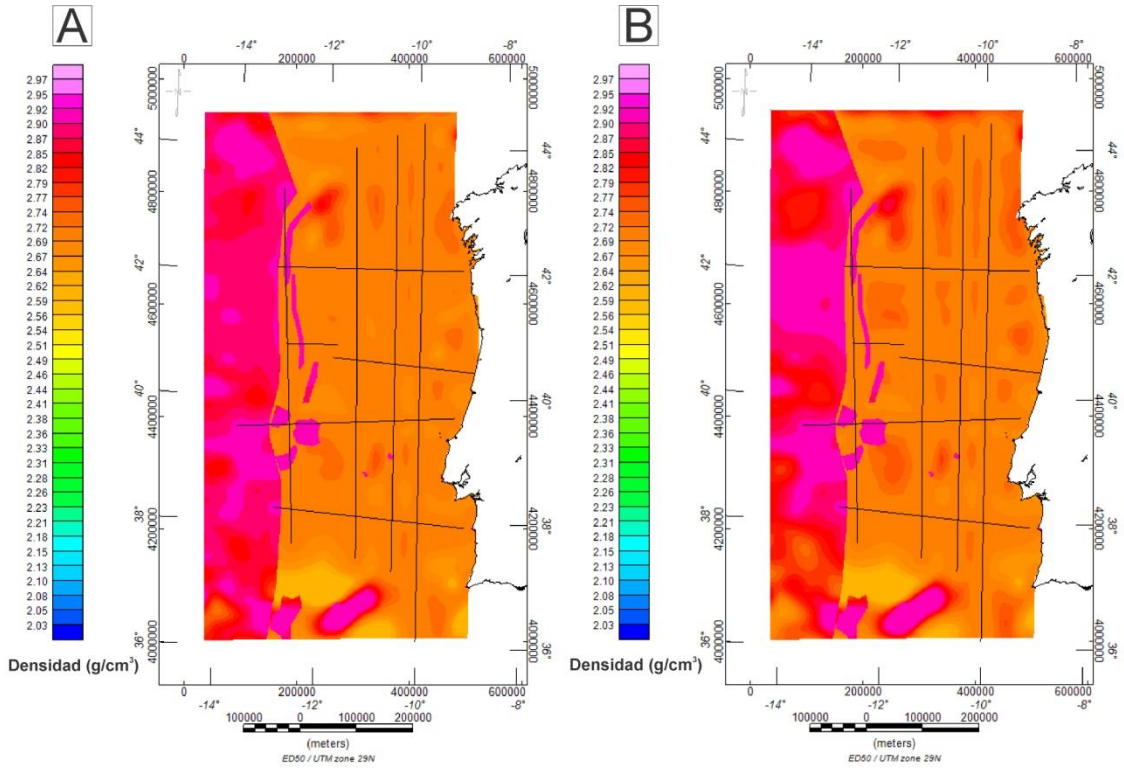



*Figura 3.32 Malla de distribución de densidades en la corteza superior a) inversión estructural seguida de inversión lateral de densidad de la capa, b) inversión lateral de densidad seguida de inversión estructural de la capa.*

## *Superficie del Moho*

La superficie del Moho es la primera a la que se le cambia la geometría, por ser las más profunda y la que más afecta al ajuste de la gran longitud de onda. Para saber si el modelo necesita o no constricciones, se realizó una inversión estructural con la malla

constraint y otra sin ella, para analizar las diferencias. El resultado (Figura 3.33) es que el Moho resultante sin constreñir es muy somero y poco realista. Una manera de analizar los resultados es hacerlo sobre los mapas de desajuste que se puede complementar con la extracción de secciones 2D del modelo 3D. De este modo se puede observar si la estructura tiene sentido geológico. Se ha probado a hacer la inversión estructural del Moho con variación libre en Z y con una constricción de 2 km en Z (Figura 3.34). También se utilizaron constricciones de Z con 1, 2 y 5 km y la diferencia entre ellos es inapreciable.

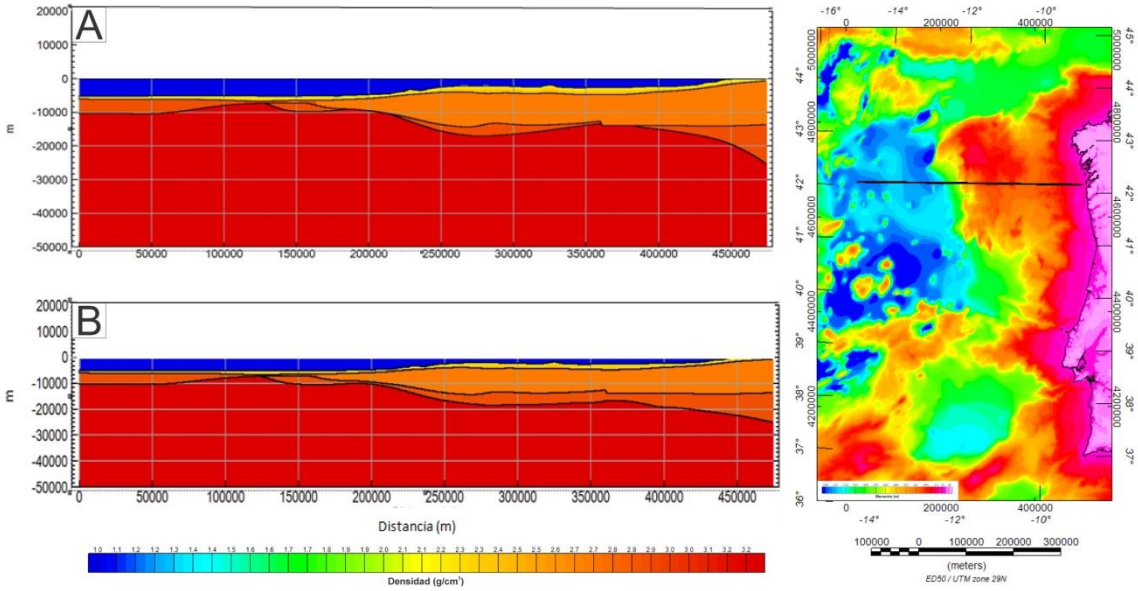



*Figura 3.33 A) sección 2D sacada del modelo 3D después de la inversión estructural, para cambiar la geometría del Moho sin malla constricción; B) sección 2D sacada del modelo 3D después de la inversión estructural de la misma capa, pero aplicando una malla de constricción (constraint). Acompañado de un mapa de elevación con la localización de esta sección 2D.*

## *Densidad de la corteza superior*

A la hora de hacer la inversión lateral de densidad de la corteza superior, hay diferencias en el resultado final tras haber realizado el proceso iterativo anterior limitando la variación de Z o dejando al modelo invertir sin limitar Z. Se puede observar que en el mapa de desajuste después de la inversión lateral de densidad de esta malla, en el que no se utiliza límites en Z, el desajuste es mayor (Figura 3.35).

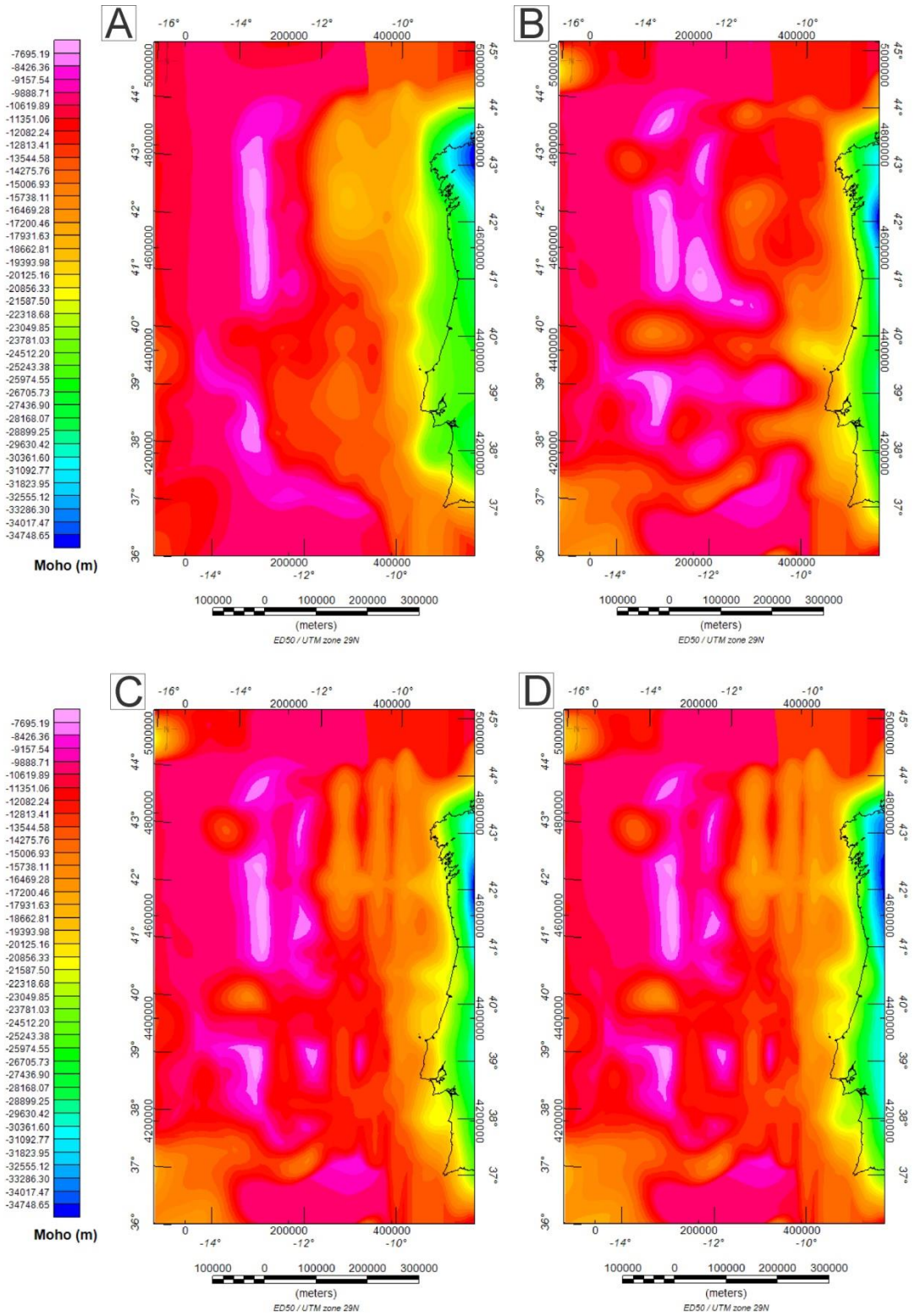



*Figura 3.34 Mallas de profundidad del Moho: a) del modelo de partida; b) después de realizar la inversión estructural sin constricciones; c) resultados de la inversión con con malla de constricción y sin variación en Z; d) después de inversión estructural con malla de constricción y variación en Z de 2000 m. Los resultados se pueden observar también en el apartado 4.3.*

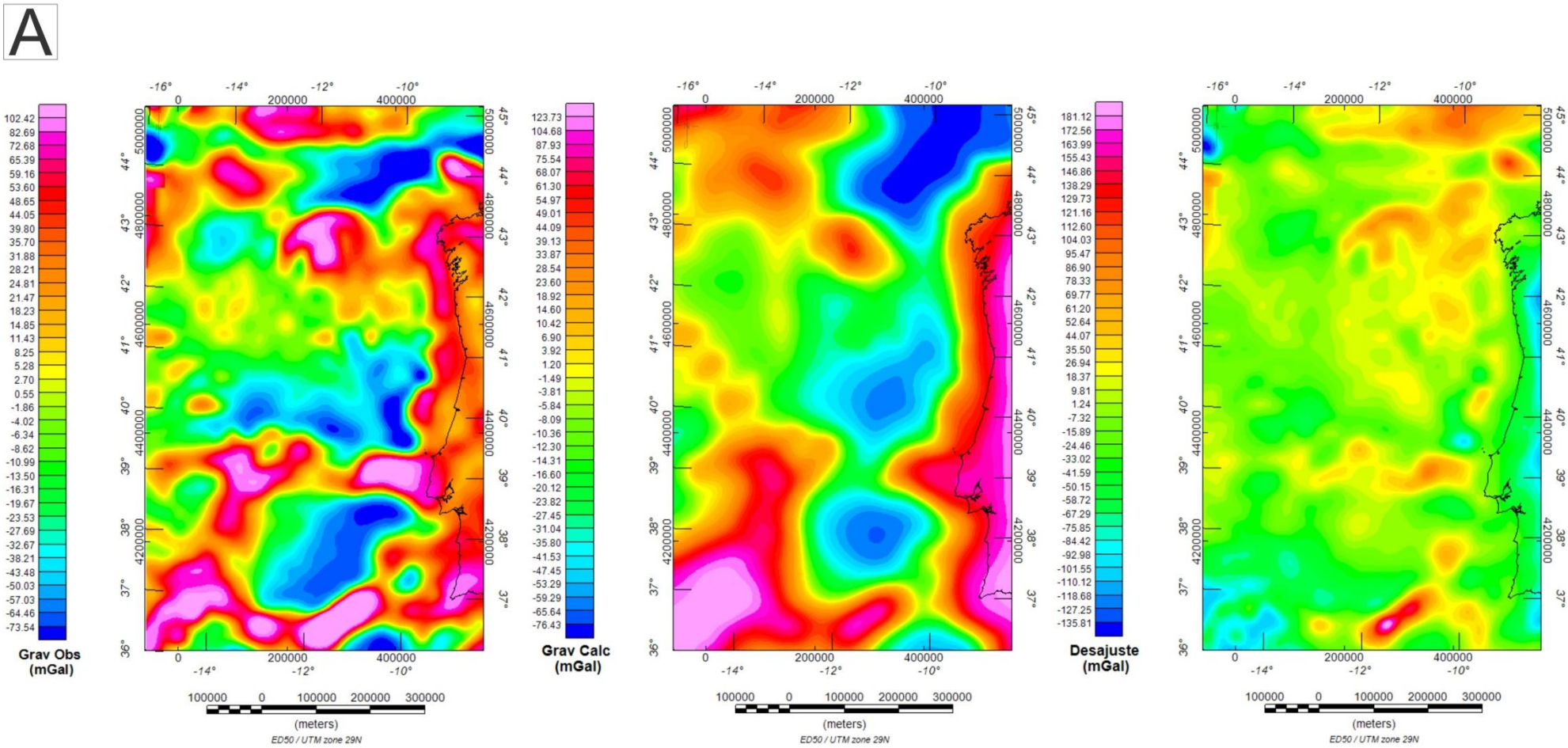



*Figura 3.35 Mapas de gravedad observada, calculada y desajuste de a) modelo de partida; b) modelo final tras un proceso iterativo en el que se ha aplicado una variación de Z de 2000m; c) modelo final tras un proceso iterativo en el que no se ha aplicado límite de variación en Z.*

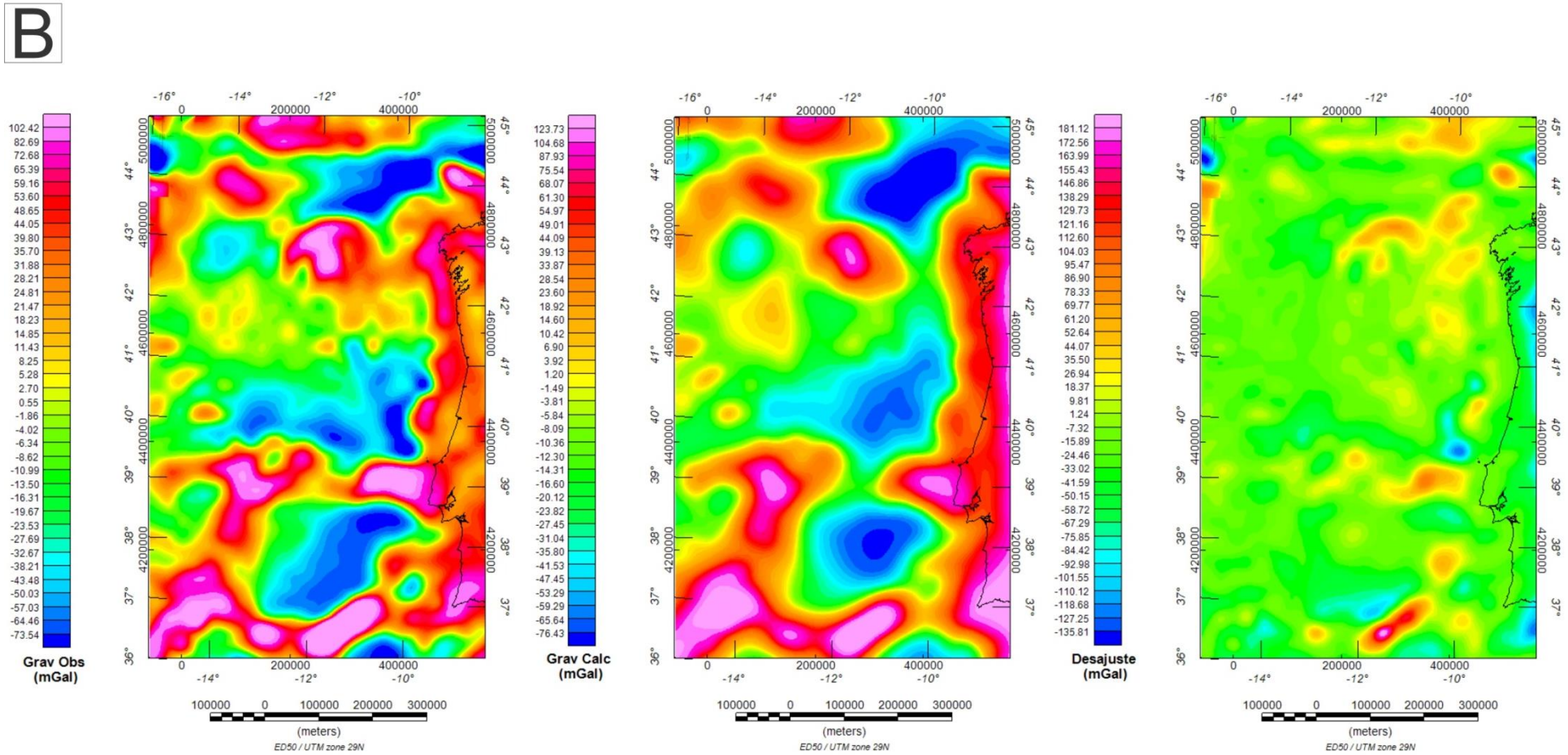



*Figura 3.35 (continuación) Mapas de gravedad observada, calculada y desajuste de a) modelo de partida; b) modelo final tras un proceso iterativo en el que se ha aplicado una variación de Z de 2000m; c) modelo final tras un proceso iterativo en el que no se ha aplicado límite de variación en Z.*

C

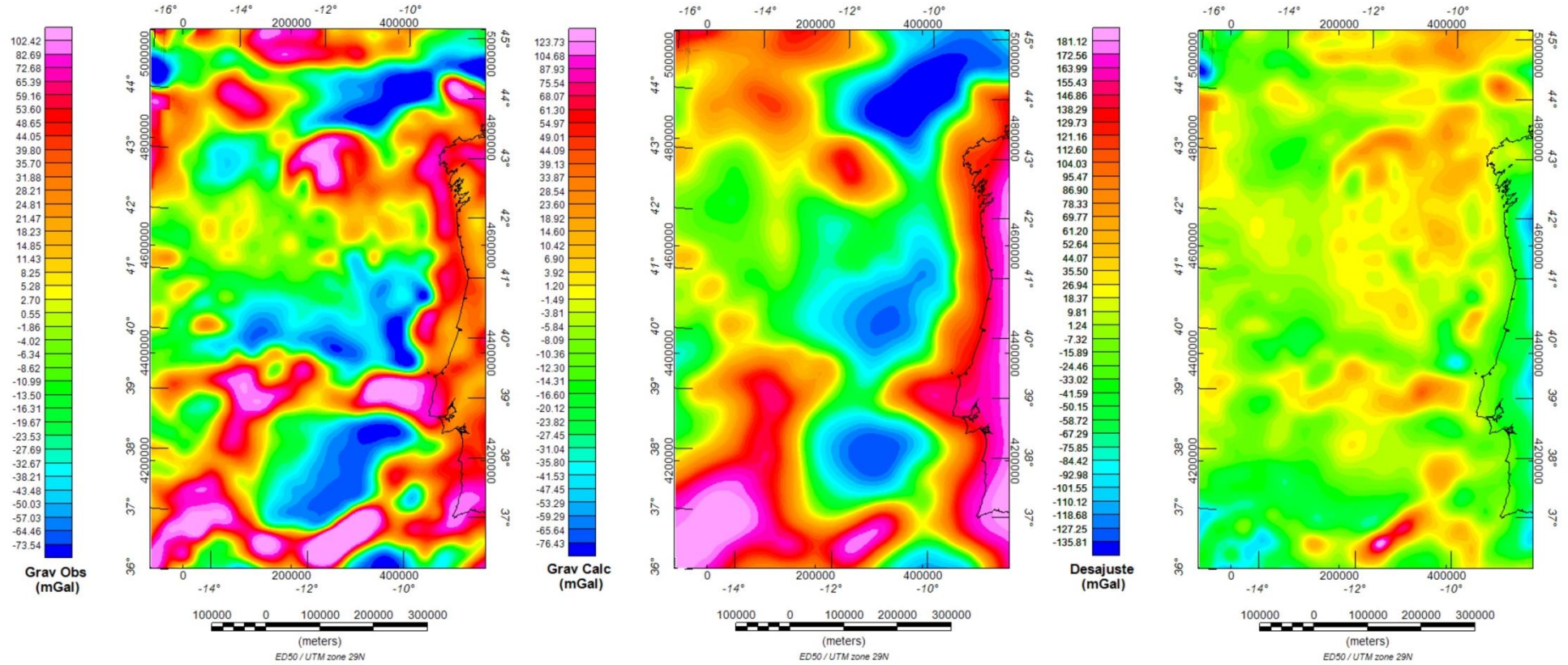



*Figura 3.35 (continuación) Mapas de gravedad observada, calculada y desajuste de a) modelo de partida; b) modelo final tras un proceso iterativo en el que se ha aplicado una variación de Z de 2000m; c) modelo final tras un proceso iterativo en el que no se ha aplicado límite de variación en Z.*

### 3.3.5 Caracterización GRAV / MAG del basamento

Con el objeto de discutir la naturaleza del basamento en el MOI, así como la influencia de éste en la apertura y posterior inversión parcial del mismo, se ha realizado una caracterización de los rasgos magnéticos y graviméticos de las zonas emergidas. Para identificar los rasgos geológicos regionales presentes en el todo el Margen Ibérico se han utilizado mapas gravimétricos y magnéticos filtrados, buscando correlacionar las interpretaciones geológicas existentes en la zona continental (Martínez Catalán *et al*., 2012; Díez Fernández y Arenas, 2015; Díez Fernández *et al*., 2016), con las estructuras y dominios corticales definidos con anterioridad en el *offshore*. De esta manera se busca la correspondencia entre las variaciones litológicas identificadas en el continente, con los dominios definidos en el *offshore*.

Para este fin, se ha utilizado la malla de anomalía de Bouguer (Figura 3.36a), de la base de datos global de GETECH, 2018. La anomalía de Bouguer se calculó utilizando una densidad de roca de 2.67 g/cm$^3$ en tierra y 2.2 g/cm$^3$ en el mar (contraste de densidad de 1.17 g/cm$^3$) y también se aplicaron correcciones del terreno. Para los datos magnéticos, hemos utilizado la malla de reducción diferencial al polo (Figura 3.36e) DRP, de los datos magnéticos globales de GETECH, 2018.

Se ha realizado una cartografía de lineamientos gravimétricos y magnéticos, utilizando, además de los mapas de anomalías, los siguientes filtros: a) la primera derivada vertical, b) derivada total horizontal, c) de pseudo-gravedad y d) cálculo de la susceptibilidad magnética aparente (Figura 3.36).

Dado que la derivada total horizontal (DTH) es una medida del cambio lateral del campo potencial; representa el máximo cambio horizontal del campo en un punto de la malla. El método se suele utilizar para identificar la ubicación de las fallas o los límites de composición lateral significativos, donde los máximos indican los bordes de las unidades con propiedades homogéneas. Estos valores máximos de DTH proporcionan los contactos entre las subunidades con diferentes densidades en las que se divide el Margen Ibérico.

La primera derivada vertical, es una medida del gradiente vertical descendente del campo potencial. Este método agudiza las anomalías sobre los cuerpos, permitiendo una imagen más clara de las estructuras que causan la anomalía. Las anomalías de corta longitud de onda se amplifican, lo que facilita la visualización y comparación de distintas tendencias y fábricas de distintos dominios geológicos. Para suavizar la respuesta y facilitar el trazado de los lineamientos máximos y mínimos, se ha aplicado una prolongación analítica hacia arriba de 10 km, antes de realizar el filtro de derivada vertical a la anomalía de Bouguer, y de 5 km a la anomalía magnética reducida al polo.

La fábrica magnética es lo que mejor va a permitir cartografiar las unidades de basamento, debido a que la susceptibilidad magnética tiene una mayor variación en función de la naturaleza de las rocas que componen el basamento varisco (ígneas y metamórficas). Analizando el patrón de las anomalías magnéticas es posible diferenciar unidades de basamento con diferente composición.

La superposición de los lineamientos magnéticos y gravimétricos va a ayudar a mejorar la definición de los límites entre los dominios del *offshore* y su correlación con los dominios en la zona continental. Por ejemplo, se pueden identificar grupos litológicos por la coincidencia de la primera derivada vertical de una anomalía gravimétrica con la anomalía magnética reducida al polo, en el que el campo magnético se supone vertical. De manera general, se puede decir que las rocas máficas y ultramáficas se asocian con anomalías gravimétricas y magnéticas de carácter positivo.

La transformación de pseudo-gravedad (Figura 3.36d) tiene algunas características especiales que reducen el dominio de las fuentes magnéticas poco profundas y aumenta la amplitud de las anomalías magnéticas de fuentes magnéticas más profundas. El gradiente horizontal total de la pseudogravedad puede utilizarse para localizar contactos del mismo modo que el gradiente de la gravedad normal (Dentith y Mudge, 2014).

Las comparaciones entre la pseudogravedad calculada y los datos de gravedad reales pueden proporcionar información sobre la magnitud y la distribución de la densidad en las fuentes magnéticas y la forma y el tamaño de las respectivas porciones de la fuente que causan las respuestas gravitatorias y magnéticas. De este modo es posible comparar mapas magnéticos y gravimétricos.

El cálculo de la susceptibilidad magnética aparente (Figura 3.36h) transforma la anomalía magnética en valores de susceptibilidad magnética (Letros *et al*., 1983), asumiendo que no hay existe susceptibilidad remanente. El proceso reduce las superposiciones de señales de diferentes cuerpos, eliminando la anomalía regional y realzando los contactos litológicos de rocas con diferentes susceptibilidades.

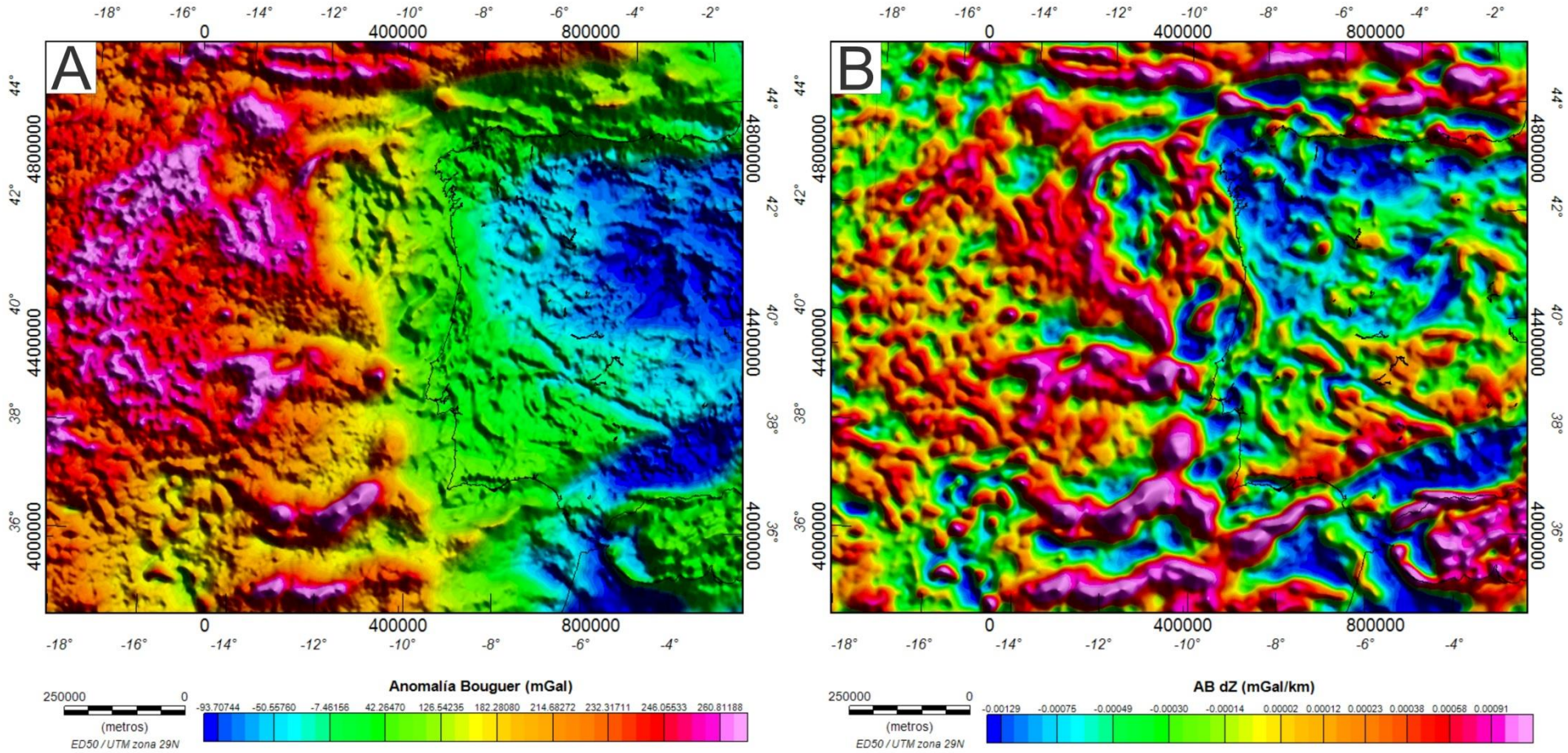



*Figura 3.36. Mapas de: a) Anomalía de Bouguer; b) Derivada vertical de la anomalía de Bouguer; c) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer; d) Pseudogravedad con contraste de densidad de 0.5 g/cm$^3$; e) Reducción diferencial al polo de la anomalía magnética de campo total; f) Derivada vertical de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; g) Derivada total horizontal de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; h) Susceptibilidad magnética aparente calculada a partir de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética.*

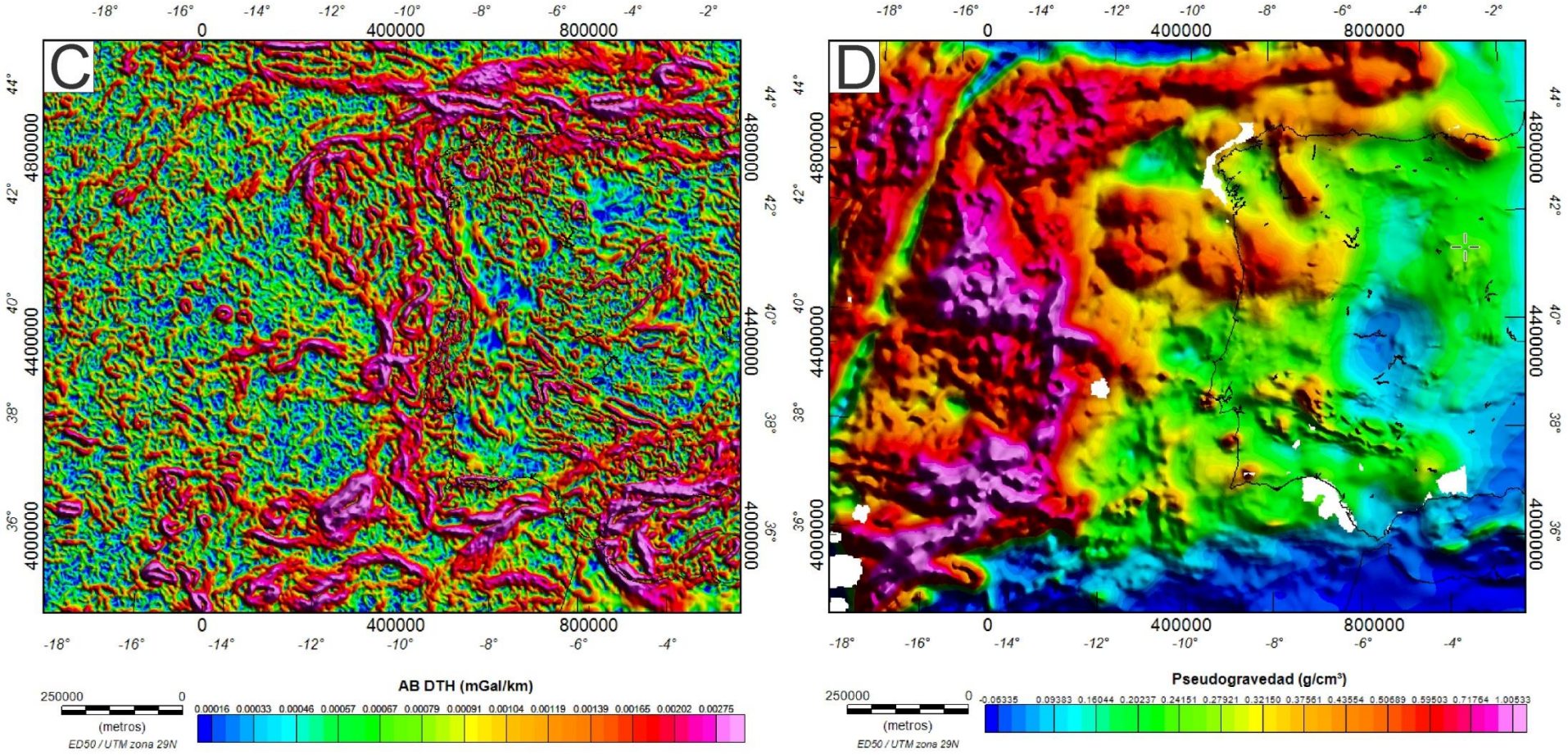



*Figura 3.36 (continuación) Mapas de: a) Anomalía de Bouguer; b) Derivada vertical de la anomalía de Bouguer; c) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer; d) Pseudogravedad con contraste de densidad de 0.5 g/cm$^3$; e) Reducción diferencial al polo de la anomalía magnética de campo total; f) Derivada vertical de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; g) Derivada total horizontal de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; h) Susceptibilidad magnética aparente calculada a partir de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética.*

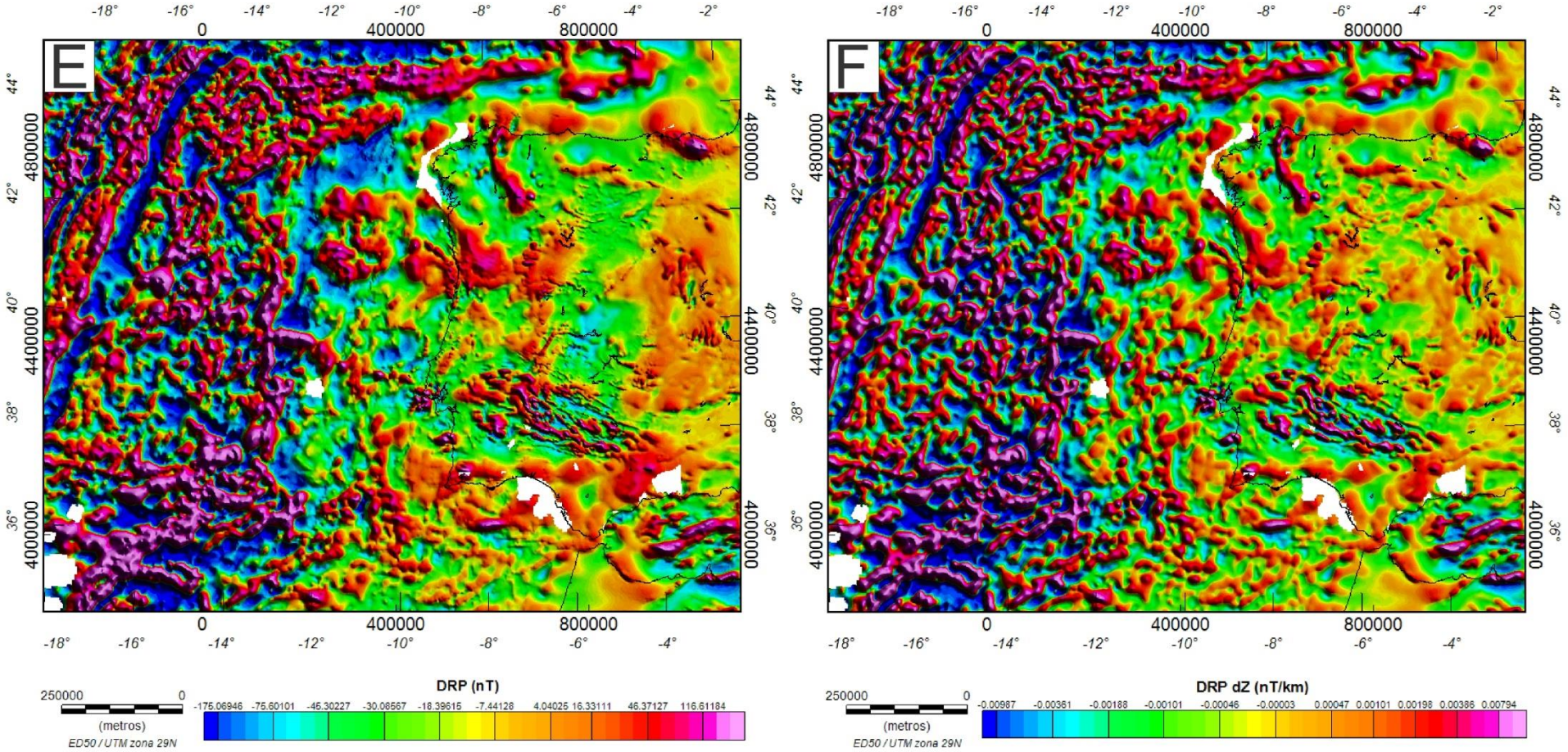



*Figura 3.36 (continuación) Mapas de: a) Anomalía de Bouguer; b) Derivada vertical de la anomalía de Bouguer; c) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer; d) Pseudogravedad con contraste de densidad de 0.5 g/cm$^3$; e) Reducción diferencial al polo de la anomalía magnética de campo total; f) Derivada vertical de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; g) Derivada total horizontal de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; h) Susceptibilidad magnética aparente calculada a partir de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética.*

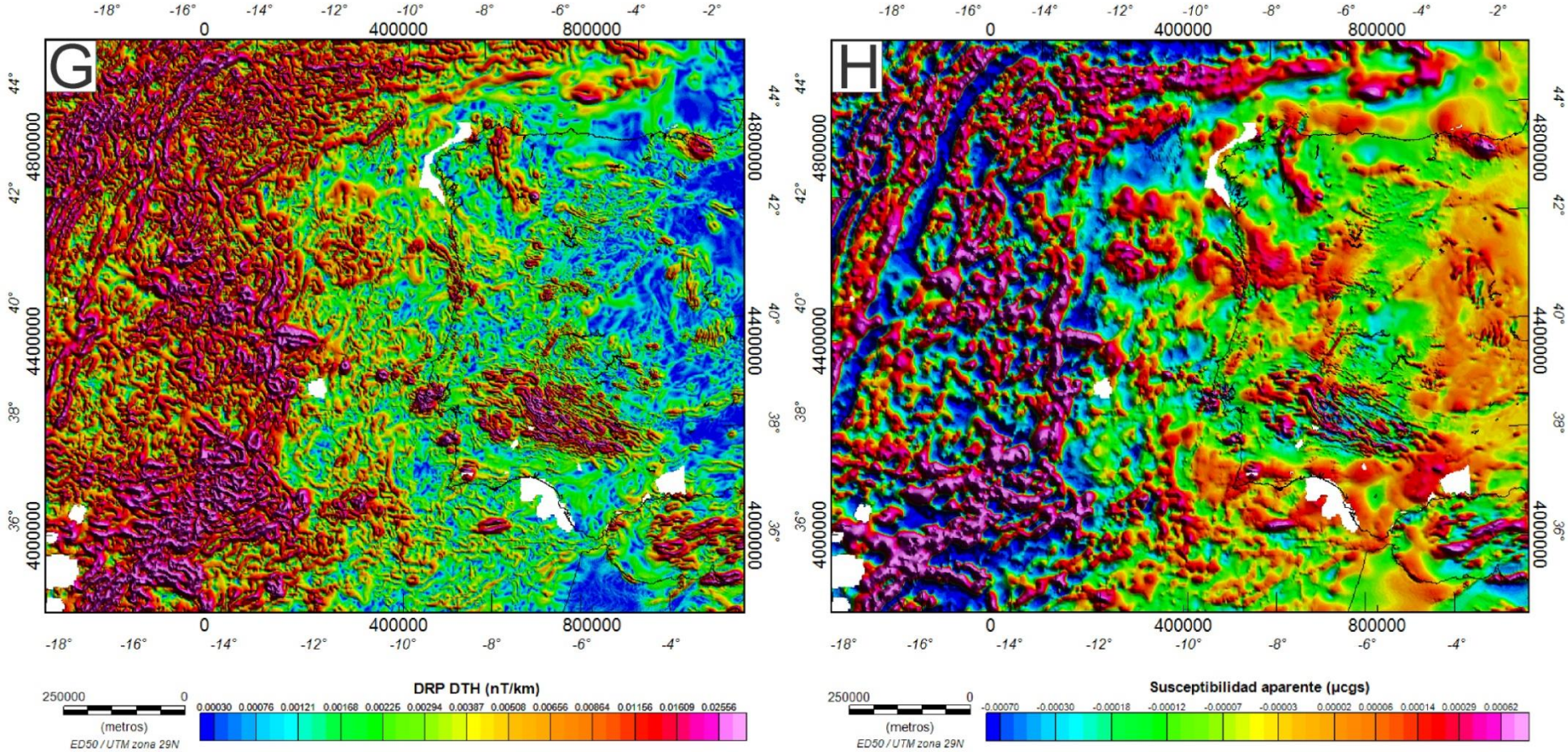



*Figura 3.36 (continuación) Mapas de: a) Anomalía de Bouguer; b) Derivada vertical de la anomalía de Bouguer; c) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer; d) Pseudogravedad con contraste de densidad de 0.5 g/cm$^3$; e) Reducción diferencial al polo de la anomalía magnética de campo total; f) Derivada vertical de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; g) Derivada total horizontal de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética; h) Susceptibilidad magnética aparente calculada a partir de la reducción diferencial al polo de la anomalía magnética.*

# CAPÍTULO 4

# RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

En este capítulo se presentan los resultados del Modelado gravimétrico 2½D y el establecimiento de unos criterios para definir los límites entre los dominios tectónicos, publicados por Granado *et al*. (2021). Posteriormente se ha realizado un modelado gravimétrico en 3D de la estructura del margen a escala litosférica, cuyos resultados proporcionan, por primera vez, una distribución continua de la estructura del margen. Estos resultados permiten comparar las zonas emergidas y sumergidas de manera conjunta. Finalmente, se analizan las relaciones entre la geometría y propiedades de la corteza previas sobre la evolución del margen en sus etapas extensionales y de inversión.

## 4.1 Estructura del Margen a partir del Modelado 2½D modelos 2D

En esta sección se presentan los modelos de gravedad en 2½D ajustados. Como ya se ha mencionado en la sección 3.3.2, la ubicación de los modelos gravimétricos está condicionada por secciones sísmicas anteriormente publicadas y sondeos ODP, con el fin de constreñirlos (localización de los modelos en la Figura 4.1). Las diferentes secciones se describen de norte a sur para las secciones transversales y de oeste a este para las longitudinales. Todos los modelos transversales tienen la misma exageración de escala vertical (x2). Los modelos longitudinales tienen una exageración vertical (x4). Todos los modelos se han representado con el mismo rango de variaciones de anomalías y gradientes para poder ser comparados fácilmente. Finalmente, para cada modelo, comparamos el factor de adelgazamiento, y los valores de los gradientes DTH y dZ de la anomalía de Bouguer con la estructura modelada, con el fin de establecer criterios para definir los dominios tectónicos. Estos modelos han sido publicados en la revista Marine Geophysical Research en 2021 (Granado *et al*., 2021).

**Modelos Gravimétricos Transversales (E-O)**

Todos los modelos gravimétricos transversales muestran un dominio proximal caracterizado por una corteza continental de 20 a 26 km de espesor (similar a Zelt *et al*., 2003; Dean *et al*., 2000; Afilhado *et al*., 2008). El límite entre el dominio proximal y el de *necking* está asociado a la presencia de importantes fallas extensionales que atraviesan la corteza continental inferior y contribuyen al adelgazamiento y la exhumación de la corteza inferior. El dominio de *necking* se caracteriza por un ascenso progresivo del Moho y un hundimiento del techo del basamento a través de fallas normales. El dominio hiperadelgazado se define allí donde se interpreta que las fallas cortan toda la corteza continental hasta el manto (deformación acoplada) o cuando la corteza continental se adelgaza a menos de 10 km. A lo largo del dominio hiperadelgazado la corteza continental se estira y se delamina hasta que la corteza inferior desaparece. Hacia el oeste se modela una unidad de alta densidad de manto serpentinizado, con algunos pequeños bloques indiferenciados de corteza continental apoyados sobre ella. Las densidades de los cuerpos serpentinizados son variables y dependen del grado de serpentinización.

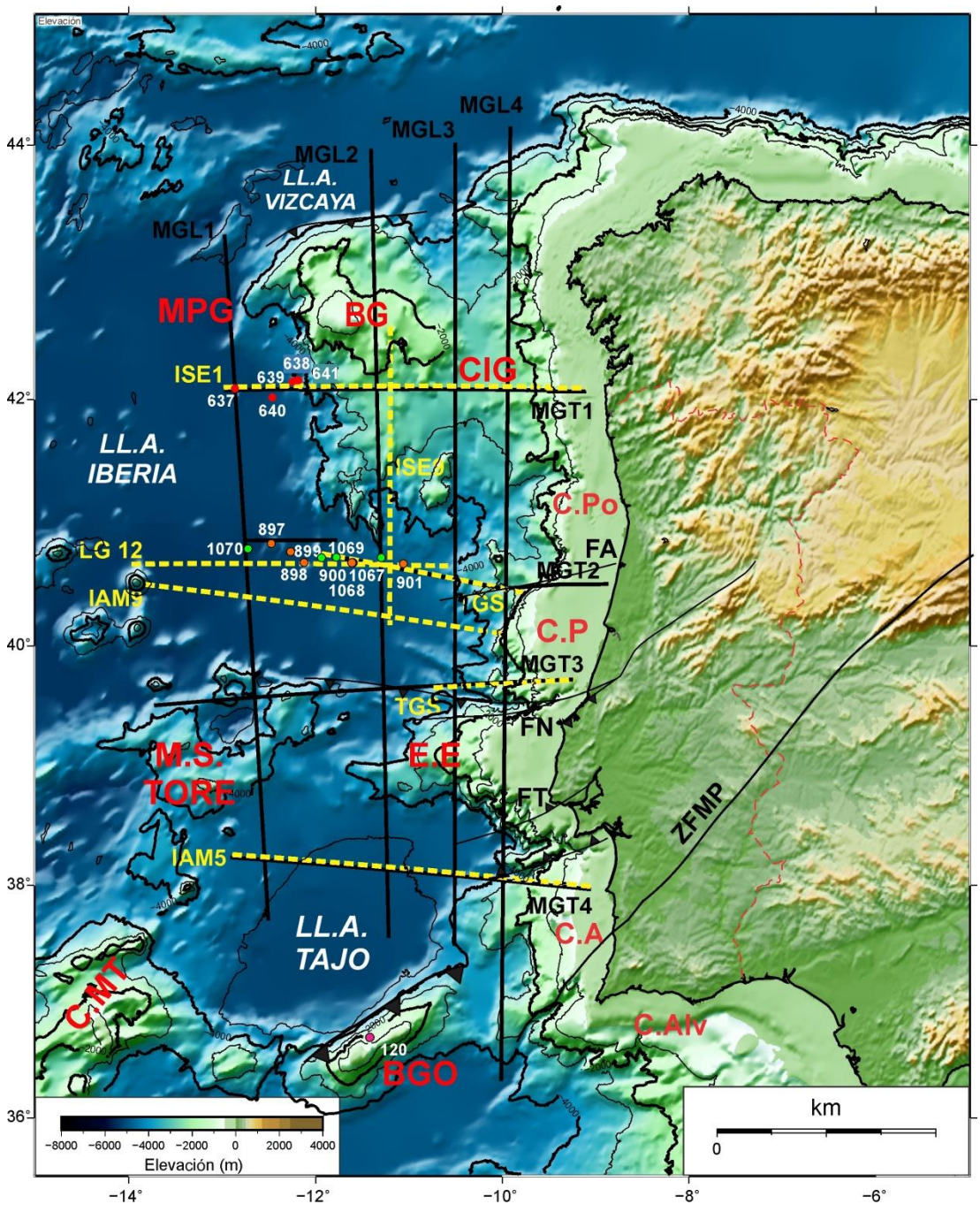



Figura 4.1 *Mapa batimétrico con la localización de los modelos estructurales en 2½D realizados a partir de los datos gravimétricos, junto con la situación de las secciones sísmicas y sondeos ODP, que han servido para constreñir dichos modelos mostrando las cuencas sedimentarias y las principales estructuras con referencias en el texto. FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; ZFMP, Zona de Falla Messejana – Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura.*

En este trabajo, se evalúa cuantitativamente el grado de serpentinización utilizando los modelos de velocidad sísmica existentes (Zelt *et al*., 2003; Dean *et al*., 2000; Sallarès *et al*., 2013), identificando una unidad de manto altamente serpentinizado (de 2.6 a 2.85 g/cm$^3$) y una unidad de manto medianamente serpentinizado (de 2.9 a 3.1 g/cm$^3$) asumiendo un espesor total de 5-6 km, que se correlaciona bien con el espesor observado a través de las secciones sísmicas (p. ej., la sección sísmica IAM9 en la LLAI; Pinto *et al*., 2016). Los datos magnéticos sugieren que el límite con el dominio oceánico debe estar en el extremo occidental de cada sección, probablemente asociado con la primera anomalía magnética bien definida.

*Modelo Gravimétrico Transversal 1 (MGT1)*

El modelo gravimétrico MGT1 (Figura 4.2) atraviesa las principales estructuras del *rift* del Cretácico inferior del Margen Occidental de Galicia, incluyendo la Cuenca Interior de Galicia (CIG), el Banco de Galicia (BG) y termina en el Margen Profundo de Galicia (MPG) (Figura 4.1). Se apoya en los datos sísmicos de refracción y reflexión y en los datos de sondeos ODP descritos anteriormente (Boillot *et al*., 1987; Sibuet *et al*., 1995; Whitmarsh *et al*., 1996; González *et al*., 1999; Pérez-Gussinyé *et al*., 2003). Las secuencias de sedimentos del Mesozoico y el Cenozoico están constreñidas por la reinterpretación del perfil sísmico de reflexión ISE1 (ver Figura 3.6a) realizada por autores anteriores (Manatschal, 1999, 2015; Reston, 2007; Sutra y Manatschal, 2012; Mohn *et al*., 2015; Amigo-Max *et al*., 2019). La base de la corteza superior y el Moho a lo largo del modelo han sido constreñidos por los datos de refracción del perfil del ISE1 (Zelt *et al*., 2003).

El Margen Occidental Ibérico tiene más de 250 km de ancho en esta sección. La corteza continental se adelgaza desde más de 20 km en el dominio proximal cerca de la costa, hasta poco más de 10 km de espesor en la Cuenca Interior de Galicia. Hacia el este, la corteza continental se engrosa de nuevo hasta más de 15 km en la Cuenca Interior de Galicia, y se adelgaza de nuevo progresivamente en el Margen Profundo de Galicia. Basándose en el espesor de la corteza en el Banco de Galicia y la geometría de las fallas, que despegan dentro de la corteza media, se interpreta que el Banco de Galicia

corresponde a un dominio proximal. La corteza adelgazada en la Cuenca Interior de Galicia se interpreta a su vez como un dominio de *necking* abortado. El adelgazamiento al oeste del Banco de Galicia, por otro lado, define la transición desde el dominio de *necking* que hasta el dominio hiperextendido del Margen Profundo de Galicia. Una cresta de manto serpentinizado alcanza el fondo marino en el Margen Profundo de Galicia (Sitio ODP 637, km 10) (Boillot *et al*., 1987). Para ajustar el alto gravimétrico relativo en la Cuenca Interior de Galicia, el Moho ha sido modelado ascendiendo a una profundidad de 16 km, bajo un depocentro de un espesor mayor a 6 km. Los datos sísmicos de refracción y reflexión indican un engrosamiento de la corteza al oeste de la Cuenca Interior de Galicia (Pérez-Gussinyé *et al*., 2003) que alcanza un espesor de 18 km y valores típicos de densidad de la corteza continental (2.72 g/cm$^3$). Para ajustar los valores mínimos de la anomalía de Bouguer observados al oeste de la Cuenca Interior de Galicia (130-140 km desde el extremo occidental de la sección) ha sido necesario asumir una menor densidad de la corteza continental superior (2.65 g/cm$^3$). El cambio en la densidad de la corteza superior coincide con un adelgazamiento de la corteza continental inferior hacia el oeste.

Para ajustar el máximo de la anomalía de Bouguer en el Margen Profundo de Galicia (25-65 km desde el extremo occidental de la sección) se ha modelado el Moho ascendiendo hasta una profundidad de 9 km (Lymer *et al*., 2019), y se ha incluido un bloque de corteza indiferenciada (2.6 g/cm$^3$) que descansa sobre él.

*Modelo Gravimétrico Transversal 2 (MGT2)*

Este modelo (Figura 4.3) está compuesto por dos secciones (MGT2A y MGT2B) cuyos extremos están desplazados 15 km en dirección N-S: MGT2A se encuentra en la Llanura Abisal de Iberia y MGT2B es su continuación en la Cuenca de Peniche (Figura 4.1).

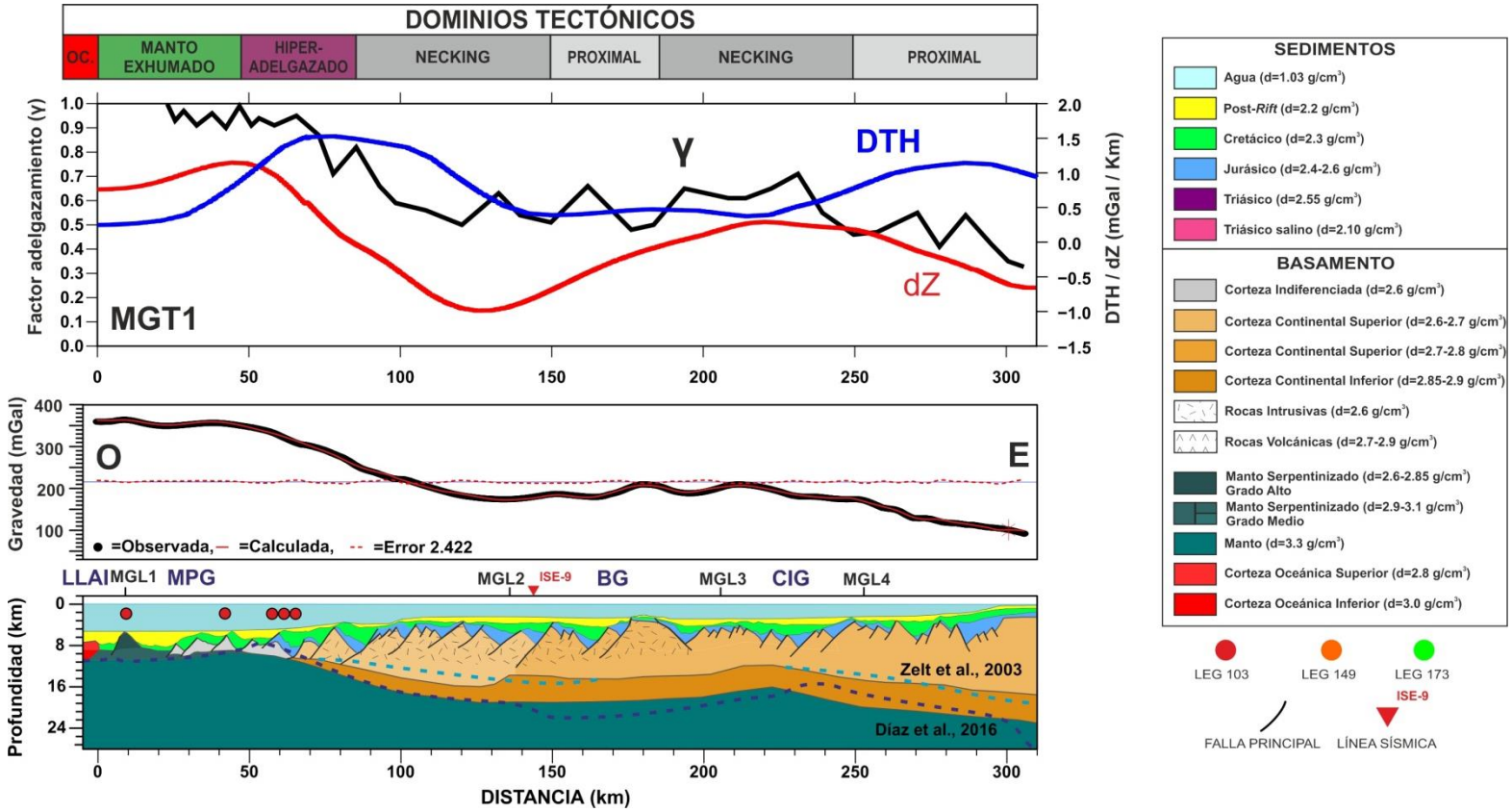



*Figura 4.2 Modelo gravimétrico transversal ajustado MGT1 (ver localización en la Figura 4.1). Están representados algunos horizontes de otros autores previamente publicados (y referenciados) sobre los modelos gravimétricos (líneas discontinuas en color). La base de la corteza superior y el Moho a lo largo del perfil ISE1 fueron constreñidos por datos de refracción de este perfil (Zelt et al., 2003). En la parte superior de los modelos están representados: Factor de adelgazamiento cortical (γ), Derivada total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer calculadas a lo largo de las secciones. En la parte superior la distribución de dominios propuesta (ver texto para la explicación). CIG, Cuenca Interior de Galicia; BG, Banco de Galicia; MPG, Margen Profundo de Galicia; LLAI, Llanura Abisal de Iberia.*

Este modelo se apoya en los perfiles MCS que se utilizaron para limitar el espesor del basamento de la corteza y las profundidades del Moho: Lusigal 12 (Beslier, 1996) y su extensión de TGS (véase Sutra *et al*., 2013) y también por los *Legs* de los sondeos ODP 149 (Sawyer *et al*., 1994) y 173 (Whitmarsh *et al*., 1998). Los sitios ODP 899, 1065, 1069 y 1070 se encuentran en las proximidades de la sección. La estructura superficial sigue la interpretación de Amigo-Marx *et al*. (2019) y está constreñida por los datos de pozo, y de MCS del estudio *Portugal Deep 2000* realizado por la empresa TGS-Nopec, PD00 (PD00-902, PD00-117), la línea sísmica ISE11 y una línea sísmica antigua (SH74-832). La primera aproximación del Moho se ha modificado a partir de Díaz *et al*. (2016). La base de la corteza a lo largo de esta sección fue constreñida por los datos de reflexión del perfil IAM9 (Dean *et al*., 2000) (Figura 3.6).

La característica principal en el MGT2 es que el dominio proximal es más amplio que en el MGT1 y que el adelgazamiento de la corteza continental se produce a lo largo de 200 km. Una cresta de manto serpentinizado alcanza el fondo oceánico en la Llanura Abisal de Iberia (Sitio ODP 900). Esta cresta se sitúa en el km 15, cerca de una transición norte-sur de corteza continental adelgazada, que se interpreta como un basamento de peridotita serpentinizada (Dean *et al*., 2000).

Para ajustar los valores de la anomalía de Bouguer en la transición del dominio proximal al de *necking*, tomando la profundidad de Moho propuesta por Díaz *et al*. (2016), se han modelado depocentros con un espesor mayor a los 6 km, no completamente evidentes en las secciones de MCS. Para ajustar el incremento de los valores de anomalía de Bouguer observados bajo la Cuenca de Peniche (140-160 km desde el extremo occidental de la sección MGT2B, en el dominio de *necking*) ha sido necesario asumir una menor densidad de la corteza continental superior (2.65 g/cm$^3$). Los datos sísmicos de refracción y reflexión indican un engrosamiento de la corteza al oeste de la Cuenca de Peniche (similar al de Sutra *et al*., 2013) que alcanza un espesor de 18 km y valores típicos de densidad de la corteza continental (2.7 g/cm$^3$). El cambio en la densidad de la corteza superior coincide con un adelgazamiento de la corteza continental inferior hacia el oeste. A lo largo de la sección occidental (MGT2A), se ha modelado un manto

serpentinizado en toda su longitud, que consiste en una unidad de manto altamente serpentinizado (de 2.7 a 2.85 g/cm$^3$) y una unidad de manto con serpentinización media (3 g/cm$^3$).

*Modelo Gravimétrico Transversal 3 (MGT3)*

Este modelo es una sección O-E de 390 km de largo que comienza en el Monte Submarino de Tore, atraviesa la Cuenca de Peniche y la Cuenca Lusitana adyacente (Figura 4.1). La porción más oriental de esta sección coincide con el modelo propuesto por Sánchez de la Muela *et al*. (2015). El modelo (Figura 4.4) se apoya en un perfil sísmico de reflexión de *TGS-Nopec* integrado en una base de datos de gravedad 2D de *Austin Exploration*. Estos autores definieron la megasecuencia pre-salina y las unidades evaporíticas. La densidad de cada unidad se ha obtenido por correlación con las velocidades sísmicas de refracción (Krawczyk *et al*., 1996; Dean *et al*., 2000; Druet *et al*., 2018).

A diferencia de MGT1 y MGT2, esta sección muestra un dominio de *necking* mucho más estrecho: el dominio proximal es de 55 km de ancho, y pasa a un dominio de *necking* de unos 30 km de ancho, dando paso a un dominio hiperextendido extremadamente amplio hacia oeste, a partir de 280 km. El dominio proximal se caracteriza por la presencia de potentes depocentros en varios *grabens* y *half-grabens* controlados por fallas normales. Más al oeste, en la Cuenca de Peniche, el depocentro situado entre los kilómetros 315 y 345 coincide bien con la cuenca G definida por Alves *et al*. (2006), con hasta 8,5 km de relleno sedimentario. Para ajustar el aumento de la anomalía de Bouguer en toda la Cuenca de Peniche, se ha modelado el Moho a una profundidad menor (16 km) que en el modelo GEMMA, y también ha sido necesario suponer una mayor densidad de la corteza superior hacia el oeste (2.75 g/cm$^3$, frente a 2.65 g/cm$^3$). El cambio en la densidad de la corteza superior coincide con un adelgazamiento de la corteza continental inferior hacia el oeste. El inicio de la corteza oceánica no presenta una señal gravimétrica significativa, pero se ha establecido a partir de la presencia del isócrona magnética M3.

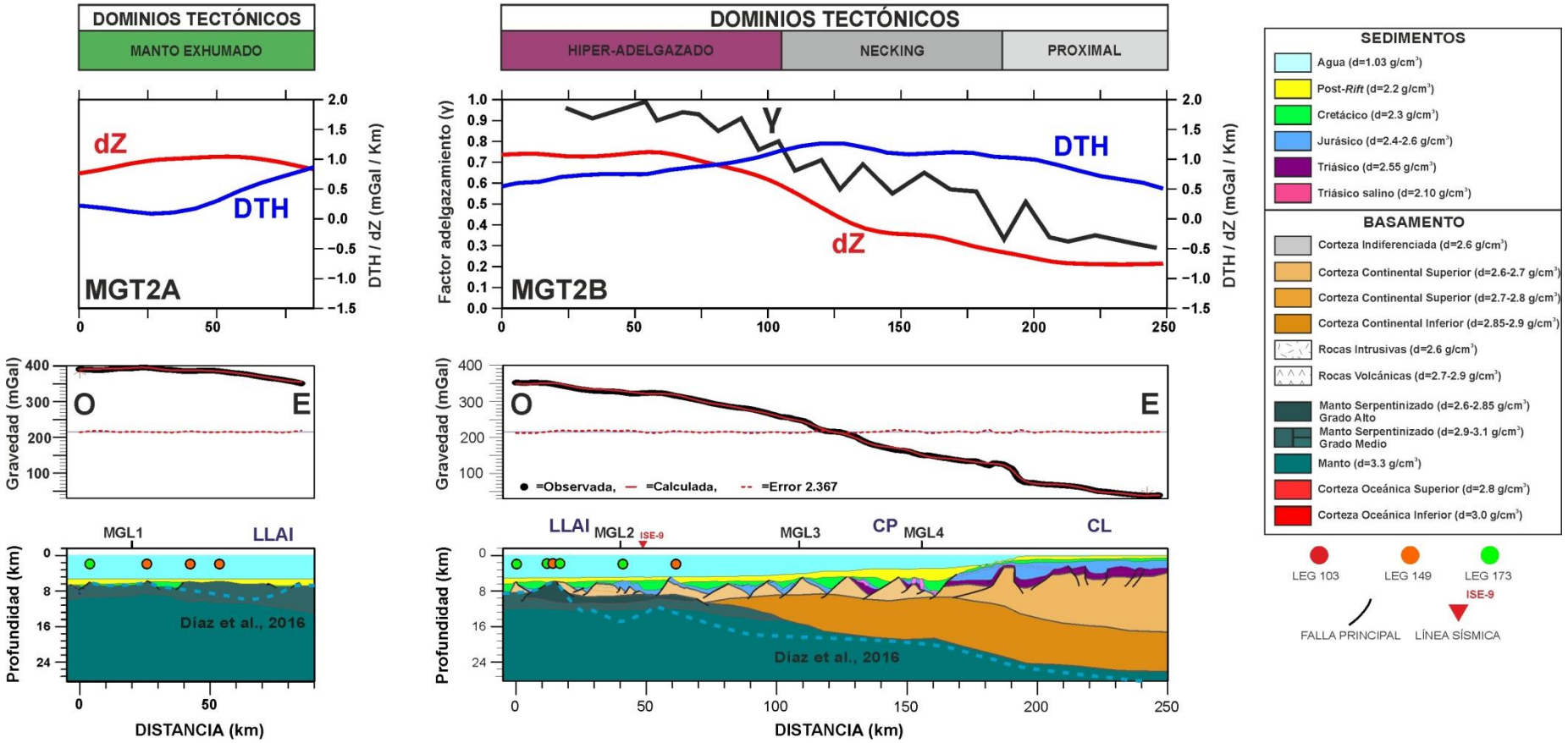



*Figura 4.3 Modelo gravimétrico transversal ajustado MGT2 (ver localización en la Figura 4.1). Están representados algunos horizontes de otros autores previamente publicados (y referenciados) sobre los modelos gravimétricos (líneas discontinuas en color). En la parte superior de los modelos están representados: Factor de adelgazamiento cortical (γ), Derivada total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer calculadas a lo largo de las secciones. En la parte superior la distribución de dominios propuesta (ver texto para la explicación). LLAI, Llanura Abisal de Iberia; CL, Cuenca Lusitana; CP, Cuenca de Peniche.*

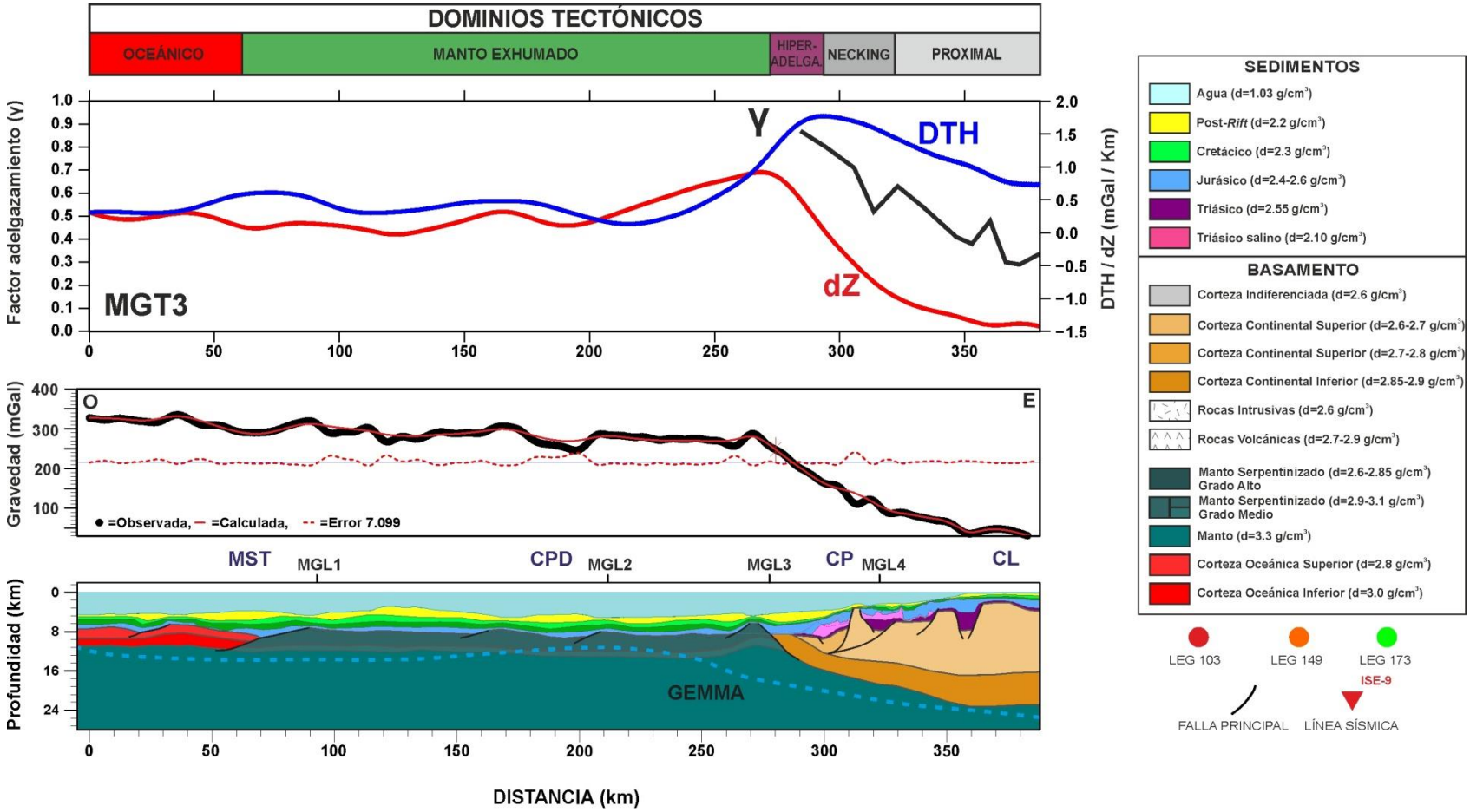



*Figura 4.4 Modelo de gravedad ajustado MGT3 (ver ubicación en la Figura 4.1). Algunos horizontes de otros autores, publicados anteriormente, están trazados (y referenciados) sobre el modelo de gravedad (líneas de color discontinuas). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, la derivada total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos (véase el texto para la explicación).CL, Cuenca Lusitana; CP, Cuenca de Peniche; CDP, Cuenca Distal de Peniche; MST; Monte Submarino de Tore.*

*Modelo Gravimétrico Transversal 4 (MGT4)*

Se trata de un tramo O-E de 345 km de longitud (Figura 4.5) que comienza cerca del Monte Submarino de Tore, cruzando la Llanura Abisal del Tajo y la Cuenca del Alentejo adyacente (Figura 4.1). Se apoya en la línea de reflexión sísmica multicanal IAM5 (Banda *et al*., 1995) y la estructura profunda está limitada por los modelos de velocidad sísmica (ver Figura 3.6c) de Afilhado *et al*. (2008).

Como en el caso del MGT3, la corteza continental se adelgaza muy rápidamente, y la transición entre el dominio proximal y el dominio de manto exhumado se produce en sólo 80 km. Sin embargo, el grosor de los depocentros en los dominios proximal y de *necking* es menor que en el modelo de MGT3. El modelo muestra un dominio proximal de 40 km de ancho, que transiciona a través de un dominio de *necking* de 25 km de anchura y hasta pasar a un dominio hiperextendido muy amplio. Para ajustar los máximos locales de la anomalía de Bouguer bajo la Llanura Abisal del Tajo (km 235-255), interpretados como alóctonos extensionales de la corteza superior, ha sido necesario aumentar la densidad de la corteza continental (de 2.75 a 2.8 g /cm$^3$). Por último, el inicio de la corteza oceánica no presenta una señal gravimétrica significativa, pero se ha establecido a partir de la presencia del isócrona magnética M3.

**Modelos Gravimétricos Longitudinales (S-N)**

Los modelos gravimétricos longitudinales presentan dos tipos de estructuras a gran escala. Por un lado, la sección más distal (MGL1) se extiende a través del dominio de manto exhumado, destacando sólo variaciones en el espesor de las unidades del manto serpentinizado (más gruesas en la mitad sur), algunos cuerpos ígneos intrusivos (Miranda *et al*., 2010; Pereira *et al*., 2017) y variaciones en el, generalmente bajo, espesor de la cobertera mesozoica - cenozoica. Por otra parte, la estructura general de MGL2, MGL3 y MGL4 consiste en una corteza continental gruesa en el norte (dominios proximales y de *necking*) y un dominio hiperextendido (hiperadelgazado o exhumado) en el sur (como ya fue observado por Pickup *et al*., 1996; Dean *et al*., 2000).

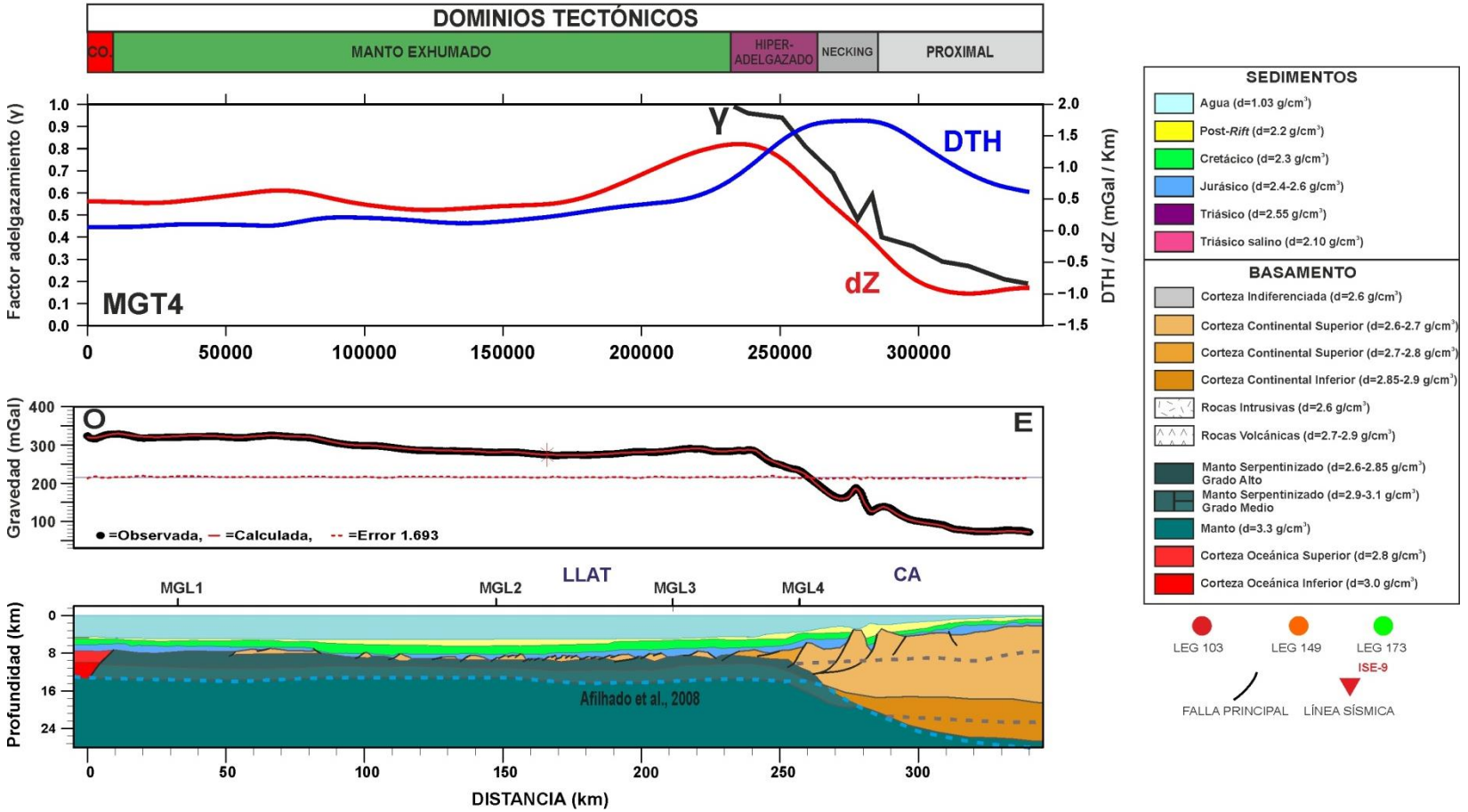



*Figura 4.5 Modelo de gravedad ajustado MGT4 (ver ubicación en la Figura 4.1). Algunos horizontes de otros autores, publicados anteriormente, están trazados (y referenciados) sobre el modelo de gravedad (líneas de color discontinuas) la estructura profunda está constreñida con modelos de velocidad sísmica de Afilhado et al. (2008). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos (véase el texto para la explicación). LLAT, Llanura Abisal del Tajo; CA, Cuenca del Alentejo.*

La gruesa corteza continental septentrional tiene una transición brusca hacia el norte hasta una zona de corteza oceánica que atraviesa una zona de inversión tectónica (Druet *et al*., 2018).

Los modelos están constreñidos en su mitad septentrional por los datos de refracción sísmica del perfil ISE1 (Zelt *et al*., 2003) y por el perfil sísmico de reflexión y refracción ISE9 (Clark *et al*., 2007). La mitad meridional está limitada por el perfil sísmico de profundidad IAM5 (Afilhado *et al*., 2008). También se ha utilizado el modelo de profundidad del Moho *GEMMA* (Reguzzoni y Sampietro, 2015) como primera aproximación a lo largo de estas secciones.

*Modelo Gravimétrico Longitudinal 1 (MGL1)*

El MGL1 (Figura 4.6) comienza en la Llanura Abisal del Tajo, al noroeste del Banco de Gorringe, atraviesa el Monte Submarino de Tore, la Llanura Abisal de Iberia, el Margen Profundo de Galicia y termina al norte éste (Figura 4.1). Toda la sección transcurre a lo largo del dominio exhumado del Margen Oeste de Iberia. Se interpreta que a lo largo de toda la sección el manto exhumado está serpentinizado, como indican los pozos ODP 1070 y 637, y se han distinguido dos capas de serpentinización variable en función de la señal de gravedad (unidad superior de 2.8 a 2.85 g/cm$^3$; unidad inferior 3 g/cm$^3$). El espesor del manto serpentinizado es mayor en el sur que en el norte, y la variación de espesor más fuerte se produce en todo el Monte Submarino de Tore. Los valores bajos de anomalía de Bouguer baja en el Monte Submarino de Tore, se explican por la naturaleza ígnea (magmatismo alcalino cretácico), tal y como sugieren las observaciones realizadas por Merle *et al*. (2006) y Roque *et al*. (2009). En la parte norte del modelo, los valores altos de la anomalía de Bouguer (300-400 mGal) se ajustan mediante un adelgazamiento de la unidad del manto serpentinizado y la elevación del manto inalterado.

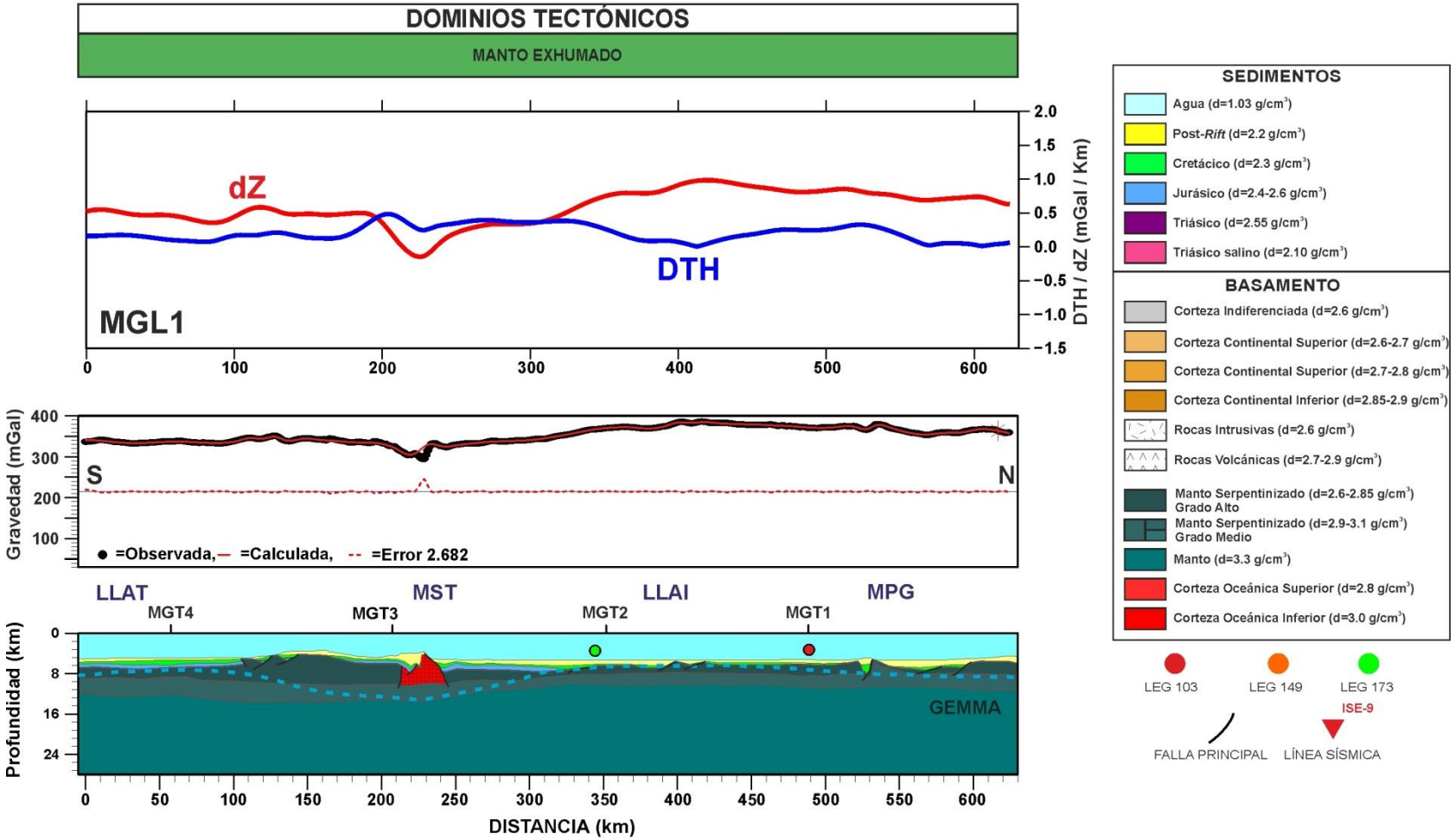



*Figura 4.6 Modelo de gravedad longitudinal ajustado MGL1 (ver ubicación en las Figura 4.1). La superficie del Moho GEMMA (Reguzzoni y Sampietro 2015) se traza sobre el modelo de gravedad (línea de color discontinua). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos. MPG, Margen Profundo de Galicia; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; LLAT, Llanura Abisal del Tajo, MST; Monte Submarino de Tore. (Véase el texto para la explicación).*

*Modelo Gravimétrico Longitudinal 2 (MGL2)*

Este modelo gravimétrico (Figura 4.7) comienza en la Llanura Abisal del Tajo, al norte del Banco de Gorringe, cruza la Llanura Abisal de Iberia, transecta por el este del Banco de Galicia y termina en la Llanura Abisal de Vizcaya (LLAV) (Figura 4.1). El modelo está limitado en su mitad norte por el modelo GM6 de Druet *et al*. (2018). Esta sección transita desde un dominio hiperextendido en la Llanura Abisal del Tajo y la Llanura Abisal de Iberia, en el sur, hasta una zona de corteza continental relativamente gruesa en el Banco de Galicia, en el norte. En su extremo septentrional la sección entra en el dominio oceánico del Golfo de Vizcaya.

Al igual que en el caso del MGL1, se interpreta que el basamento en el dominio hiperextendido de la parte sur consiste en un manto serpentinizado de dos capas (unidad superior 2.9 g/cm$^3$; unidad inferior 3 g/cm$^3$). Este dominio está caracterizado por una anomalía gravitatoria positiva que se interpreta que está causada por unos 100 km de corteza adelgazada indiferenciada (densidad = 2.6 g/cm$^3$ y 2.5 km de espesor) y un cuerpo ígneo adyacente (como sugieren los datos magnéticos, Figura 3.5). Este bloque de corteza se correlaciona bien con la prolongación occidental del Espolón de Extremadura. El límite sur de este bloque encaja bien con un contacto de tipo inverso, posiblemente con un depocentro sedimentario cenozoico por delante del límite.

En la parte septentrional de la sección, la transición entre el dominio del manto exhumado y la corteza continental se produce a partir de 345 km del perfil hacia el norte, mediante un contacto con buzamiento hacia el norte. Este engrosamiento y cambio de las propiedades de la corteza están bien marcados por un fuerte gradiente gravitacional. Para mantener la profundidad de Moho propuesta por Clark *et al*. (2007), es necesario modelizar una unidad de corteza continental inferior relativamente más gruesa.

Se observan una serie de altos gravimétricos de longitudes de onda corta entre los km 365 y 435, también con anomalías magnéticas fuertes de alta frecuencia, que han sido modeladas como cuerpos de alta densidad en el basamento. Desde la zona de corteza más gruesa (km 550) la anomalía de Bouguer se eleva bruscamente hacia el norte con

dos máximos gravitatorios de corta longitud de onda y gran amplitud. Para ajustar estos datos es necesario modelar un contacto inverso entre las cortezas continental y oceánica y una zona de transición estrecha entre el océano y el continente. Esta solución es similar a la propuesta por Druet *et al*. (2018). La naturaleza inversa del contacto se apoya en la flexión hacia abajo de la corteza oceánica y en la presencia de un depocentro en el bloque de muro, como indica la baja gravedad relativa.

*Modelo Gravimétrico Longitudinal 3 (LGM3)*

Este modelo gravimétrico (Figura 4.8) comienza en la Cuenca del Alentejo, atraviesa la Cuenca de Peniche y la Cuenca Interior de Galicia, y termina en la Llanura Abisal de Vizcaya (Figura 4.1). La estructura de este perfil es muy similar a la observada en el MGL2 y ha sido ajustada con criterios similares. Esta sección pasa de un dominio hiperextendido en la Cuenca del Alentejo y la parte sur de la Cuenca de Peniche, a un área de corteza continental relativamente gruesa en la Cuenca Interior de Galicia en el norte. En su extremo norte, la sección entra en el dominio oceánico de la Llanura Abisal de Vizcaya.

Al igual que en los modelos anteriores, se interpreta que el basamento en el dominio hiperextendido en la parte sur consiste en un manto serpentinizado de dos capas (unidad superior 2.9 g/cm$^3$; unidad inferior 3.1 g/cm$^3$). Este dominio está caracterizado por dos anomalías gravitatorias positivas que se interpretan como causadas por aproximadamente 70 km de corteza adelgazada indiferenciada cada una, la primera en la Cuenca del Alentejo (densidad = 2.75 g/cm$^3$ y 2.5 km de espesor), la segunda (densidad = 2.65 g/cm$^3$ y 4.5 km de espesor), y un cuerpo ígneo adyacente (tal y como sugieren los datos magnéticos en esta zona, Figura 3.5). Este último bloque de corteza se correlaciona bien con la prolongación del Espolón de Extremadura. El límite sur de este bloque encaja bien con un contacto de tipo inverso, posiblemente con un depocentro sedimentario cenozoico cercano a este límite.

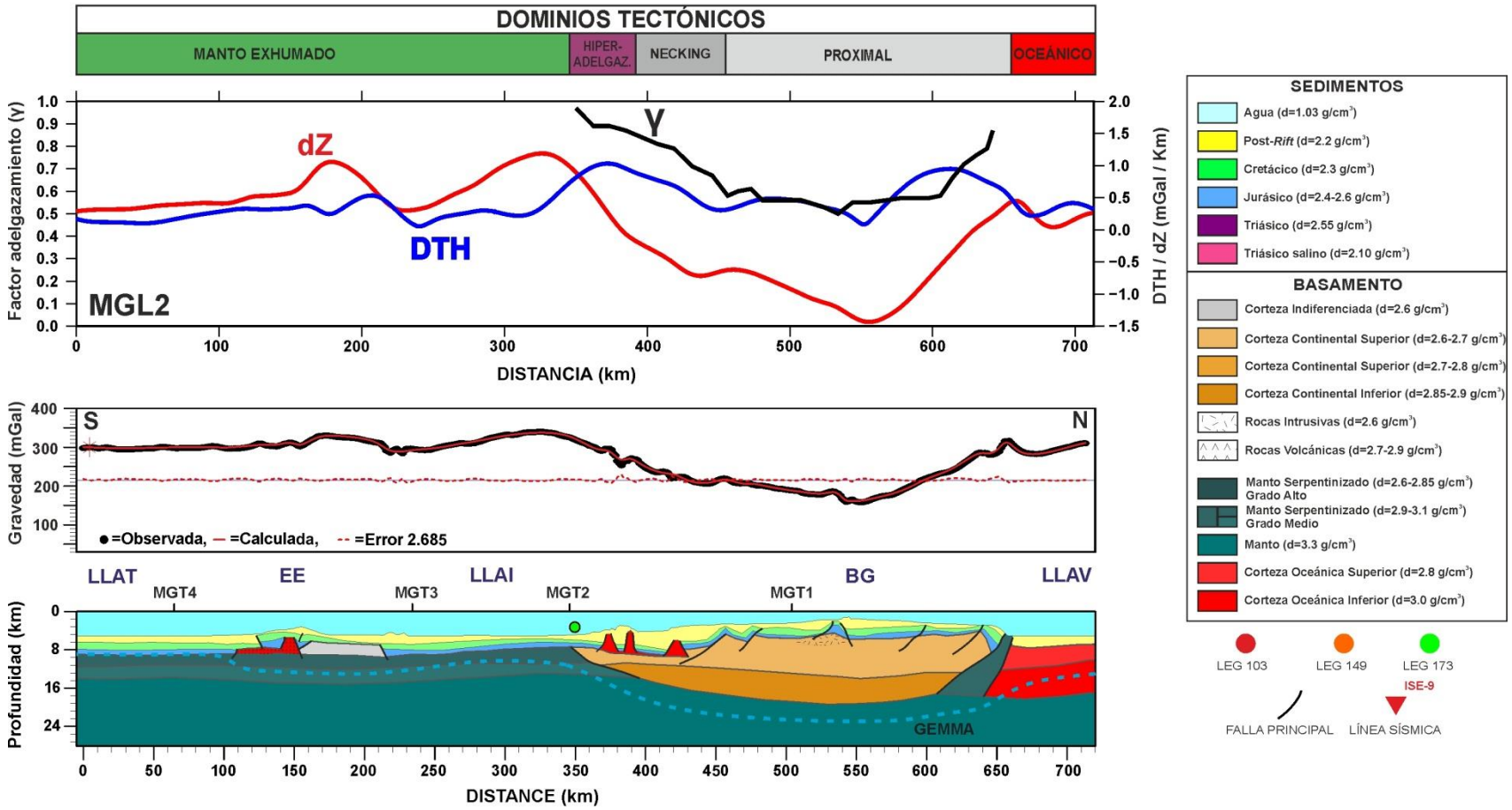



*Figura 4.7 Modelo de gravedad longitudinal ajustado MGL2 (ver ubicación en las Figura 4.1). La superficie del Moho GEMMA (Reguzzoni y Sampietro 2015) se traza sobre el modelo de gravedad (línea de color discontinua). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos. LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; BG, Banco de Galicia; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; EE, Espolón de Extremadura. (Véase el texto para la explicación).*

En la parte septentrional de la sección, la transición entre el dominio del manto exhumado y la corteza continental se produce a partir del km 260 del perfil hacia el norte, mediante un contacto de buzamiento hacia el sur. Este engrosamiento y cambio de las propiedades de la corteza están bien marcados por un pronunciado gradiente gravitatorio. Es necesario modelizar una unidad de corteza continental inferior relativamente más gruesa (2.65 g/cm$^3$), con fallas e inclinaciones hacia el sur. El engrosamiento de la corteza continental genera un gradiente gravitatorio que alcanza valores más altos en la zona de máximo engrosamiento de la corteza (a 550 km del extremo sur de la sección). Este gradiente va acompañado de un cambio en la densidad de la corteza (2.75 g/cm$^3$) y de un engrosamiento de la corteza continental inferior a lo largo de la Cuenca Interior de Galicia (km 440 desde el extremo sur de la sección). A partir de la zona de corteza más gruesa (km 500-550) la anomalía de Bouguer se eleva bruscamente hacia el norte con dos máximos de gravedad de corta longitud de onda y gran amplitud. Para ajustar esta anomalía, es necesario modelar un contacto inverso entre las cortezas continental y oceánica y una zona de transición estrecha entre el océano y el continente. Esta solución es similar a la propuesta en el modelo anterior.

*Modelo Gravimétrico Longitudinal 4 (MGL4)*

Este tramo de 870 km de longitud es el más cercano a la plataforma continental occidental de Iberia (Figura 4.9). Comienza en la Cuenca del Alentejo, cruza la Cuenca del Peniche, transecta la Cuenca Interior de Galicia y termina en la Llanura Abisal de Vizcaya (Figura 4.1). La parte sur de la sección corresponde al dominio hiperadelgazado. Transita hacia el norte en un dominio de corteza continental más gruesa (dominio de *necking*) en las cercanías del Espolón de Extremadura. En su extremo norte, entra en el dominio oceánico de la Llanura Abisal de Vizcaya. Los mínimos gravimétricos locales en las Cuencas del Alentejo y Peniche se correlacionan con los depocentros sedimentarios. En la zona entre ambas cuencas, un alto de gravedad situado cerca del km 200 se ha ajustado interpretando la presencia de un cuerpo ígneo, como sugieren los datos magnéticos.

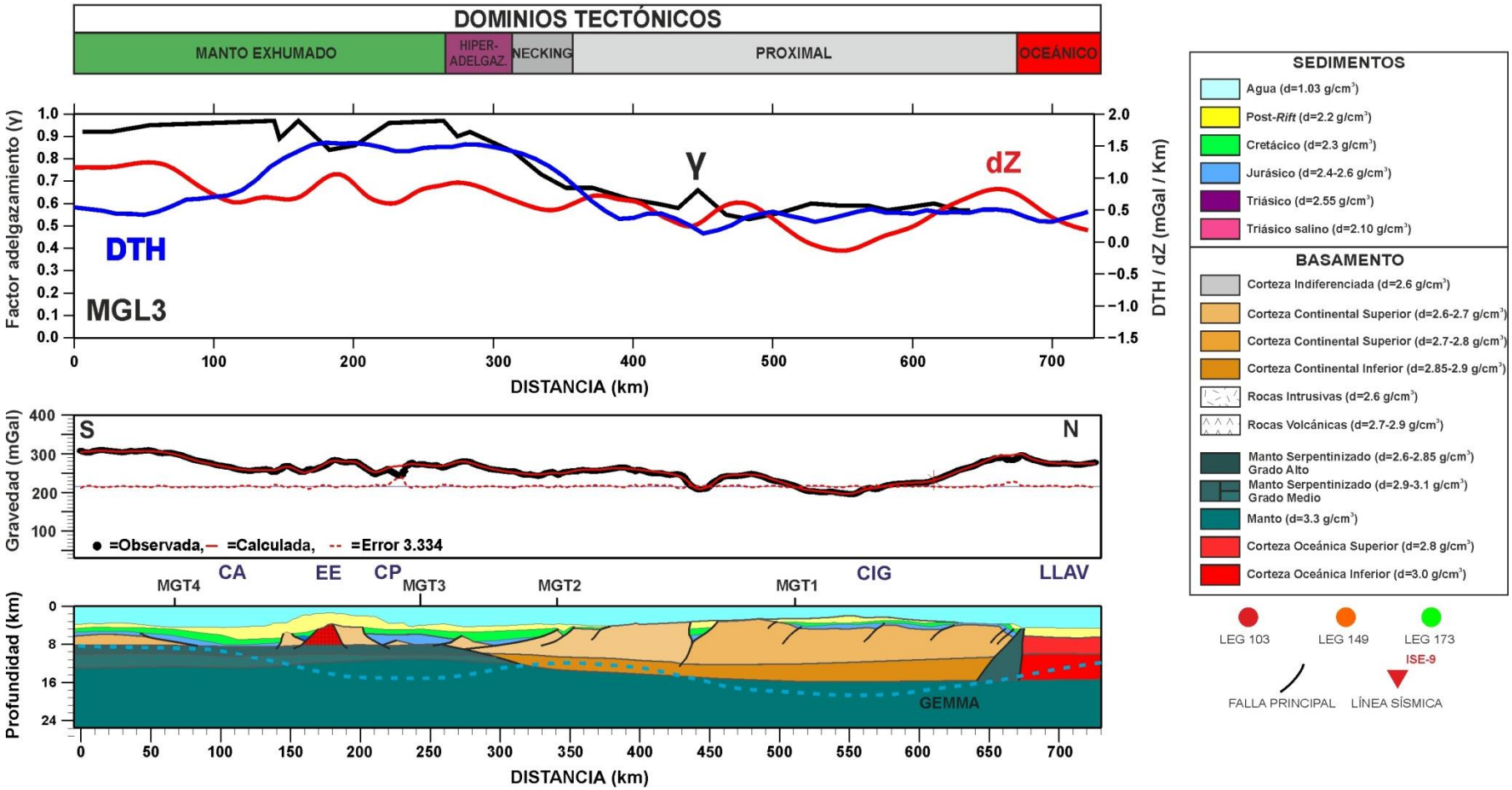



*Figura 4.8 Modelo de gravedad longitudinal ajustado MGL3 (ver ubicación en las Figura 4.1). La superficie del Moho GEMMA (Reguzzoni y Sampietro 2015) se traza sobre el modelo de gravedad (línea de color discontinua). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos. LLAV, llanura Abisal de Vizcaya; CIG, Cuenca Interior de Galicia; CP, Cuenca de Peniche; CA, Cuenca del Alentejo; EE, Espolón de Extremadura. (Véase el texto para la explicación)*

Este cuerpo también coincide con la transición del dominio hiperextendido al dominio de *necking* que subyace en la Cuenca Peniche y en la Cuenca Interior de Galicia. Más al norte, cerca del km 300, un importante bloque emergente de corteza continental corresponde al Espolón de Extremadura, al norte de la Cuenca de Peniche, la corteza continental se hace más gruesa bajo la Cuenca Interior de Galicia, con un espesor limitado del depocentro en esta sección. Al igual que en los modelos anteriores, el límite norte de la sección se interpreta como un contacto inverso que coloca la unidad del Margen Oeste de Iberia sobre la corteza oceánica en la Llanura Abisal de Vizcaya.

**Limitaciones en el ajuste de los modelos gravimétricos 2½D**

Los desajustes que se observan en algunos de los modelos pueden deberse a los siguientes factores:

- Los valores de densidad tomados de la bibliografía se suponen para las unidades en las que no existen observaciones directas o relaciones de velocidad/densidad.

- La modelización 2D de campos potenciales asume que las propiedades (densidad, velocidad o susceptibilidad magnética) son constantes para todo el bloque, tanto en sentido vertical como lateral. Esta limitación se solventa utilizando la inversión 3D. Sin embargo, si se crea una gran cantidad de microbloques para reducir el desajuste y su presencia no está limitada por datos geológicos y/o geofísicos externos, el modelo resultante puede tener una coincidencia perfecta pero no sentido geológico.

- La modelización de campos potenciales se caracterizan por el principio de ambigüedad: esto significa que diferentes fuentes pueden generar la misma señal, dependiendo de su contraste de densidad/susceptibilidad magnética, profundidad y tamaño.

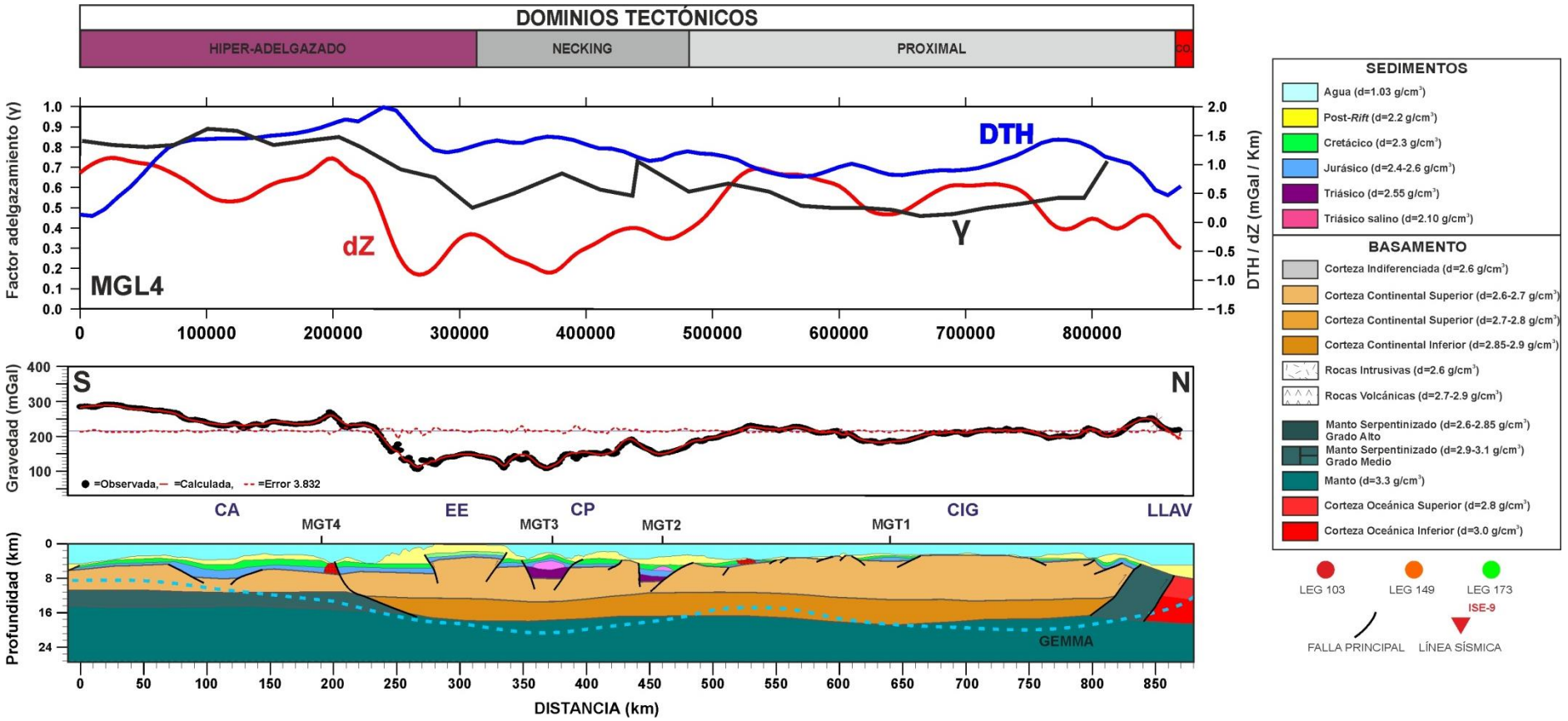



*Figura 4.9 Modelo de gravedad longitudinal ajustado MGL4 (ver ubicación en las Figura 4.1). La superficie del Moho GEMMA (Reguzzoni y Sampietro 2015) se traza sobre el modelo de gravedad (línea de color discontinua). Sobre los modelos: se ha trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. Arriba: Distribución de los dominios tectónicos propuestos. LLAV, llanura Abisal de Vizcaya; CIG, Cuenca Interior de Galicia; CP, Cuenca de Peniche; CA, Cuenca del Alentejo; EE, Espolón de Extremadura. (Véase el texto para la explicación).*

## 4.2 Inversión gravimétrica 3D

En este apartado se describen los resultados obtenidos de la modelización gravimétrica realizada, siguiendo la metodología descrita en el apartado 3.3.4.

### 4.2.1 Respuesta gravimétrica del modelo inicial

Como queda de manifiesto en el flujo de trabajo de la Figura 3.30, se ha elaborado un Modelo inicial 3D con las mallas de datos descritas en el apartado 3.3.4, cuyas densidades están resumidas en la Tabla 4.1. La respuesta gravimétrica tras aplicar la herramienta *Forward Gravity*, se observa en los mapas obtenidos de la Figura 4.10a.

| Capa | Densidad ($g/cm^3$) |
|---|---|
| Agua | 1.03 |
| Sedimentos | Función distribución vertical (Cordell, 1973) $D= 2.7 + Ce^{kz}$ |
| Corteza Superior | Corteza Continental 2.7<br>Corteza Oceánica, Cresta Peridotitas y Volcánicos 2.9 |
| Corteza Inferior | 2.9 |
| Manto | 3.3 |

*Tabla 4.1 Densidades asignadas a cada una de las capas en el modelo inicial 3D.*

### 4.2.2 Inversión estructural

El siguiente paso es el de ajustar el modelo 3D mediante la modificación de la geometría de las capas correspondientes al manto, corteza inferior y corteza superior, para lo cual es necesario realizar la inversión estructural de las superficies del Moho y el techo de la corteza inferior para ajustar la gran longitud de onda. Por último se realiza la inversión del techo de la corteza superior para ajustar la corta longitud de onda, con el fin de minimizar el desajuste en cada una de las iteraciones (Figura 4.10b, c y d).

En el caso de las inversiones estructurales se establecen los parámetros especificados en la Tabla 4.2, cuya elección ha sido discutida en el apartado 3.3.4. Además de definir estos parámetros, hay que establecer también el grado de libertad admisible en la amplitud de onda para cada una de las capas. Estos valores se muestran en la columna de *Límites.*

| Capa | *Lower High-Cut Limit (m)* | *Upper High-Cut Limit (m)* | Constraint | Límites (m) |
|---|---|---|---|---|
| Manto | 200000 | 100000 | Malla constraint | Máxima variación en Z 2000 |
| Corteza Inferior | 100000 | 30000 | Malla constraint | Máxima variación en Z 2000 |
| Corteza Superior | 60000 | 10000 | Malla constraint | Máxima variación en Z 2000 |

*Tabla 4.2 Parámetros utilizados para realizar las inversiones estructurales de cada una de las capas. Las longitudes de onda que vamos a utilizar para cada una, vienen determinados por los llamados Lower High-Cut Limit y Upper High-Cut Limit. Los límites están referidos al grado de libertad permitido en la amplitud de onda que se le otorga a cada capa.*

Tras realizar la inversión estructural es posible conocer la estructura en profundidad del Moho y de la corteza superior e inferior. El resultado se muestra en metros de profundidad, y permite conocer las partes más profundas y someras de estas unidades a lo largo de todo el margen.

Las mallas finales resultantes de los procesos de inversión gravimétricas han sido filtradas, mediante una continuación analítica hacia arriba a 10 km, con el objetivo de minimizar el ruido en la malla proveniente de la utilización de datos de distinta naturaleza. Además, se han recortado las mallas para eliminar los efectos de borde allí donde no tenemos control de los modelos gravimétricos en 2 + 1/2D.

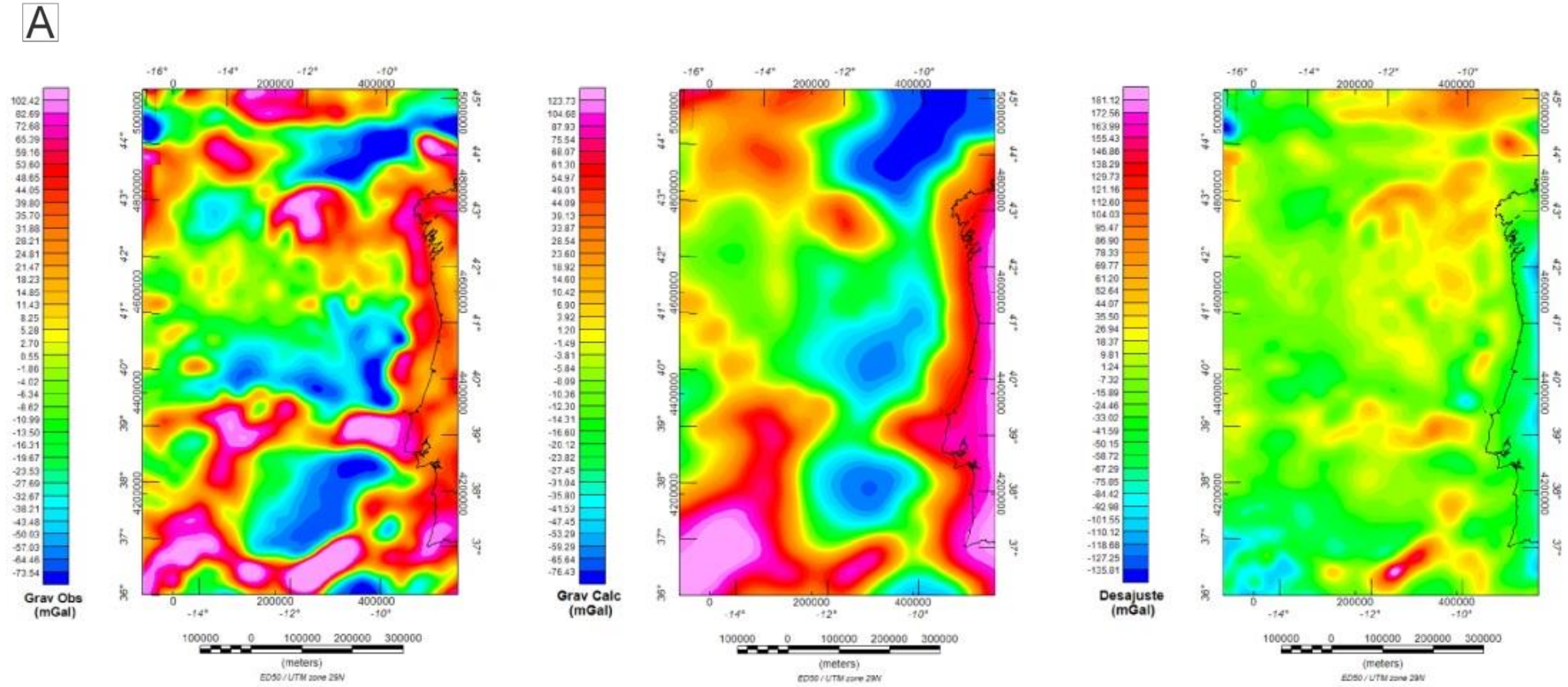



*Figura 4.10 Mapas de Gravedad Observada, Calculada y el desajuste (misfit) de: a) modelo inicial 3D; b) modelo después de la inversión estructural del manto; c) modelo después de la inversión estructural de la corteza inferior; d) modelo después de la inversión estructural de la corteza superior; e) modelo después de la inversión lateral de densidad de la corteza superior.*

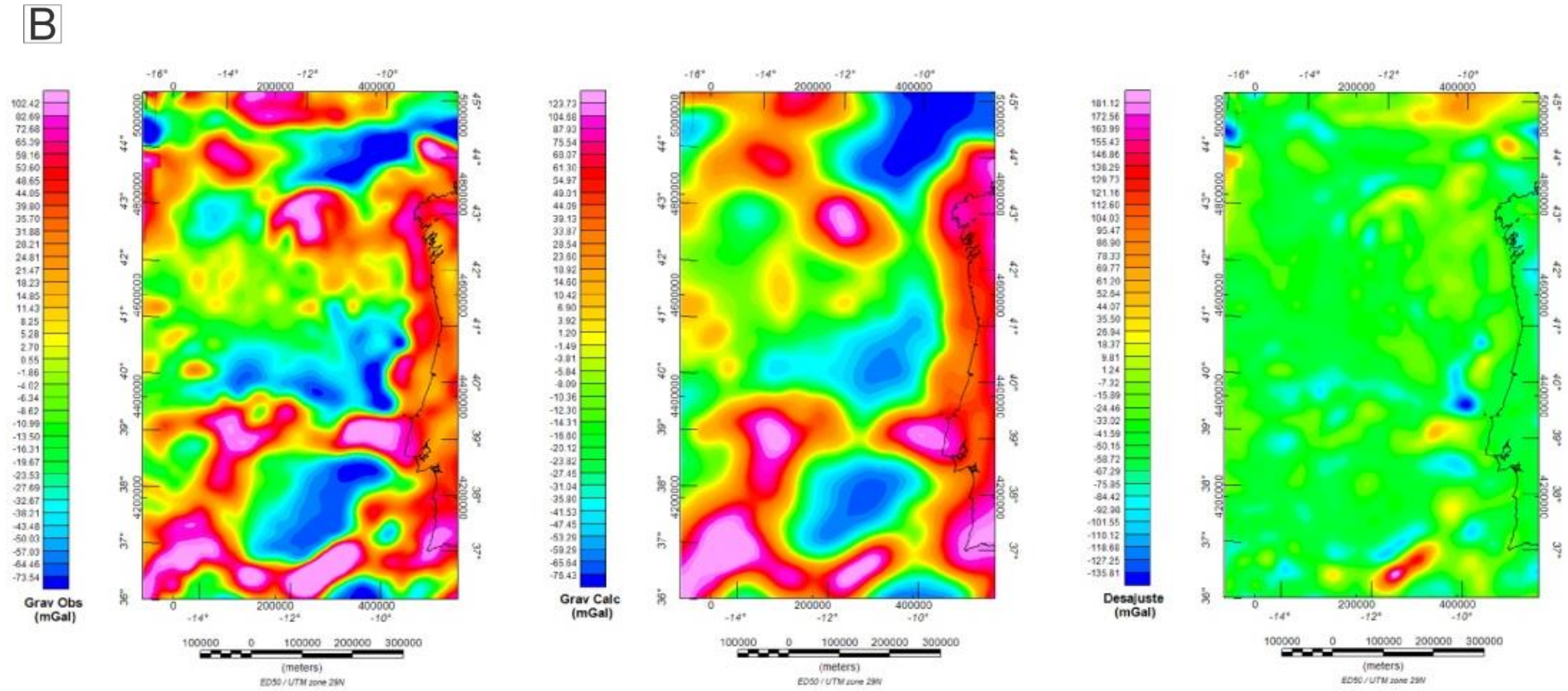



*Figura 4.10 (continuación) Mapas de Gravedad Observada, Calculada y el desajuste (misfit) de: a) modelo inicial 3D; b) modelo después de la inversión estructural del manto; c) modelo después de la inversión estructural de la corteza inferior; d) modelo después de la inversión estructural de la corteza superior; e) modelo después de la inversión lateral de densidad de la corteza superior.*

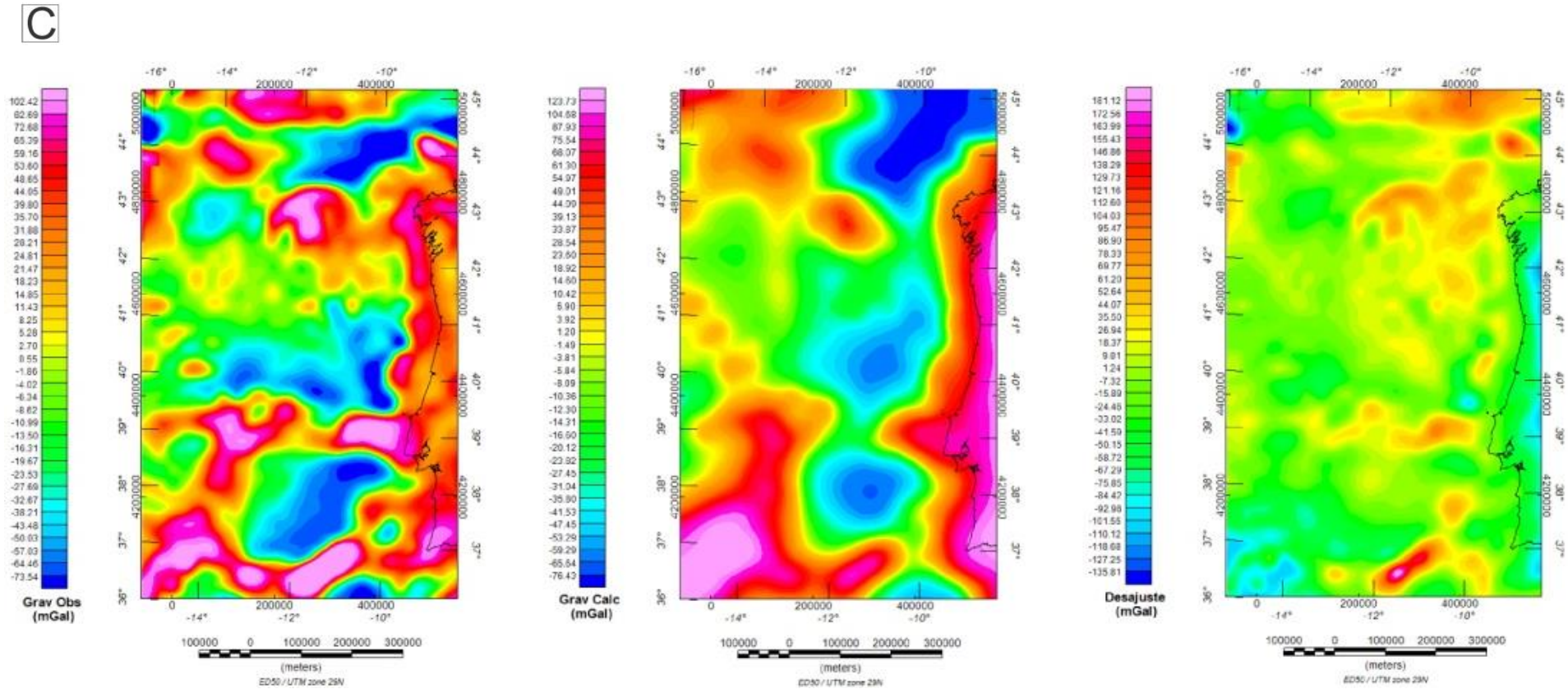



*Figura 4.10 (continuación) Mapas de Gravedad Observada, Calculada y el desajuste (misfit) de: a) modelo inicial 3D; b) modelo después de la inversión estructural del manto; c) modelo después de la inversión estructural de la corteza inferior; d) modelo después de la inversión estructural de la corteza superior; e) modelo después de la inversión lateral de densidad de la corteza superior.*

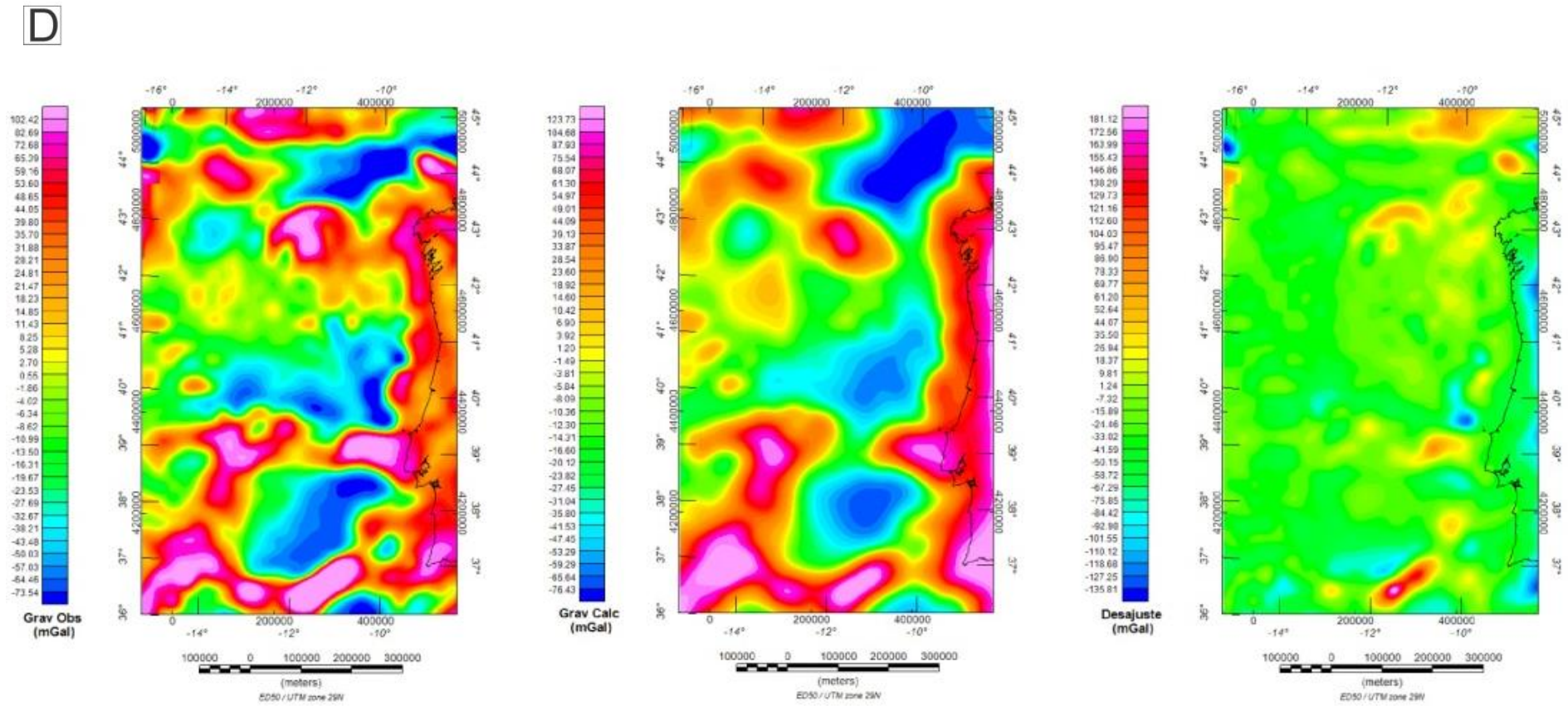



*Figura 4.10 (continuación) Mapas de Gravedad Observada, Calculada y el desajuste (misfit) de: a) modelo inicial 3D; b) modelo después de la inversión estructural del manto; c) modelo después de la inversión estructural de la corteza inferior; d) modelo después de la inversión estructural de la corteza superior; e) modelo después de la inversión lateral de densidad de la corteza superior.*

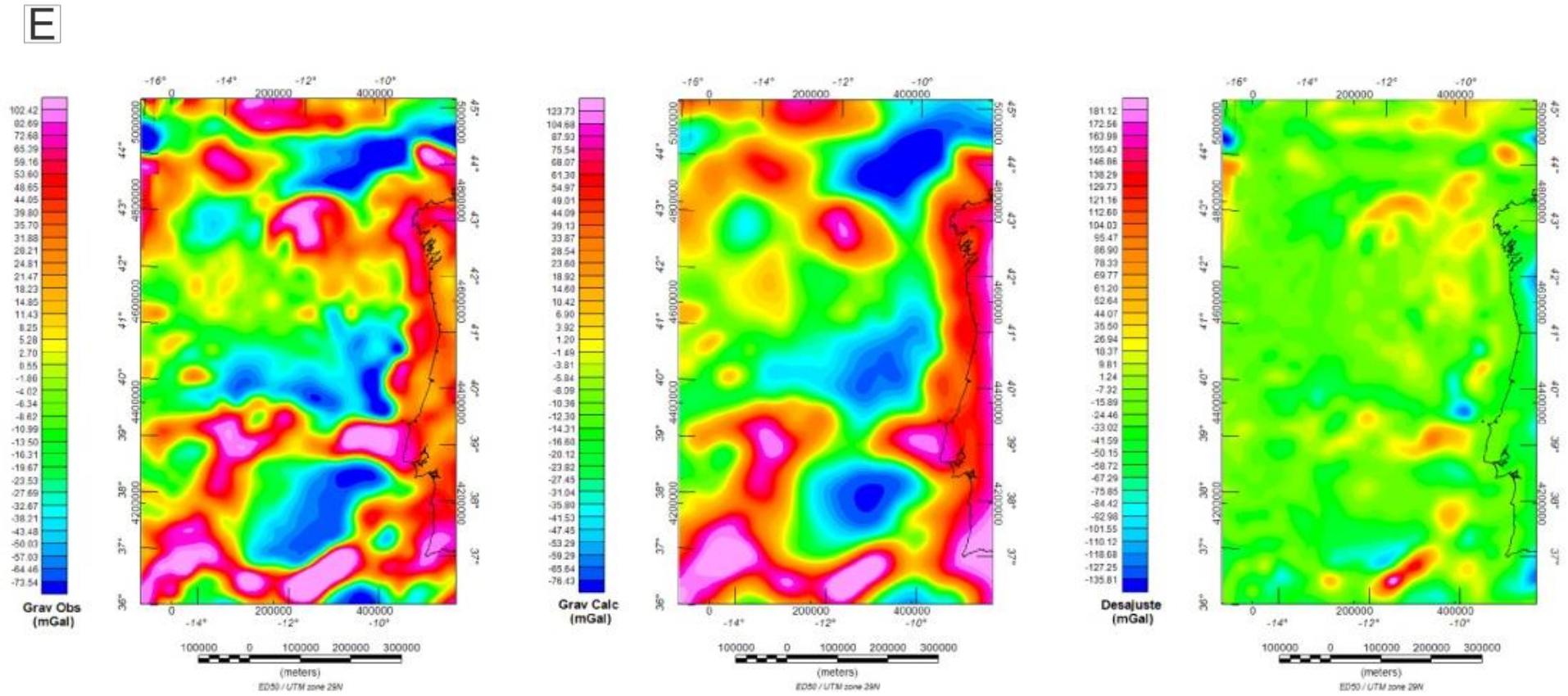



*Figura 4.10 (continuación) Mapas de Gravedad Observada, Calculada y el desajuste (misfit) de: a) modelo inicial 3D; b) modelo después de la inversión estructural del manto; c) modelo después de la inversión estructural de la corteza inferior; d) modelo después de la inversión estructural de la corteza superior; e) modelo después de la inversión lateral de densidad de la corteza superior.*

**A) Inversión estructural del manto**

Tras realizar la inversión estructural del manto, los mapas de gravedad resultantes (Figura 4.10b) muestran una mejora notable con respecto al modelo de partida (Figura 4.10a). El mapa de la gravedad calculada marca de forma más nítida las estructuras principales del Margen Ibérico, como son el Banco de Galicia, el Espolón de Extremadura y el Banco de Gorringe. El mapa de desajuste muestra una desviación estándar de 26,7 mGal para toda el área analizada, que mejora notablemente la desviación estándar del modelo de partida de 40,8 mGal, probablemente porque el cambio en la geometría del Moho consigue un buen ajuste de la larga longitud de onda.

La estructura en profundidad del Moho a lo largo del Margen Ibérico muestra, comparado con el mapa de profundidad del Moho del modelo de partida (Figura 4.11), una mayor definición de las estructuras en áreas no constreñidas por los modelos 2D, como los mencionados con anterioridad. Las áreas en las que el Moho es más profundo se localizan en las zonas más próximas al continente. Alcanzan profundidades entre 11 y 16 km en el margen meridional y valores entre 15 y 18 km en el margen septentrional, quizás perteneciente a la zona de *necking*. La somerización del manto debería coincidir con el comienzo del dominio hipextendido a lo largo de todo el margen. El manto se hace especialmente somero al oeste del Banco de Galicia en el norte, quizás relacionado con el dominio de manto exhumado, y en la mitad sur coincidiendo con la localización de algunos altos estructurales al oeste del Espolón de Extremadura y Banco de Gorringe.

**B) Inversión estructural de la corteza inferior**

Tras realizar la inversión estructural de la corteza inferior, el mapa de desajuste resultante (Figura 4.10c) muestra una recuperación en buena parte del desajuste que se había eliminado en el paso anterior, con una desviación estándar de 40,8 mGal para toda el área analizada. En el mapa de la gravedad calculada se desdibujan un poco las estructuras principales del margen, que ya estaban perfiladas con el cambio de geometría del Moho.

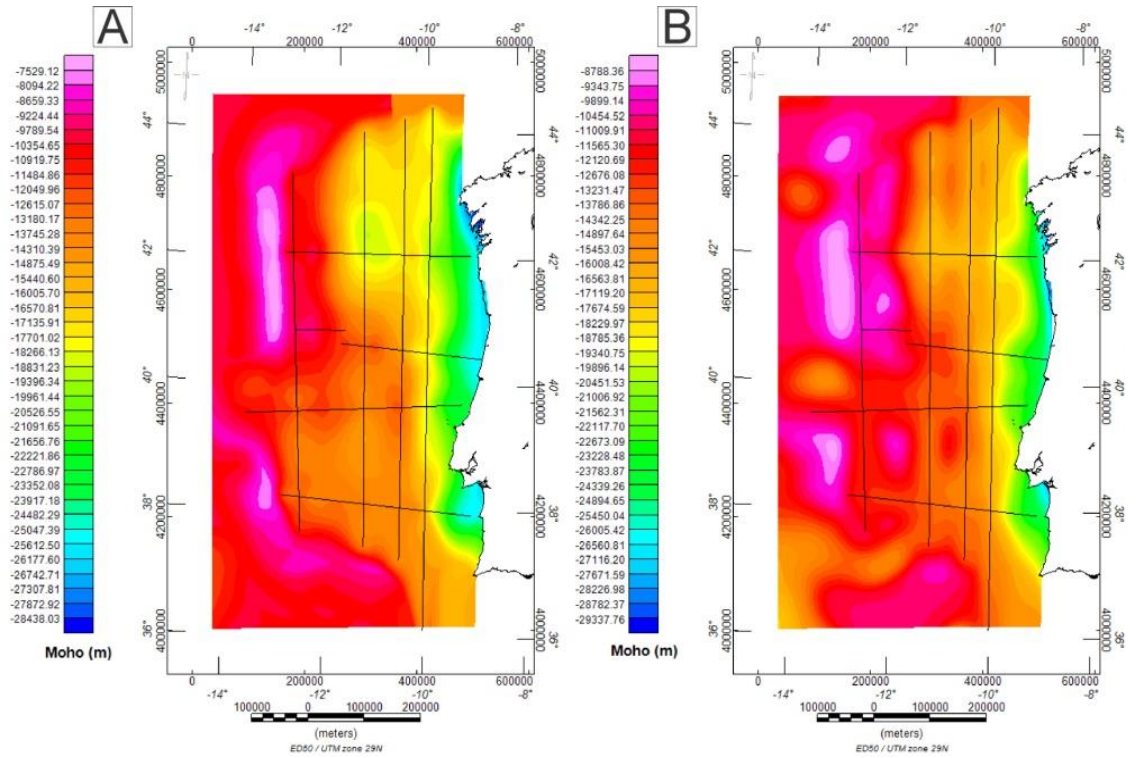



*Figura 4.11 Mallas de profundidad del Moho suavizadas y recortadas a) antes de la inversión gravimétrica en 3D de la malla; b) después de la inversión gravimétrica en 3D. Sobre ellas están representadas las secciones que se han utilizado para constreñir el modelo 3D (ver apartado 4.1 para más información).*

Comparando la malla de profundidad del techo de la corteza inferior antes y después de la inversión estructural de esta capa (Figura 4.12), la malla resultante es más homogénea y suave. Los mapas son muy comparables, y se confirma la geometría interpretada del límite entre las cortezas superior e inferior. La estructura en profundidad del techo de la corteza inferior a lo largo del Margen Occidental Ibérico muestra una somerización de esta superficie, desigual de norte a sur. En el margen septentrional este proceso es más brusco, con un gradiente muy pronunciado, pasando de valores de 10 km de profundidad a 6-7 km en poca distancia. En el margen meridional la somerización de la corteza inferior es más paulatina y ocupa una mayor extensión, quizás coincidiendo con el dominio de manto exhumado en esta zona.

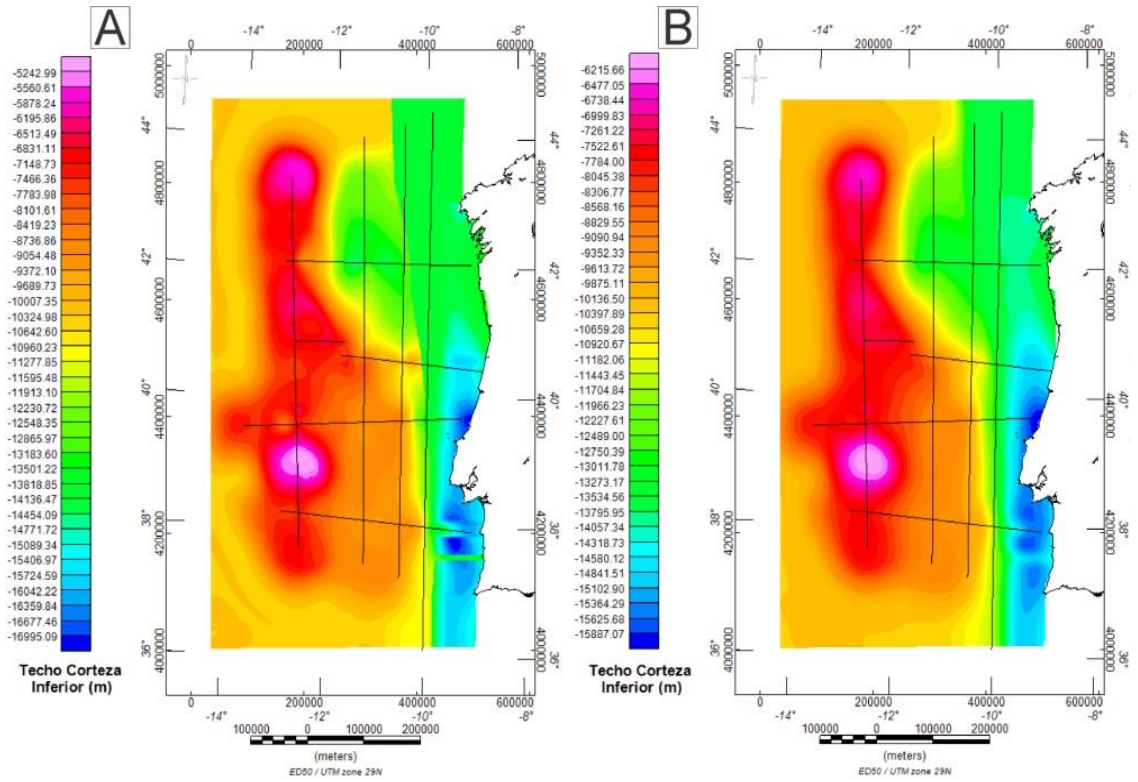



*Figura 4.12 Mallas de profundidad del techo de la corteza inferior, suavizadas y recortadas a) antes de la inversión gravimétrica en 3D de la capa; b) después de la inversión gravimétrica en 3D. Sobre ellas están representadas las secciones que se han utilizado para constreñir el modelo 3D (ver apartado 4.1 para más información).*

**C) Inversión estructural de la corteza superior**

Tras realizar la inversión estructural de la corteza superior (basamento cristalino), los mapas de la gravedad resultantes (Figura 4.10d) muestran una mejoría notable del mapa de desajuste en comparación con la iteración anterior, con una desviación estándar de 26,6 mGal para toda el área analizada. La gravedad calculada se parece más a la gravedad observada, mostrando un mejor dibujo de las estructuras principales del margen.

Teniendo en cuenta que es una malla que está creada mediante unidades de corteza continental, corteza oceánica y elementos volcánicos, la estructura en profundidad del techo de la corteza superior (Figura 4.13) a lo largo del MOI muestra que los mínimos de profundidad de esta capa se localizan en los altos estructurales del Banco de Galicia, el Espolón de Extremadura, el Banco de Gorringe, y la prolongación de estas estructuras hacia el oeste. Los valores que indican mayor profundidad del techo de la corteza

superior se sitúan a lo largo de las llanuras abisales que se encuentran entre estos altos estructurales.

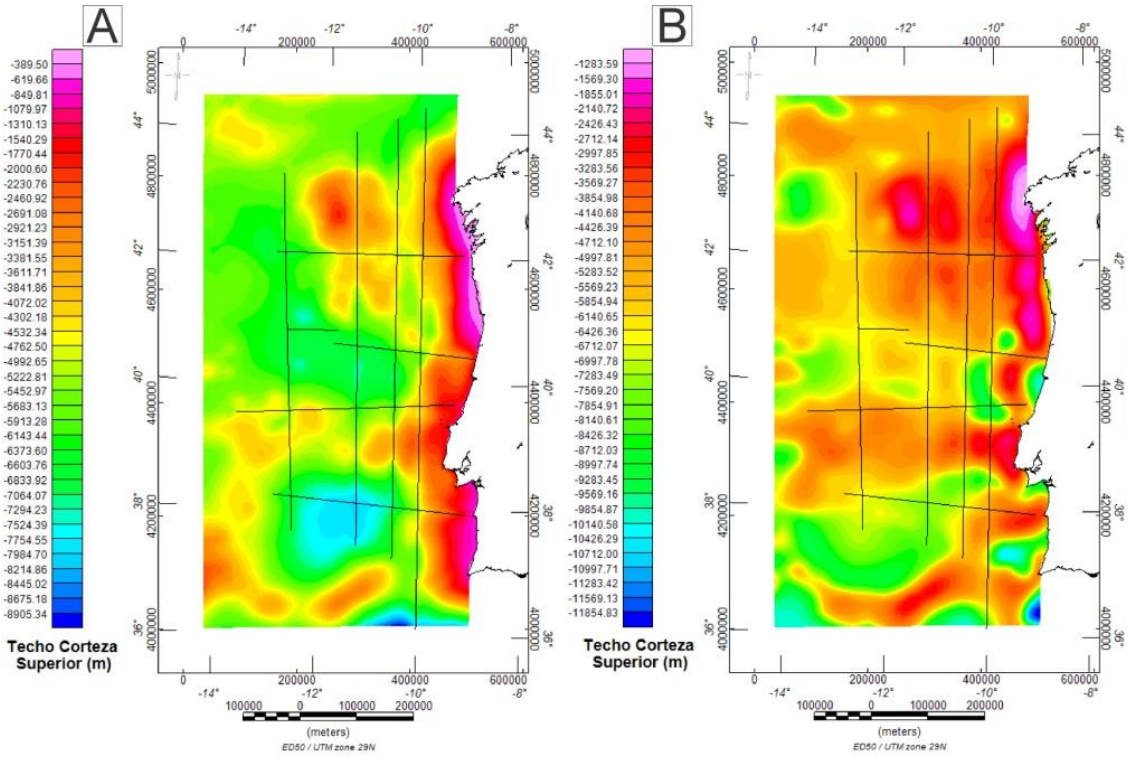



*Figura 4.13 Mallas de profundidad del techo de la corteza superior, suavizadas y recortadas a) antes de la inversión gravimétrica en 3D de la capa; b) después de la inversión gravimétrica en 3D. Sobre ellas están representadas las secciones que se han utilizado para constreñir el modelo 3D (ver apartado 4.1 para más información).*

### 4.2.3 Inversión lateral de densidad

Tal y como se discutió en el apartado 3.3.4, la inversión lateral de densidad sólo se ha aplicado a la corteza superior, una vez realizada la inversión estructural de las capas mencionadas en el apartado anterior. Se utilizan las mismas longitudes de onda y la misma malla *constraint* que en el caso de la inversión estructural de la corteza superior (Tabla 4.2), y se toman como *límites* densidades entre 2.6 y 2.9 g/cm$^3$, teniendo en cuenta la densidad establecida para esta capa mediante una malla bimodal y los valores mínimos típicos de la corteza superior. Con la inversión lateral de densidad en 3D se consigue, gracias a que los campos potenciales permiten la extensión lateral de la interpretación previa que tenemos de las secciones 2D, una malla de distribución de densidades continua en todo el margen.

El mapa de la gravedad calculada se asemeja mucho al de la observada (Figura 4.10e), con mayor longitud de onda, exceptuando las zonas con desajustes observables en el mapa de desajuste, en algunas estructuras como el Banco de Gorringe, Banco de Galicia y el Espolón de Extremadura. Esto se debe en parte a que en una modelización a esta escala es muy difícil el ajuste completo de las longitudes de ondas cortas. El mapa de desajuste (Figura 4.10e) muestra una desviación estándar de 23,6 mGal para toda el área analizada, que mejora notablemente la desviación estándar del modelo de partida de 40,8 mGal.

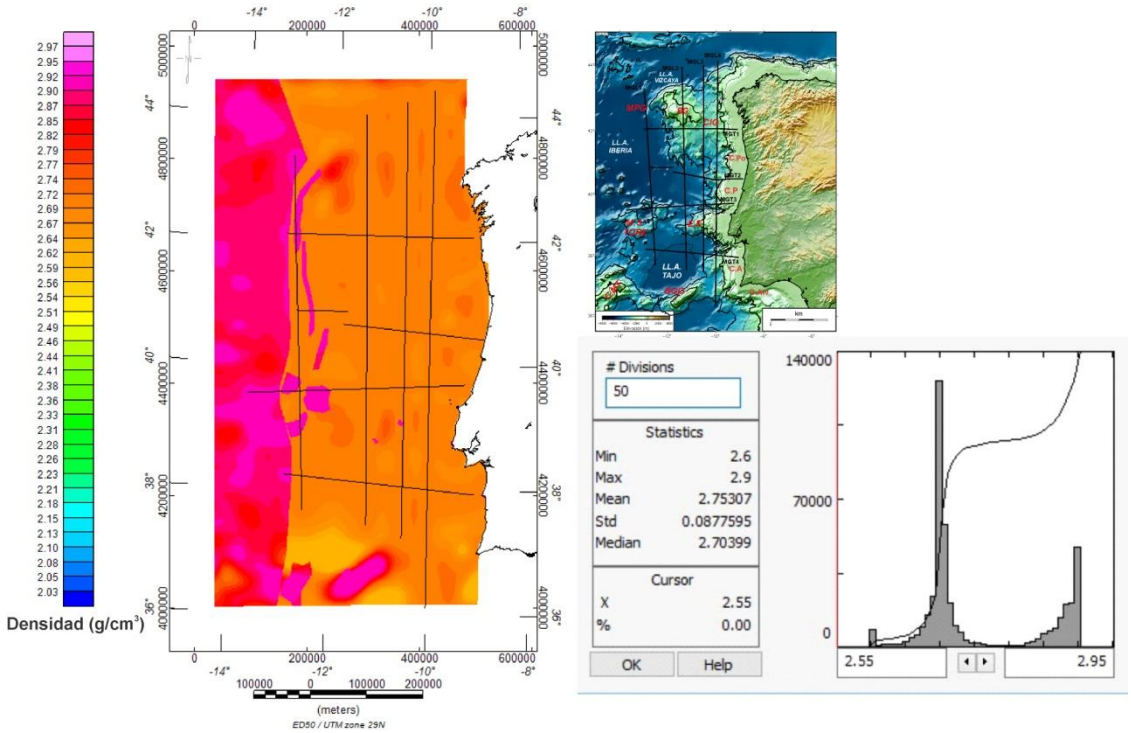



*Figura 4.14 Malla de distribución de densidades en la corteza superior, recortada y con escala de color lineal de 2 a 3 g/cm$^3$, acompañada de un histograma de distribución de densidad y de un mapa de elevación que contiene los rasgos más destacados del MOI.*

La distribución de la densidad resultante, a lo largo de todo el margen es bastante homogénea (Figura 4.14) con valores cercanos a los iniciales en la mayor parte del margen y ligeras variaciones laterales dentro de la capa. Los cambios más grandes se observan principalmente en el norte del Banco de Galicia, la prolongación hacia el oeste del Espolón de Extremadura y el Banco de Gorringe, como máximos aislados que vienen acompañados de mínimos de densidad a ambos lados de estas estructuras.

Es necesario mencionar que tanto la corteza superior con la inferior se han modelado como si cubriesen todo el volumen, aunque sabemos que hacia el oeste llega un punto en que desaparecen. Más allá de este límite, el modelo de inversión en las áreas de alta densidad puede estar indicando el tipo de cuerpos que serían necesarios para ajustar la anomalía gravimétrica. Se discute en el apartado 5.2.

## 4.3 Modelos 3D del Margen Ibérico

### 4.3.1 Estructura

#### Mapa final de Desajuste

El ajuste final entre la gravedad observada y la calculada del modelo 3D tiene una desviación estándar de 23,6 mGal para toda el área analizada. El mapa de la gravedad calculada en el modelo ajustado (Figura 4.10e) se asemeja mucho al de la observada, pero con una mayor longitud de onda. El mapa residual final, junto con el histograma de distribución del desajuste, está representado en la Figura 4.15. El desajuste es aceptable para una modelo regional, donde muchas fuentes locales intra-crustales tuvieron que ser despreciadas.

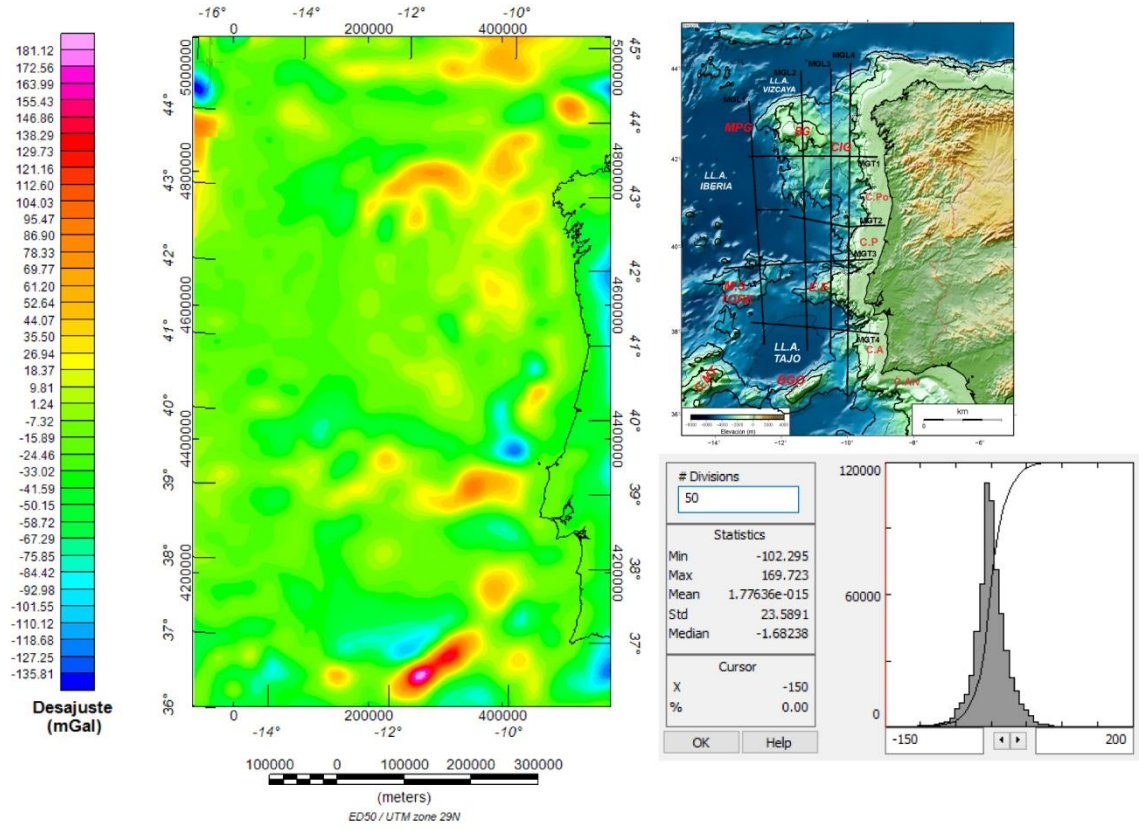



*Figura 4.15 Mapa de desajuste después de los procesos de inversión gravimétrica e inversión lateral de densidad en 3D (Figura 4.10e), acompañada de un histograma de distribución de desajuste y de un mapa de elevación que contiene los rasgos más destacados del MOI.*

Probablemente la distribución de densidad en el basamento sea más compleja que la implementada en este modelo, y las imprecisiones en la presencia de rocas de alta densidad pueden explicar en parte el desajuste. También puede estar influyendo la distribución de densidad asignada a los sedimentos, debido a que, al ser más someros tienen un impacto importante en las cortas longitudes de onda. Las áreas donde el desajuste es mayor están asociadas a longitudes de onda cortas, y no con el ajuste de la superficie del Moho. Estas áreas coinciden con los máximos de densidad al norte del Banco de Galicia, al oeste del Espolón de Extremadura y el Banco de Gorringe. Como ya se ha mencionado anteriormente a esta escala es muy difícil que ajuste la corta longitud de onda.

**Modelo 3D**

El modelo 3D resultante (Figura 4.16b y d) está construido a partir de las capas obtenidas después de los procesos de inversión estructural; y un modelo de prismas ("*Voxel*") de densidades extraído después de la inversión lateral de densidad. La comparación entre los modelos antes (Figura 4.16a y c) y después de los procesos de inversión 3D (Figura 4.16b y d), nos permite analizar cambios laterales y en profundidad, tanto de la geometría de las capas como de sus propiedades a lo largo de todo el MOI.

En la Figura 4.16a y c aparece representado el modelo 3D antes de realizar la inversión y en la Figura 4.16b y d el resultado después de los procesos de inversión estructural y lateral de densidad. Se puede observar cómo ha cambiado la geometría de los contactos entre las capas que forman el modelo, sobre todo el Moho, y cómo se ven reflejados los cambios laterales de densidad dentro del basamento. Esta inversión de los datos gravimétricos ha permitido extender lateralmente y mejorar la interpretación que se tenía partiendo de la información de los modelos gravimétricos 2D, teniendo en cuenta las variaciones laterales. Así mismo, la generación de un volumen de densidad hace que se puedan establecer correlaciones con los modelos de velocidad generados a partir de la sísmica.

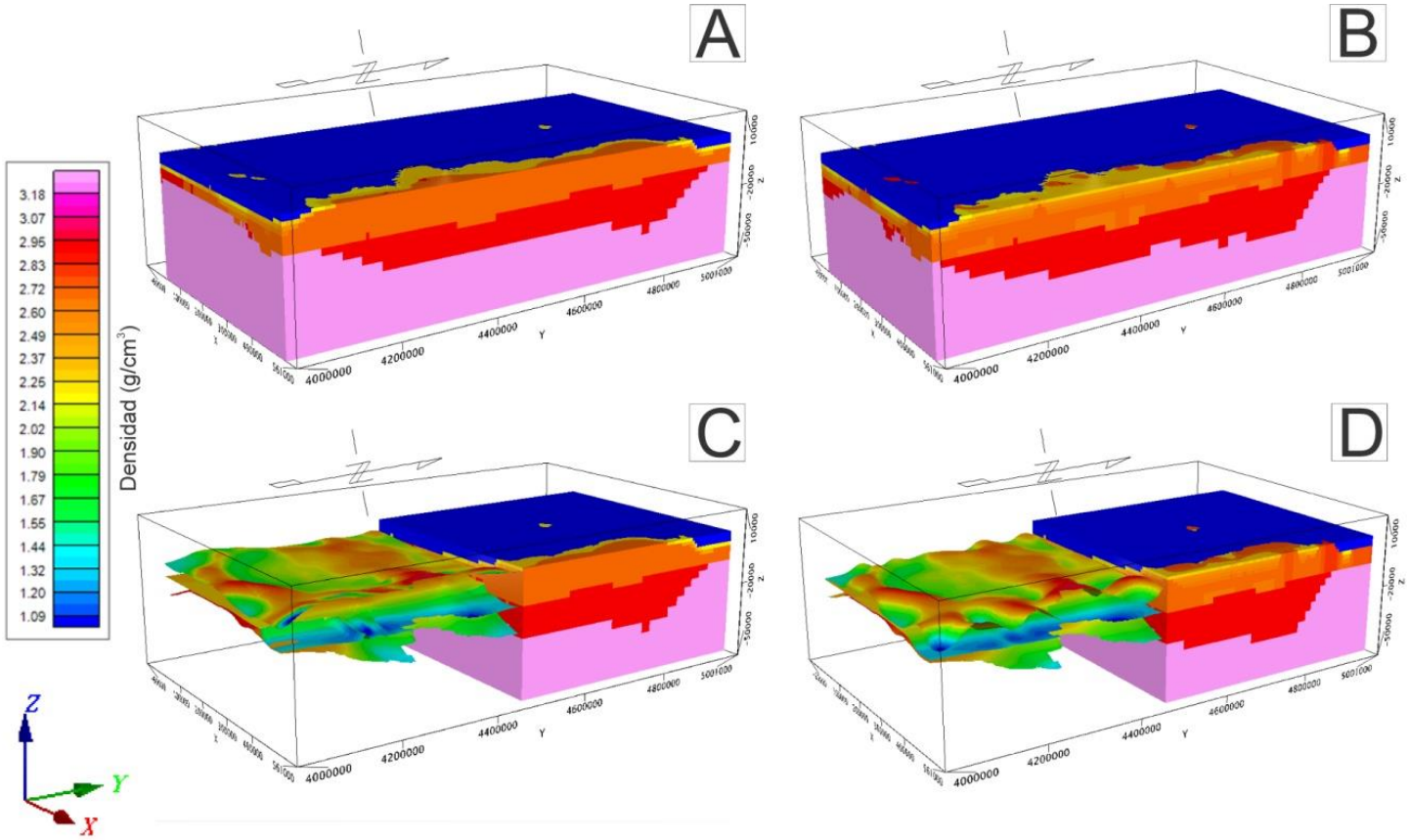



*Figura 4.16 Modelos 3D conformados por un modelo de prismas ("Voxel") de densidades con escala de color lineal de 1 a 3.3 g/cm$^3$ correspondientes al a) modelo de partida, antes de realizar la inversión gravimétrica 3D (Figura 4.10a) y b) modelo resultante de los procesos de inversión gravimétrica e inversión lateral de densidad (Figura 4.10e). El área representada coincide con el de Figura 4.10 y sucesivas, y aparece recortado en la dirección Z a la profundidad donde se encuentra el Tope de Basamento. En c) y d) se ha recortado el "Voxel" en su dirección Y hasta la mitad para poder visualizar las mallas a partir de las que cuales se han construido cada uno de los modelos 3D correspondientes al c) modelo de partida (Figuras 4.11a, 4.12a, 4.13a) y d) modelo final después de los procesos de inversión gravimétrica e inversión lateral de densidad (Figuras 4.11b, 4.12b, 4.13b).*

Desafortunadamente, las correlaciones velocidad-densidad están limitadas en el área debido a que los pozos están concentrados en la plataforma o en las zonas distales. Estos modelos 3D nos permiten extraer secciones 2D a lo largo del margen para analizar la estructura del mismo y ver si la distribución de densidades a lo largo de esas secciones tiene sentido geológico. Estas secciones han permitido asignar valores de densidad a los bloques que conforman los modelos gravimétricos 2½D siguiendo curvas de relación empíricas (Barton 1986; Brocher 2005; Christensen y Mooney 1995; Ludwig *et al*., 1970)

**Secciones 2D extraídas del modelo 3D**

En la Figura 4.17, se muestran 3 secciones transversales al Margen Ibérico y 1 sección longitudinal al mismo, extraídas del modelo final 3D. La localización de estas secciones se muestra sobre el mapa de distribución de densidades de la corteza superior. Las secciones presentan un buen ajuste entre la gravedad observada y la calculada, teniendo en cuenta el carácter regional de este modelo. Hay que tener en cuenta las limitaciones de la inversión a escala regional dado que los datos utilizados son satelitales (véase apartado 3.1).

Analizando la gravedad calculada y la observada de estas secciones, se puede afirmar que existe un buen ajuste en la gran longitud de onda, y que los desajustes se deben a elementos superficiales, de corta longitud de onda. En algunos casos estos desajustes se heredan de la geometría que está impuesta por los modelos gravimétricos 2½D y las secciones de sísmica de refracción, a partir de las cuáles está constreñido el modelo. También se observa que la inversión tiende a disminuir el espesor de los sedimentos, allí donde no tenemos control por datos directos y no se puede constreñir esta capa.

Para mostrar las mejoras aportadas por la inversión 3D, con respecto al modelado gravimétrico en 2D, se han extraído 5 secciones verticales del modelo 3D localizadas sobre algunos los modelos gravimétricos 2½D transversales y longitudinales al margen (Figura 4.18). La comparación con los modelos gravimétricos en 2½D se realiaza en el capítulo de discusión.

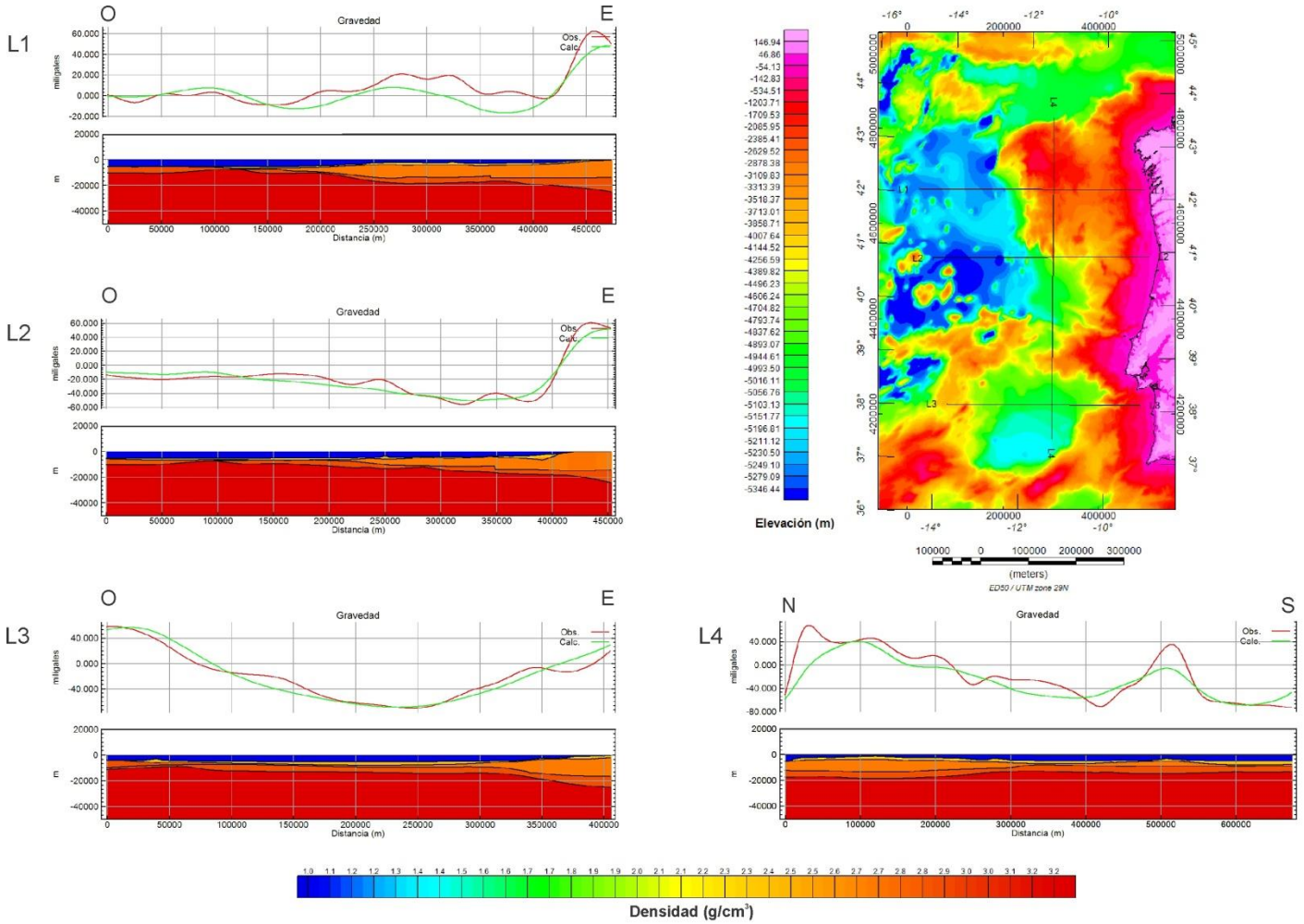



*Figura 4.17 Secciones 2D extraídas del Modelo final 3D. La localización de cada una de las secciones se muestra en el mapa del extremo superior derecho de la figura.*

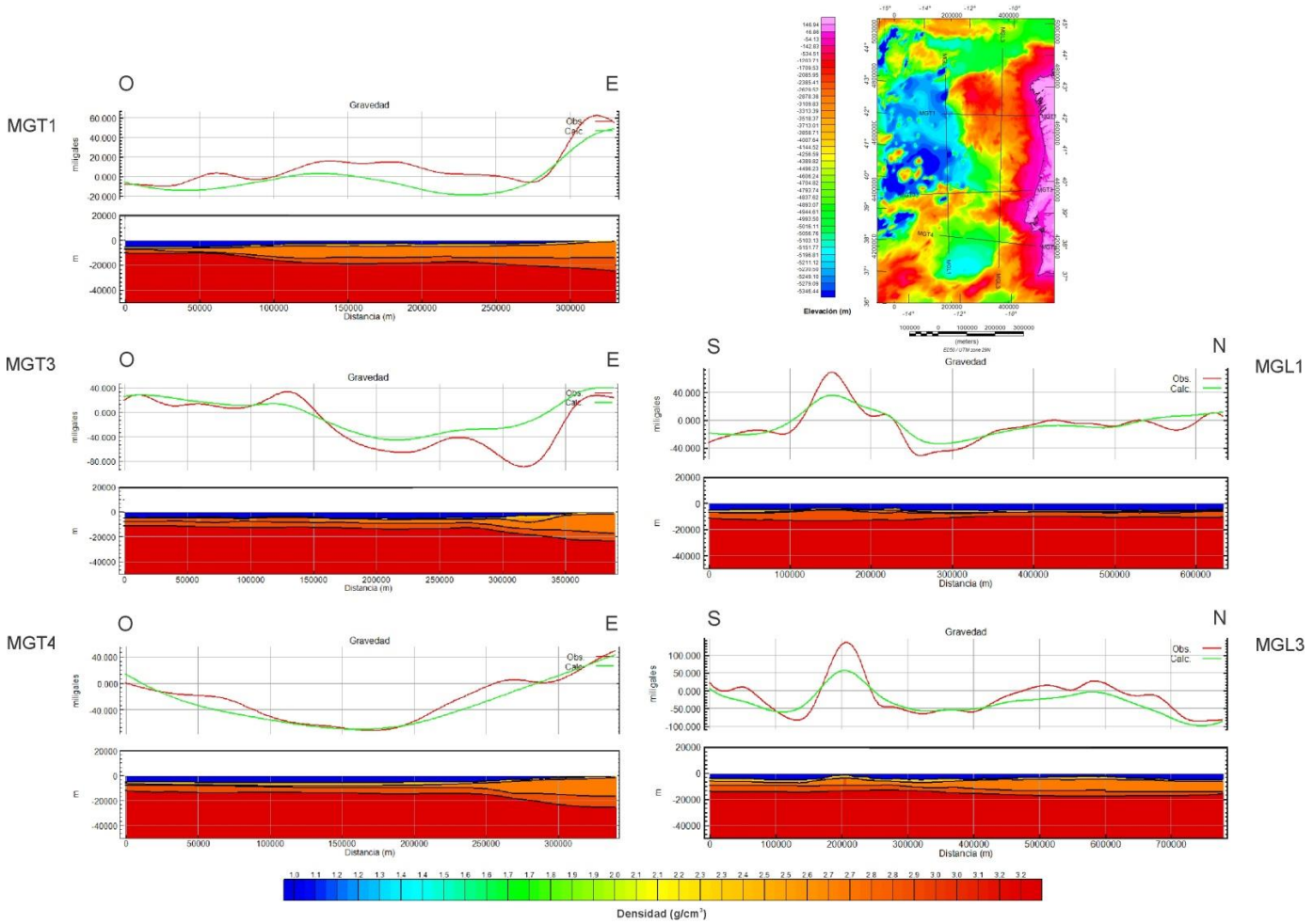



*Figura 4.18 Secciones 2D extraídas del Modelo final 3D localizadas sobre algunos de los modelos gravimétricos 2½D transversales y longitudinales al margen. Al lado de cada sección aparece el nombre correspondiente al modelo gravimétrico 2½D equivalente.*

Una de las razones por las que al inicio de las secciones se produzca un desajuste sea por la incertidumbre en la posición del comienzo de la corteza oceánica. Tal y como se ha explicado en secciones anteriores, el establecimiento de este límite no era objeto de estudio en este trabajo y se ha simplificado su localización, lo que puede haberse reflejado en los resultados del modelado 3D. Adicionalmente, al no incluirse cuerpos de manto serpentinizado, que sí aparecen representado en los modelos gravimétricos 2½D, resulta esperable que en estas zonas la señal gravimétrica no ajuste completamente.

Un ejemplo de este desajuste es fácilmente observable en la sección MGT1 (Figura 4.18). En este caso al estar condicionado el ajuste por la geometría del modelo gravimétrico 2½D, no se han controlado bien las altas frecuencias de la "cresta de peridotitas" (km 50), por lo que habría que configurar la geometría del modelo para ajustar esas peridotitas. Siguiendo en la misma sección, entre los km 10 y 25 la gravedad calculada está por debajo de la gravedad observada, lo que el modelo 3D indica la necesidad de un moho más somero.

Adicionalmente, debe considerarse la dificultad que supone modelar los cuerpos de peridotitas tanto en 2D como en 3D, ya que representan litologías que en función de su grado de alteración muestran variaciones importantes tanto en densidad, con un rango en la literatura que varía entre 3.3 g/cm$^3$, cuando están sin alterar a 2.7 g/cm$^3$ cuando muestran un alto grado de alteración. Del mismo modo la susceptibilidad magnética también muestra este alto rango de variabilidad.

**Mapas de espesor de la corteza y factores de estiramiento y adelgazamiento cortical**

El espesor de corteza se define como el espesor de la corteza continental desde el techo del basamento cristalino hasta el Moho. El mapa de espesor de la corteza (Figura 4.19a) se ha calculado a partir de las mallas de profundidad del Moho y del techo de la corteza superior. Los factores de estiramiento y adelgazamiento de la corteza (Figura 4.19b y c) se han calculado siguiendo las fórmulas 3.36 y 3.37 del capítulo 3 de este trabajo. Estas mallas también han sido recortadas hacia la zona continental, por la línea de costa, y hacia el *offshore* por el comienzo de la corteza oceánica.

Como es de esperar, el mayor espesor se encuentra allí donde el Moho está más profundo y el techo de la corteza superior más somero. Los valores más altos, alrededor de 13 km los observamos en la Cuenca Interior de Galicia, en el norte del Banco de Galicia, y en el Espolón de Extremadura. Son cuerpos de alta densidad dentro del basamento, que pertenecen a un dominio proximal. En la parte noroeste del margen, los valores altos de espesor de corteza cubren una mayor extensión; y disminuye de manera drástica, hasta valores por debajo de 6 km, al oeste del Banco de Galicia. Sin embargo, en la parte suroeste del margen, el área con corteza de unos 12 o 13 km es menor, y el gradiente de adelgazamiento se produce más cerca de la línea de costa. Se observan saltos de espesor en la corteza, tanto al oeste del Espolón de Extremadura, coincidiendo con la presencia de rocas ígneas, como en el Banco de Gorringe.

Los factores de estiramiento ($\gamma$) y adelgazamiento cortical (ß) siguen la misma tendencia que el máximo gradiente de la anomalía de Bouguer. En el sector septentrional, donde se produce un adelgazamiento muy brusco desde la zona del Banco de Galicia hacia el oeste, llegan a alcanzar valores de $\gamma$ entre 0,8 y 0,9, y valores de ß entre 5 y 9 en la Llanura Abisal de Iberia, muy similares a los del dominio hiperextendido (hiperadelgazado y manto exhumado) (Cowie *et al*., 2015; Nirrengarten *et al*., 2017). Los valores más bajos de estos factores, $\gamma$ <0.5 y ß alrededor de 2, se localizan en la zona proximal, a lo largo de todo el margen.

En el sector meridional del margen el adelgazamiento cortical se produce más cerca de la zona continental. Los máximos de los factores de estiramiento y adelgazamiento cortical se localizan a ambos lados de los altos estructurales de esta zona del margen, siguiendo la misma tendencia que ellos, con valores de $\gamma$ entre 0,8 y 0,9, y valores de ß entre 6 y 12. Las zonas a lo largo del margen donde existen valores de factor de adelgazamiento cercanos a 1, coinciden con la ubicación de un moho más somero.

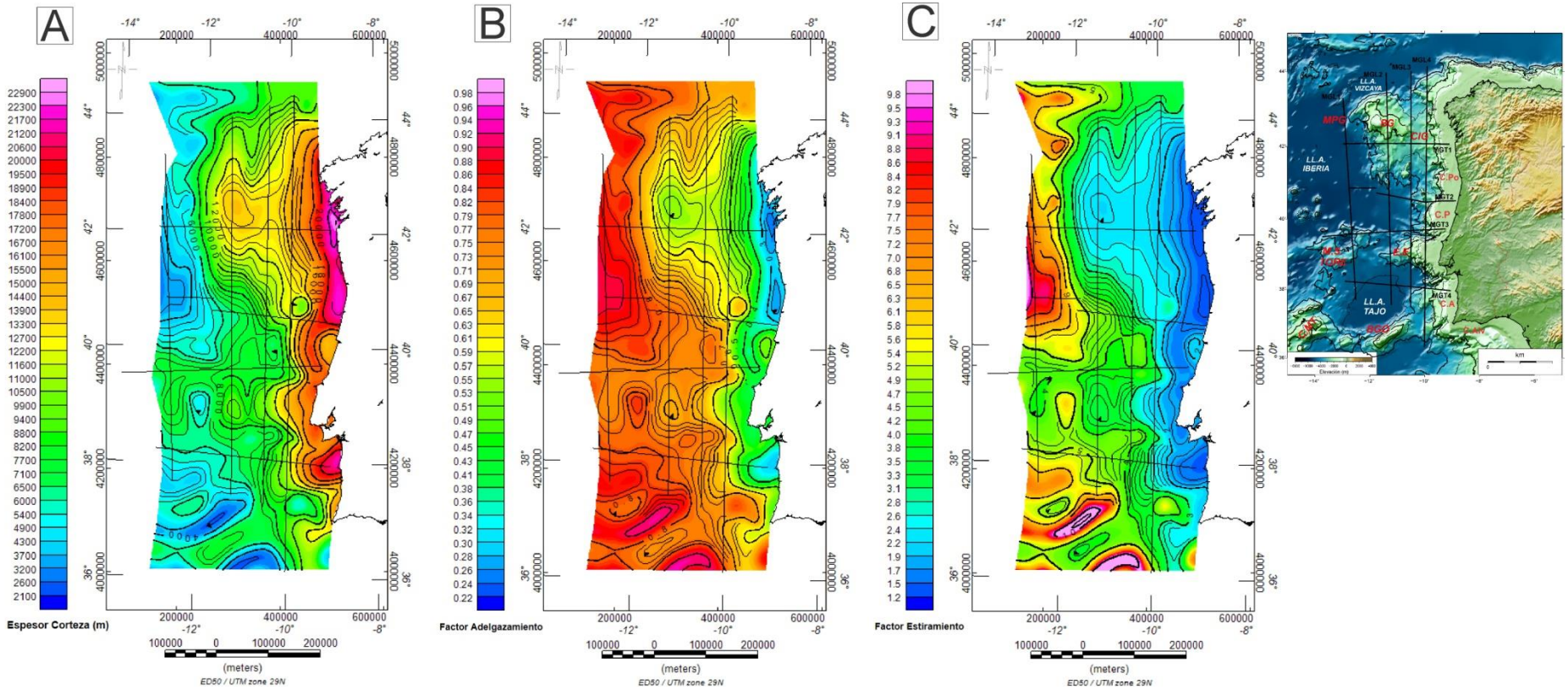



*Figura 4.19 Mapas de a) Espesor de la corteza, b) Factor de adelgazamiento cortical (γ) y c) Factor de estiramiento cortical (ß); calculados a partir de las mallas de profundidad del Moho y del techo de la corteza superior, obtenidas después de realizar la inversión gravimétrica en 3D. Se acompaña de un mapa de elevación que contiene los rasgos más destacados del MOI.*

### 4.3.2 Variaciones de densidad en el basamento

Como se ha mencionado con anterioridad, parte del desajuste de la gravedad de corta longitud de onda puede atribuirse a las variaciones de la densidad de la corteza. Para observar mejor esta variación de las densidades en la corteza superior, se ha aplicado una escala de colores a las densidades (entre 2.5 g/cm$^3$ y 2.8 g/cm$^3$, Figura 4.20). Este mapa permite observar que los valores de densidad máximos se localizan en el norte del Banco de Galicia, en la prolongación hacia el oeste del Espolón de Extremadura y en el Banco de Gorringe.

Estos cambios de densidad de la corteza superior sugeridos por la inversión podrían atribuirse a que no se han tenido en cuenta la presencia de ciertos cuerpos alóctonos ultramáficos o intrusivos volcánicos, que tienen una extensión lateral definida y concuerdan con una posible vinculación de algunas estucturas de la zona continental y del *offshore*, como es el caso de la vinculación magmática entre la Cordillera Madeira-Tore y la Cuenca Lusitana (Neres *et al*.,2014) donde la inversión intenta compensar el déficit de masa.

En el Banco de Gorringe, por ejemplo, son notables los mínimos de 2.6 g/cm$^3$ a ambos lados de la estructura. Estos máximos pueden deberse a que la inversión, para ajustar el máximo existente, tiende a subir mucho la densidad de la estructura y dar unos mínimos asociados de densidades a ambos lados. Dado que el modelado 3D no incopora límites laterales, en este caso la presencia de un cabalgamiento de esa escala del manto superior puede producir artefactos en los resultados de la inversión.

Los máximos de densidad que coinciden con el límite norte del Banco de Galicia aparecen con la misma flexión que la cresta de peridotitas y quizás podrían interpretarse como una prolongación hacia el este de la misma, como ya sugirieron Druet *et al*. (2018). Resulta llamativo que los máximos localizados en el norte del Banco de Galicia y el Espolón de Extremadura, coincidan con zonas invertidas en el Cenozoico (Druet *et al*., 2018; Pereira *et al*., 2021), que se sitúan en zonas de corteza adelgazada. Ambas son zonas con estructuras en orientación este-oeste, oblicuas a la orientación de las

estructuras variscas. La inversión puede estar aprovechando alguna estructura previa, que haya parámetros reológicos que nucleen la deformación, o bien ambos casos. En el siguiente capítulo se discuten estas posibilidades.

Por lo que respecta al Espolón de Extremadura, puede interpretarse que los máximos de densidad pueden estar asociados a procesos ígneos cretácicos, posteriores a la extensión principal de margen, y que eso haya ayudado a nuclear la deformación cenozoica.

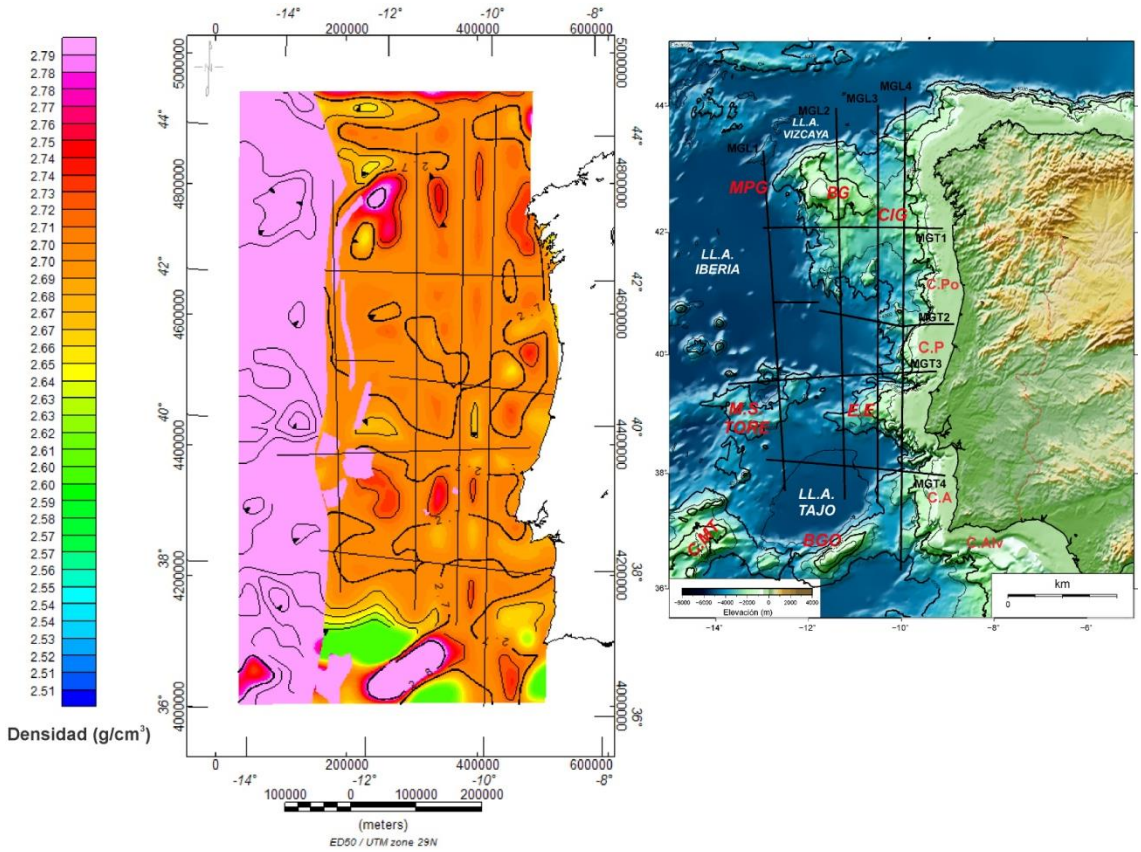


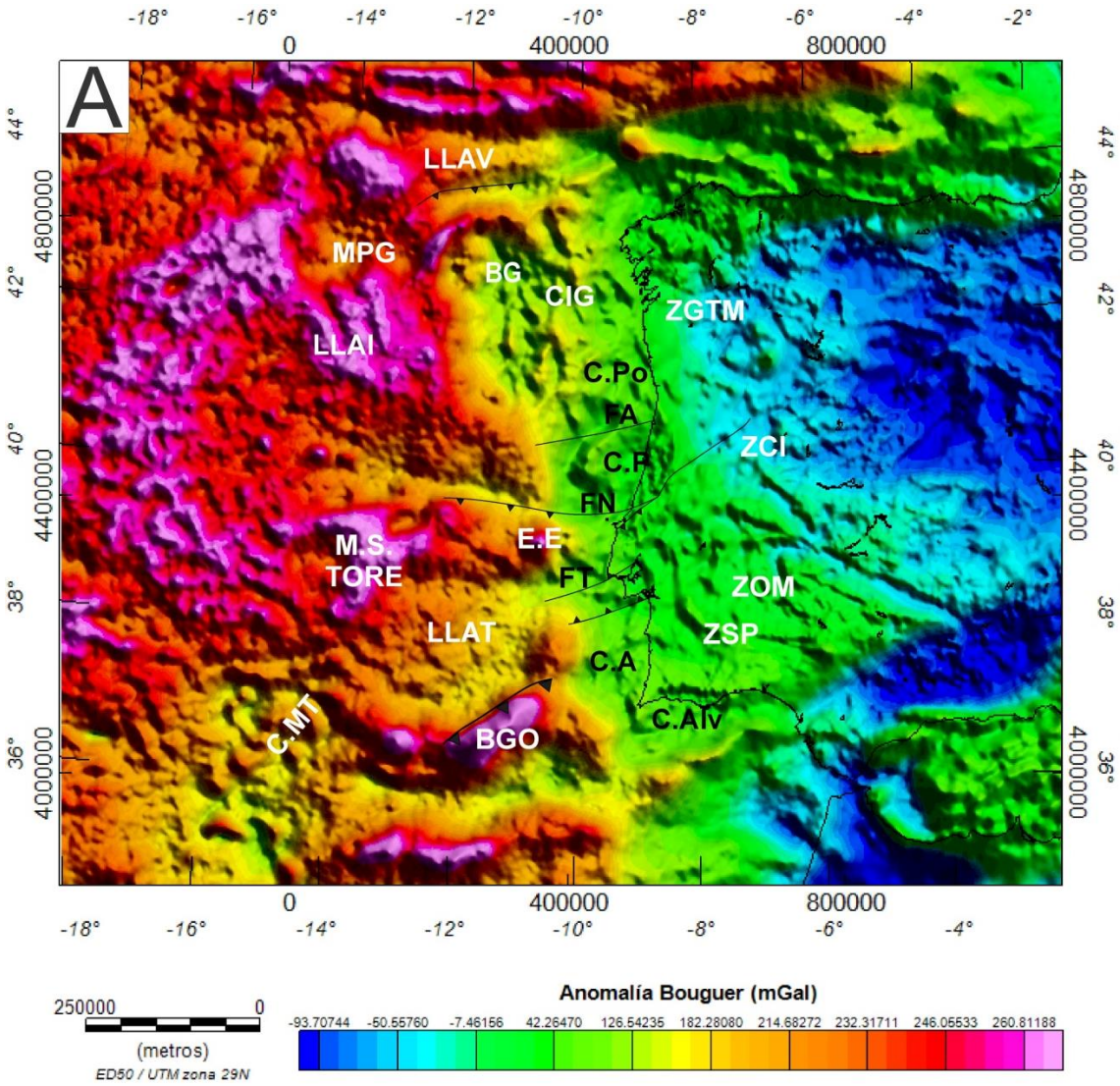

*Figura 4.20 Malla de distribución de densidades en la corteza superior, recortada y con escala de color lineal de 2.5 a 2.8 g/cm$^3$, para dejar fijadas las densidades que no corresponden a valores típicos de la corteza superior, con contornos de densidad cada 0,02 g/cm$^3$. Acompañado de un mapa de elevación con los principales rasgos del MOI.*

## 4.4 Caracterización Gravimétrica y Magnética del basamento

### 4.4.1 Análisis de los mapas Gravimétricos

**A) Anomalía de Bouguer**

*Zona emergida (onshore)*: en su mayor parte, los valores de la anomalía de Bouguer son negativos (Figura 4.21), que indican que no existe una disminución de espesor de la corteza significativa. En el noroeste, a lo largo de la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM), destacan los máximos con geometría elíptica asociados a los complejos ultramáficos de Cabo Ortegal, Órdenes, Bragança y Morais. Estos complejos quedan definidos por importantes gradientes que marcan la traza de sus principales contactos con sus alóctonos relativos.



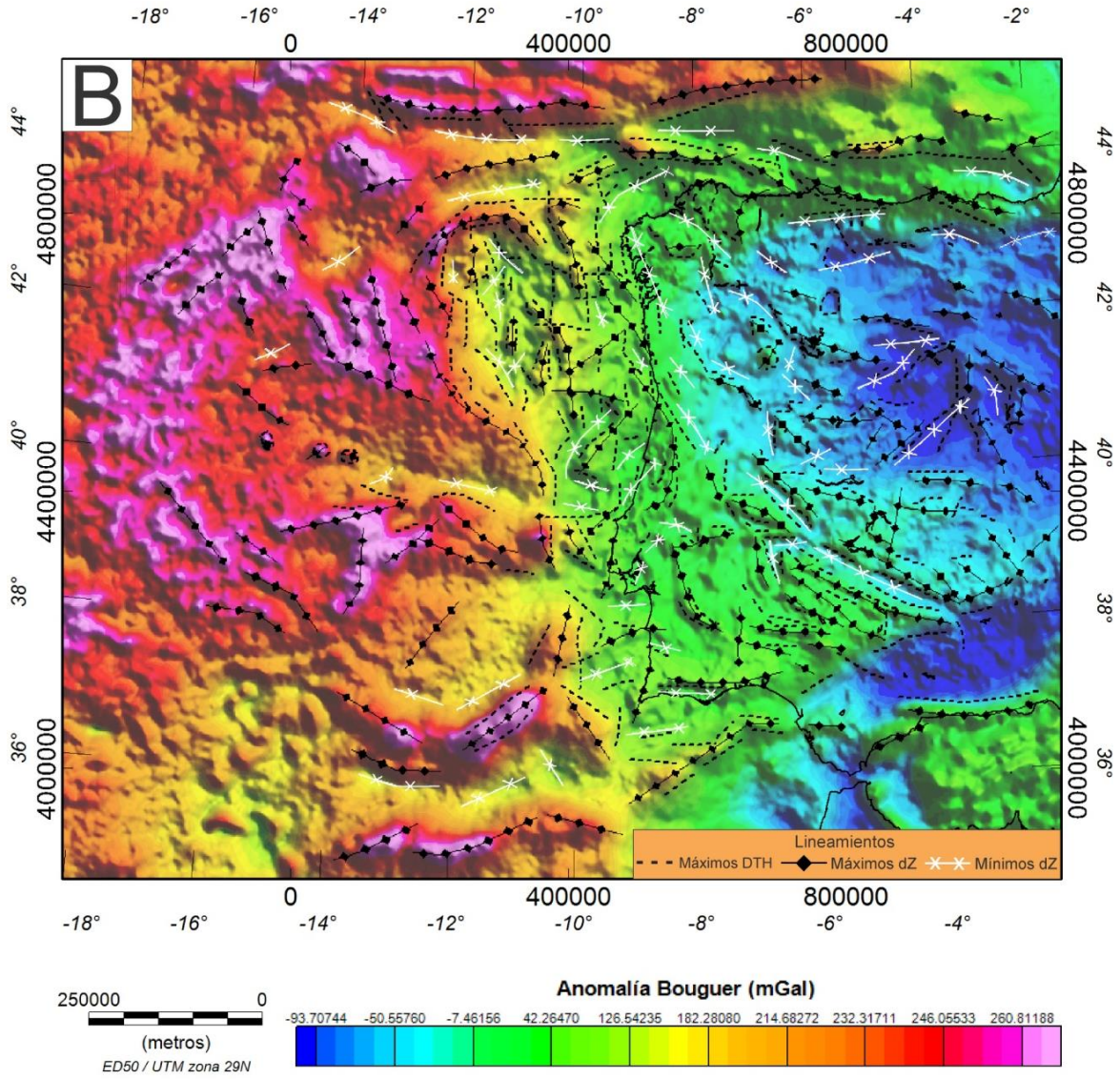



*Figura 4.21* Mapas de Anomalía de Bouguer Completa. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes.B) Lineamientos máximos de la derivada total horizontal y lineamientos mínimos y máximos de la primera derivada vertical.

La Zona Centroibérica (ZCI) presenta un patrón de anomalías complejo. En el Sistema Central, dos grandes mínimos representan los depocentros de las Cuencas del Tajo y del Duero, con gradientes en dirección NE-SO que se asocian con las fallas de los bordes

Norte y Sur del Sistema Central. Otro gradiente destacado, en dirección E-O se relaciona con el contacto entre los depósitos de la Cuenca del Tajo y el macizo de los Montes de Toledo. El gradiente más notable, con dirección NO-SE, se relaciona con el Batolito de los Pedroches.

La zona de Ossa Morena y la Sudportuguesa presentan una señal de anomalía gravimétrica en bandas con dirección NO-SE, con valores positivos intermedios que sugieren una composición diferente a las zonas anteriores (Álvarez, 2002).

*Zona sumergida (offshore)*: en la parte NO del margen, al oeste de ZGTM, los valores de la anomalía de Bouguer (AB) van creciendo progresivamente hacia el oeste, y alcanzan los valores más altos allí donde se produce una ascensión mantélica (Figura 4.21). Este patrón gravimétrico está alterado por fallas transversales que generan rasgos gravimétricos con menor valor relativo y fuerte tendencia E-O.

En la zona central del MOI, observamos valores de la anomalía de Bouguer altos, que se corresponden con rasgos batimétricos como son del Espolón de Extremadura y otros elementos asociados a esta señal gravimétrica, que son de naturaleza magmática como el volcán Fontanelas (Miranda *et al*., 2009; Pereira *et al*., 2017) y una intrusión próxima (Figura 2.4), que fue estudiada por primera vez por Escada (2019). Esta última se ha clasificado como una intrusión predominantemente gabroica, de naturaleza similar a la de las intrusiones aflorantes en Sintra y Sines, y al margen del Algarve (Banco Guadalquivir-Portimão).

El volcán de Fontanelas es la expresión aflorante de un edificio volcánico enterrado con más de 2500 m de altura (Pereira *et al*., 2017). Teniendo en cuenta que el volcán es un importante rasgo batimétrico del fondo marino, y se expresa como una anomalía importante en el mapa de anomalía de Bouguer, controla casi toda la señal de gravedad asociada al Espolón de Extremadura. El volcán Fontanelas fue interpretado como parte del evento magmático del Cretácico superior (Miranda, 2010). Es posible vincular a este

ciclo magmático la Intrusión del Espolón de Extremadura, debido a las similitudes entre intrusiones análogas en el continente y mar adentro (Escada, 2019).

En la zona del Espolón de Extremadura las interferencias se producen entre estructuras E-O y N-S (Figura 4.21) en la zona más próxima al continente. Algo similar se observa en la zona de Gorringe, que es un alto batimétrico que tiene una dirección NE-SO, que interfiere con unas estructuras aproximadamente N-S. Entre estas dos zonas de altos gravimétricos hay una zona homogénea, con bajas amplitudes de anomalía de Bouguer y sin interferencia de estructuras, que corresponde a un dominio de manto serpentinizado. La razón es un proceso extensional muy homogéneo en comparación con el Norte, y en los límites de esa zona homogénea es donde se ha concentrado la deformación compresiva. Los máximos observados en las anomalías de Bouguer en el Banco Gorringe son consistentes con la presencia de un bloque de manto litosférico exhumado con alta serpentinización a poca profundidad (Jiménez-Munt *et al*., 2010).

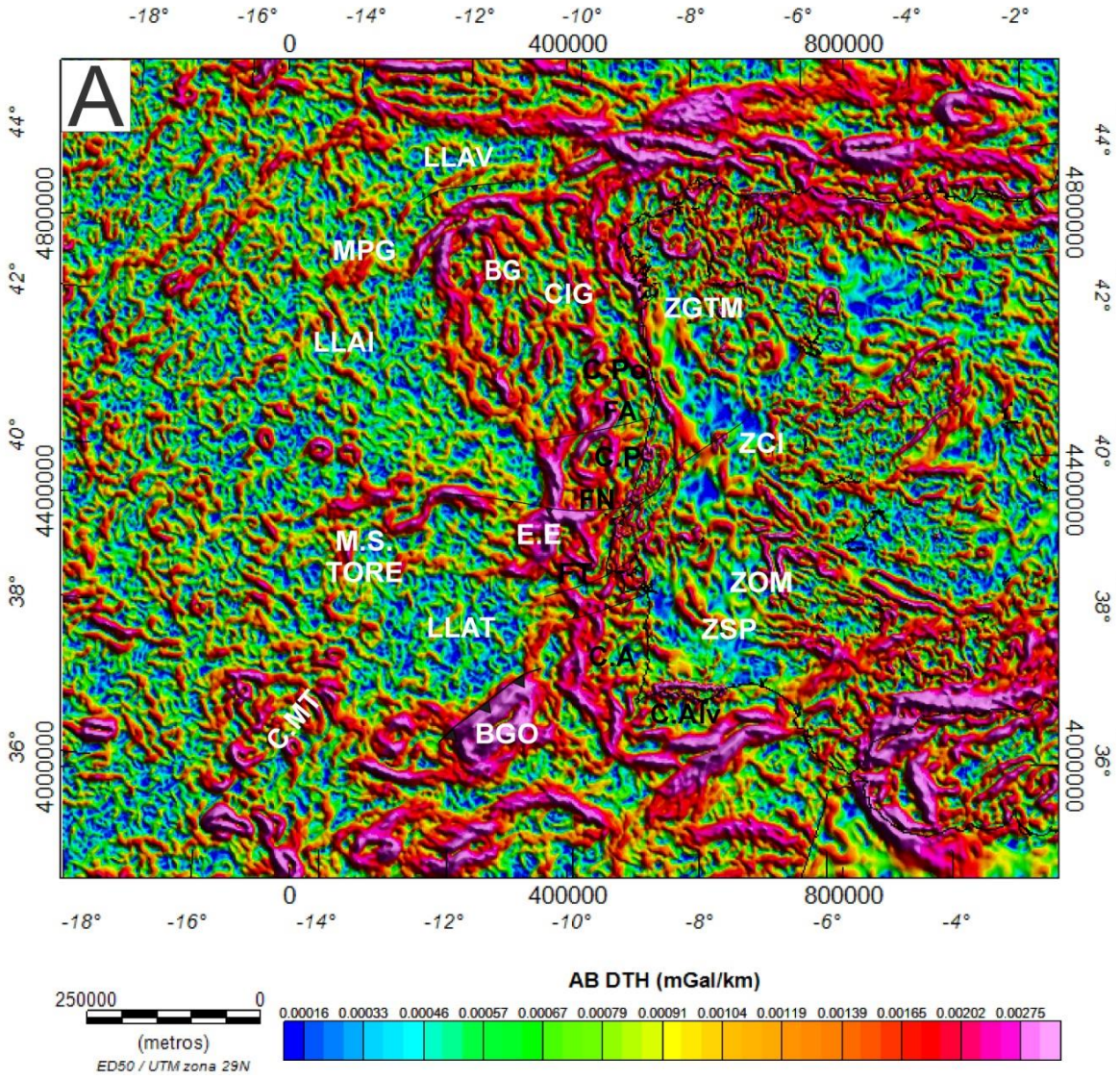
**B) Derivada Total Horizontal**

En el mapa del gradiente total horizontal de la anomalía de Bouguer, los valores más altos indican el mayor gradiente entre dos contactos geológicos que presentan contraste de densidad o el mayor adelgazamiento de la corteza, que da paso a una zona de transición continente-océano (Figura 4.22).

La estructura del Margen Oeste de Iberia es compleja, tiene una estructura extensional desarrollada como un único margen lineal en el suroeste, con un gradiente continuo lateralmente, pero ramificada en dos brazos principales de *rift* en el NO de Iberia, representados por los gradientes situados a ambos lados del Banco de Galicia. El límite entre estos dos sectores sigue una orientación NO-SE, observable en los mapas de la Figura 4.22, y podría prolongarse hacia la zona emergida mediante estructuras que tienen la misma dirección.

Al oeste del Banco de Galicia, un gradiente con dirección N-S a NNO-SSE, marca la transición del dominio continental al dominio oceánico. Hacia el norte, el límite con la

LLAV viene determinado por un gradiente con dirección prácticamente E-O. Y hacia el sur del Banco de Galicia, la banda de gradiente que conecta con la LLAI, tiene una dirección NO-SE. En la zona central del MOI, estructuras como pueden ser las fallas de Aveiro, Nazaré y Tagus, se prolongan desde la zona emergida hasta la zona oceánica, modificando los dominios extensionales. En el margen meridional, el máximo gradiente de la derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer es continuo lateralmente y de alta amplitud. Hacia el SO del margen este gradiente se sitúa más cerca de la costa, que indica una rápida somerización del Moho.



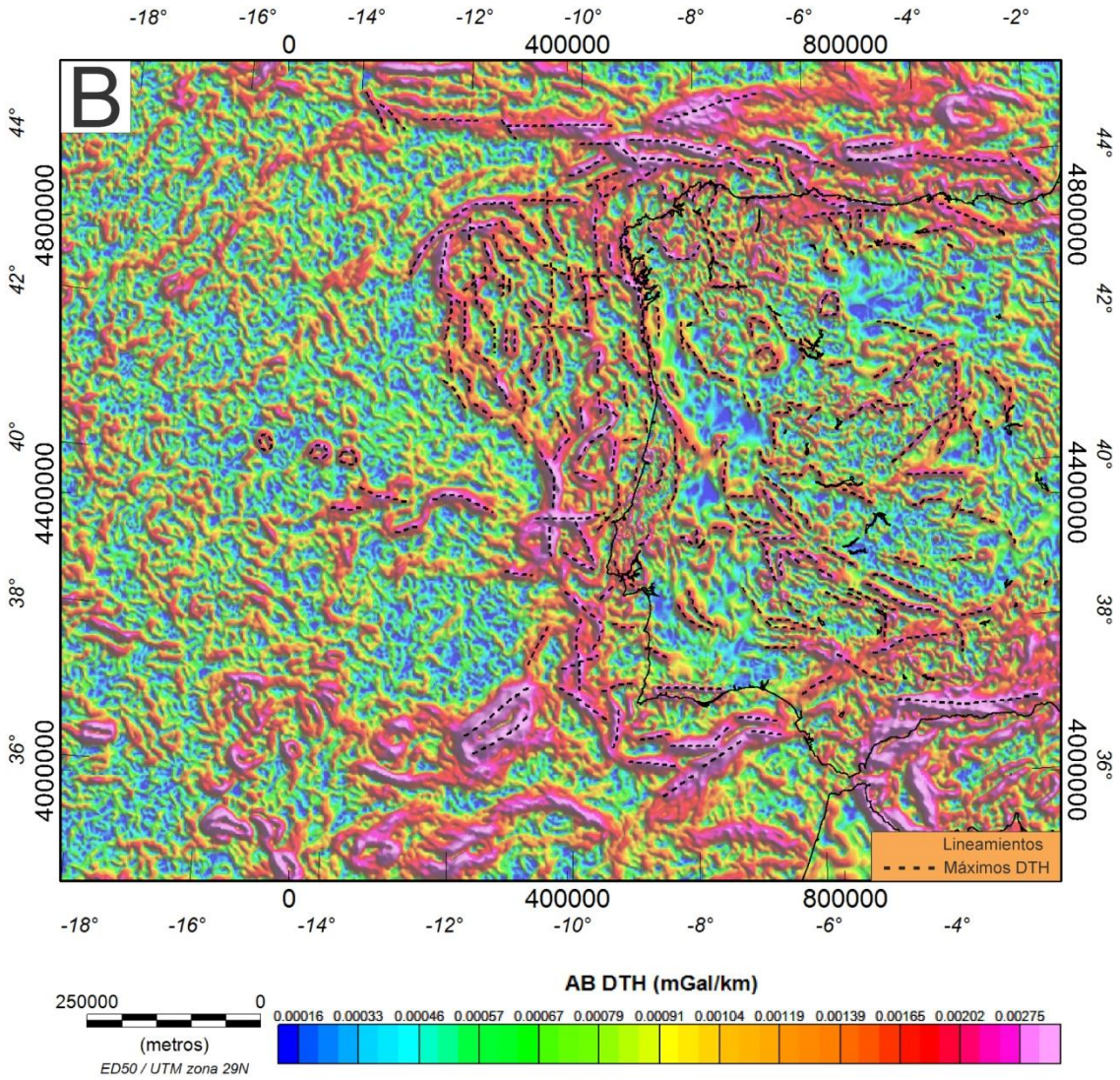
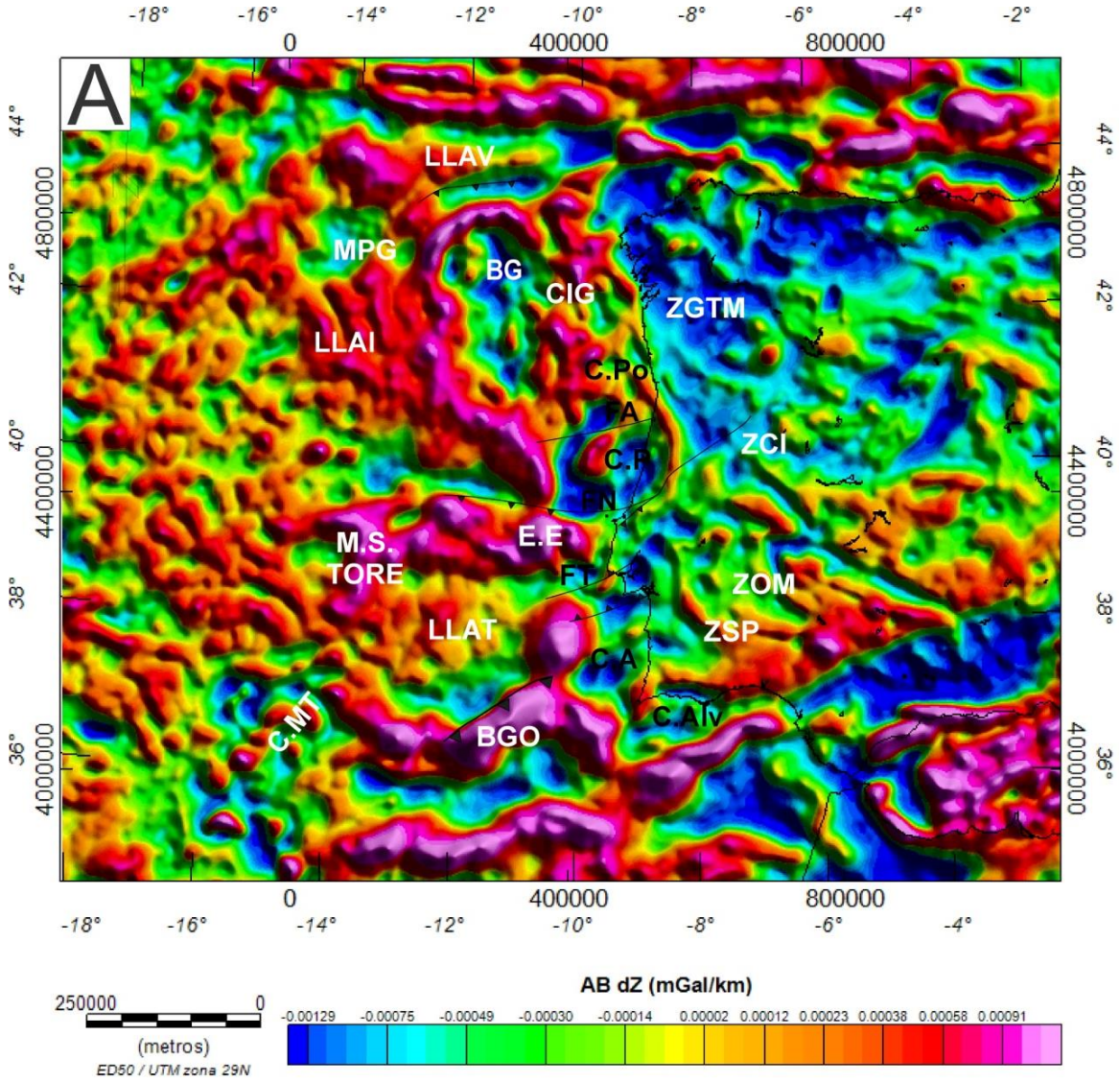



*Figura 4.22* Mapas de la derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes. B) Lineamientos máximos de la derivada total horizontal.

### C) Primera Derivada Vertical

Se pueden destacar los máximos relativos bordeando el NNO del Banco de Galicia (Figura 4.23), probablemente relacionado con la presencia de rocas de alta densidad, como basamento oceánico y manto serpentinizado (Boillot, Comas *et al*., 1988; Malod *et al*., 1993; Kornprobst y Chazot, 2016; Druet *et al*., 2018).

El eje de máximos al norte del Banco de Galicia en la LLAV, pueden estar relacionados con una corteza oceánica más gruesa y/o con una banda de deformación compresiva (Medialdea *et al*., 2009). Estas zonas posiblemente invertidas y levantadas durante la Orogenia Alpina también aparecen al NO de la zona continental de Galicia, interpretadas como plataformas marginales de gran espesor (Murillas *et al*., 1990). En la Cuenca Interior de Galicia (CIG) las estructuras principales tienen una orientación NNO-SSE, cortadas por elementos NO-SE y NE-SO (Figura 4.23) que probablemente actúen como zonas de transferencia durante el proceso de *rift* (Murillas *et al*., 1990).



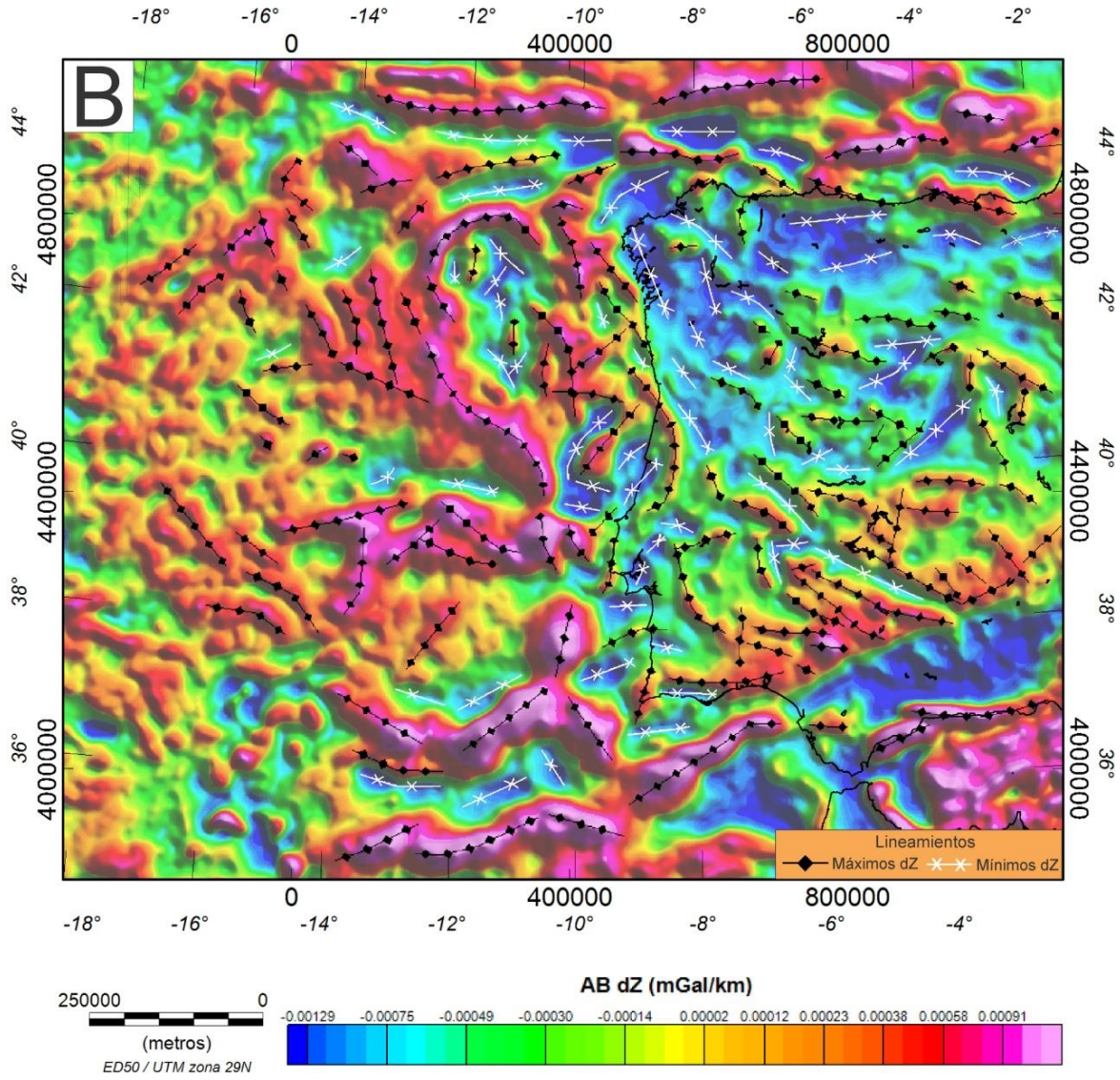



*Figura 4.23* Mapas de la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes. B) Lineamientos máximos y mínimos de la primera derivada vertical.

Al oeste del Margen Profundo de Galicia (MPG), en todo el dominio hiperextendido, predomina un patrón que está controlado por la fábrica extensional (N-S) y por la deformación alpina compresiva (E-O). La banda de máximos al oeste del Banco de Galicia

está relacionada con rocas de mayor densidad, de manto exhumado o una corteza hiperadelgazada (Dean *et al*., 2000; Louden y Chian, 1999; Sibuet *et al*., 1995; Whitmarsh y Sawyer, 1996). Los máximos con orientación NO-SE al sur del Banco de Galicia, hacia la LLAI, parece ser prolongación de los máximos anteriores y por lo tanto tener el mismo origen. La transición entre la zona del Banco de Galicia y la LLAI se realiza mediante una estructura NO-SE (Figura 4.23) que conecta la zona de mínimos relativos del Banco de Galicia, con la zona de máximos relativos en la zona sur de la LLAI.

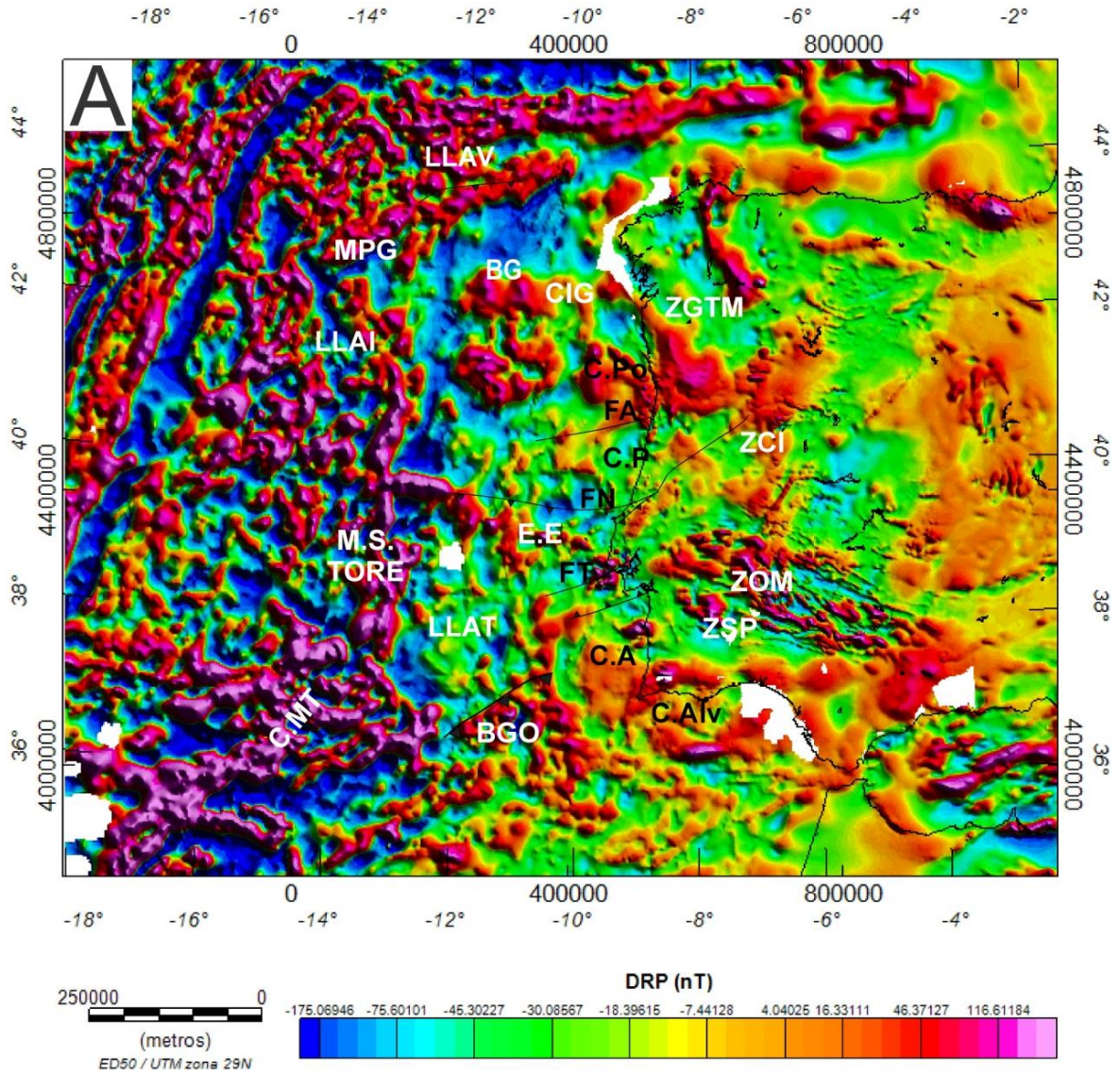
En la mitad sur del margen, existió una intensa actividad volcánica, en la región del Espolón de Extremadura y el Banco de Gorringe (Miranda, 2010; Pereira *et al*., 2017, 2020; Escada *et al*., 2019), observable en los mapas de la primera derivada vertical, como una señal de alta amplitud. Una zona de transferencia oblicua con tendencia NO-SE, conecta los máximos relativos del Banco Gorringe con la zona de mínimos relativos de la Cuenca del Algarve y la Llanura Abisal de la Herradura (Sallarès et al., 2011; Ramos et al., 2017b).

### 4.4.2 Análisis de los mapas Magnéticos

El análisis de estos mapas (Figuras 4.24, 4.25 y 4.26) se ha realizado principalmente atendiendo al trazado de los lineamientos máximos y mínimos sobre el mapa de la primera derivada vertical de la anomalía magnética diferencial reducida al polo (Figura 4.26).

*Zona emergida (onshore):* como ya apuntó Martínez Catalán (2011), muchos de los lineamientos magnéticos que se observan en el mapa de la anomalía magnética reducida al polo tienen una buena correlación con las trazas axiales de los pliegues variscos, mientras que otros están vinculados a rocas básicas y ultrabásicas de los complejos alóctonos del NO de la Península Ibérica y de la Zona de Ossa-Morena. Otros lineamientos están relacionados con fallas, ya sean grandes fallas variscas que separan zonas del Macizo Ibérico o fallas tardi-variscas/mesozoicas con dirección predominante NE-SO y también NO-SE, a menudo intruidas por diques básicos.

Las anomalías magnéticas de frecuencias intermedias más notables en la parte continental se localizan en el NO del margen, una cadena de anomalías magnéticas positivas a ambos lados de la Zona Galicia-Trás-os-Montes. La que está más al este, corresponde a una banda con dirección aproximada N-S al oeste de Lugo y que coincide con la falla de Viveiro, que forma el límite entre las zonas Asturleonesa y Centroibérica. Esta zona está caracterizada por una zona de lineamientos máximos y mínimos con dirección NO-SE.



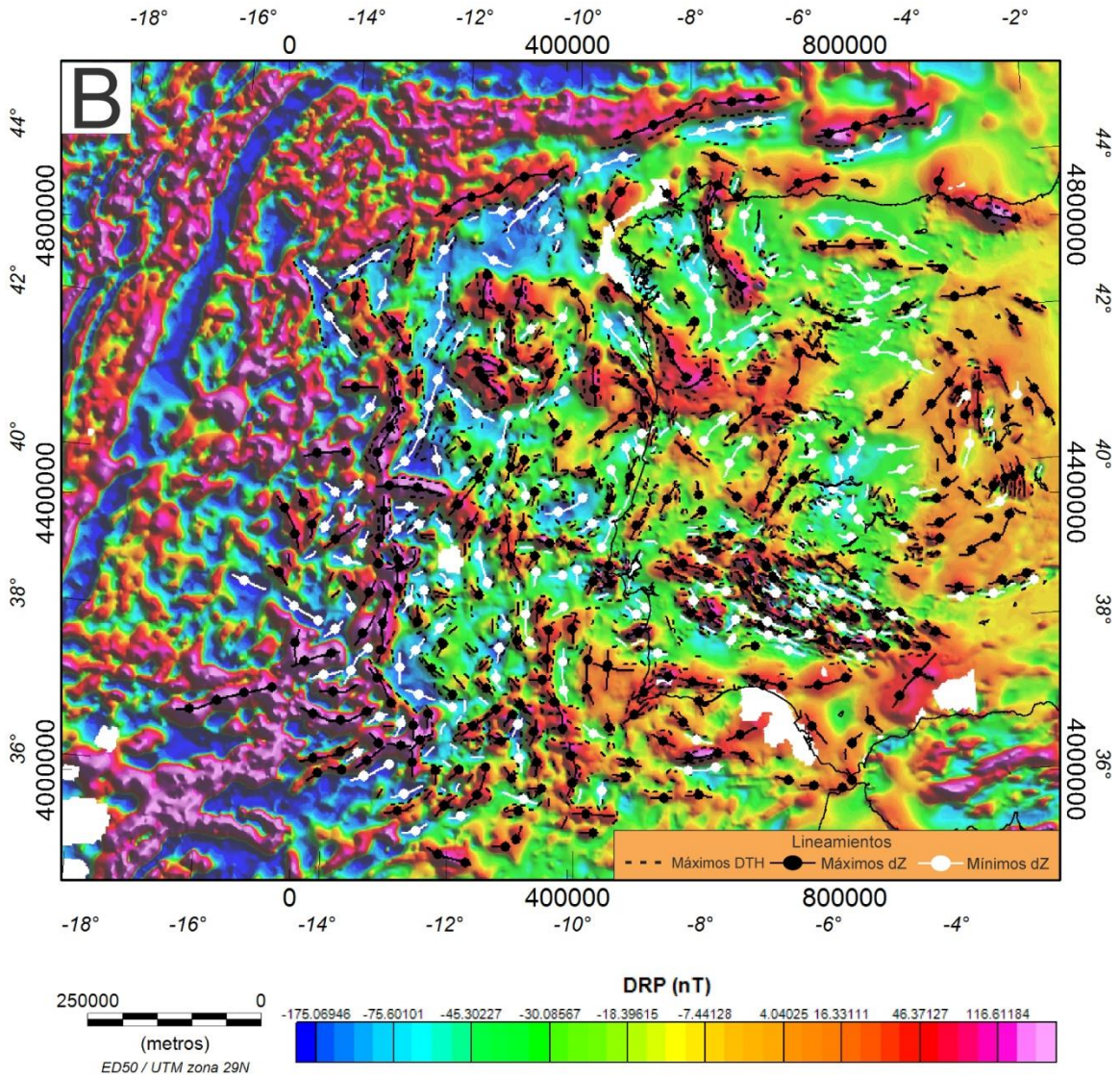
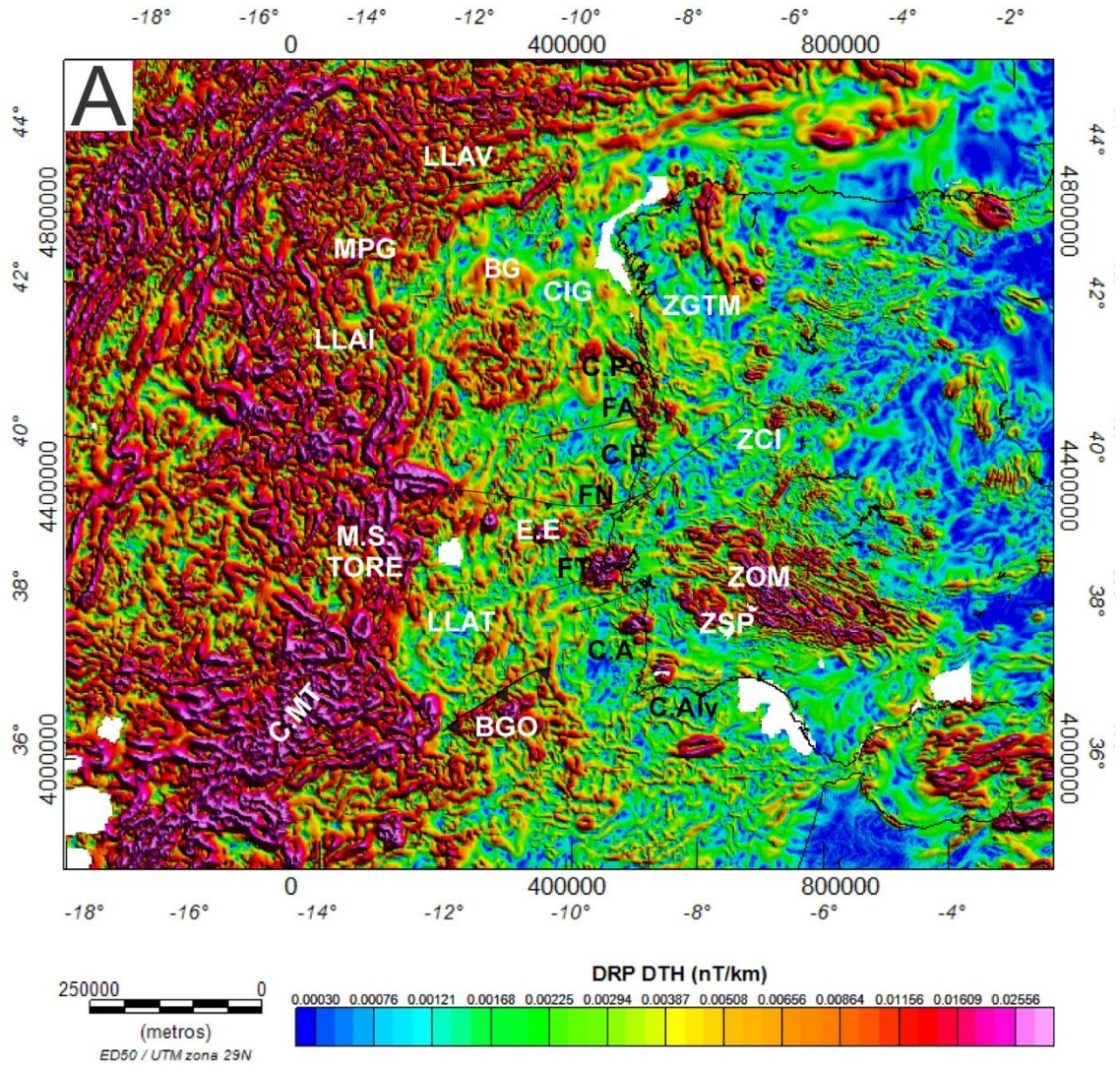



*Figura 4.24 Mapas de Anomalía Diferencial Reducida al Polo (DRP) de la anomalía Magnética. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes.B) Lineamientos máximos de la derivada total horizontal y lineamientos mínimos y máximos de la primera derivada vertical.*

Según Martínez Catalán (2011), la anomalía de la falla de Viveiro/domo de Lugo continúa hasta irrumpir al norte del complejo alóctono de Braganca, y vuelve a aparecer un poco más al sur rodeando el complejo alóctono de Morais, y tal vez, de nuevo al este o noreste de Guarda y en la zona de Viseu. Aunque estos dos últimos pueden estar relacionados con fallas NE-SO a ENE-OSO, un significado diferente emerge al comparar su localización con la Zona Galicia-Trás-os-Montes. Probablemente, el lineamiento E-O de los picos magnéticos representa la continuación de la anomalía de la falla de Viveiro/domo de Lugo hacia el sur, plegada por el arco ibérico central, e interfiriendo positivamente con los lineamientos relacionados con las fallas tardi-variscas.



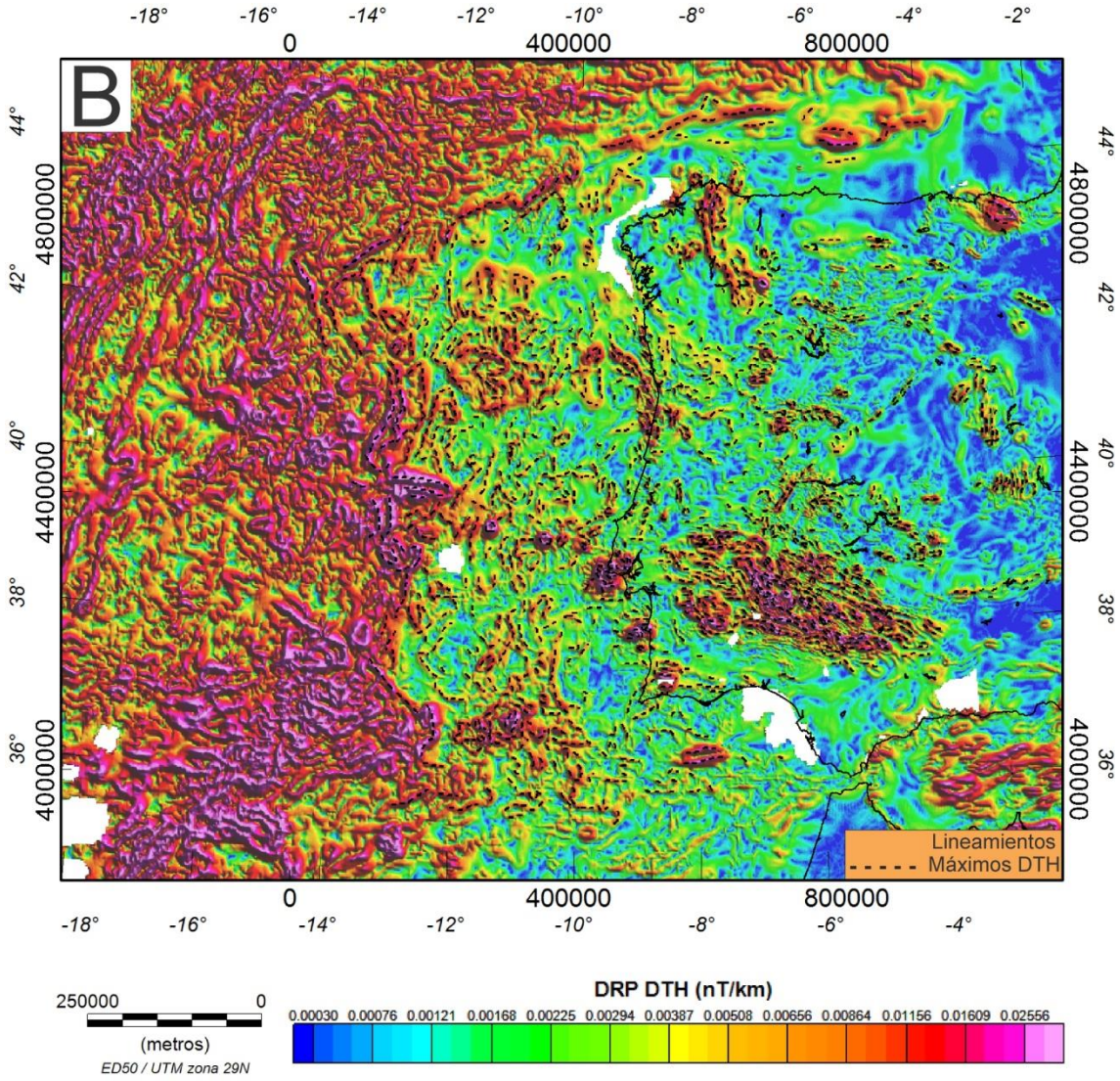
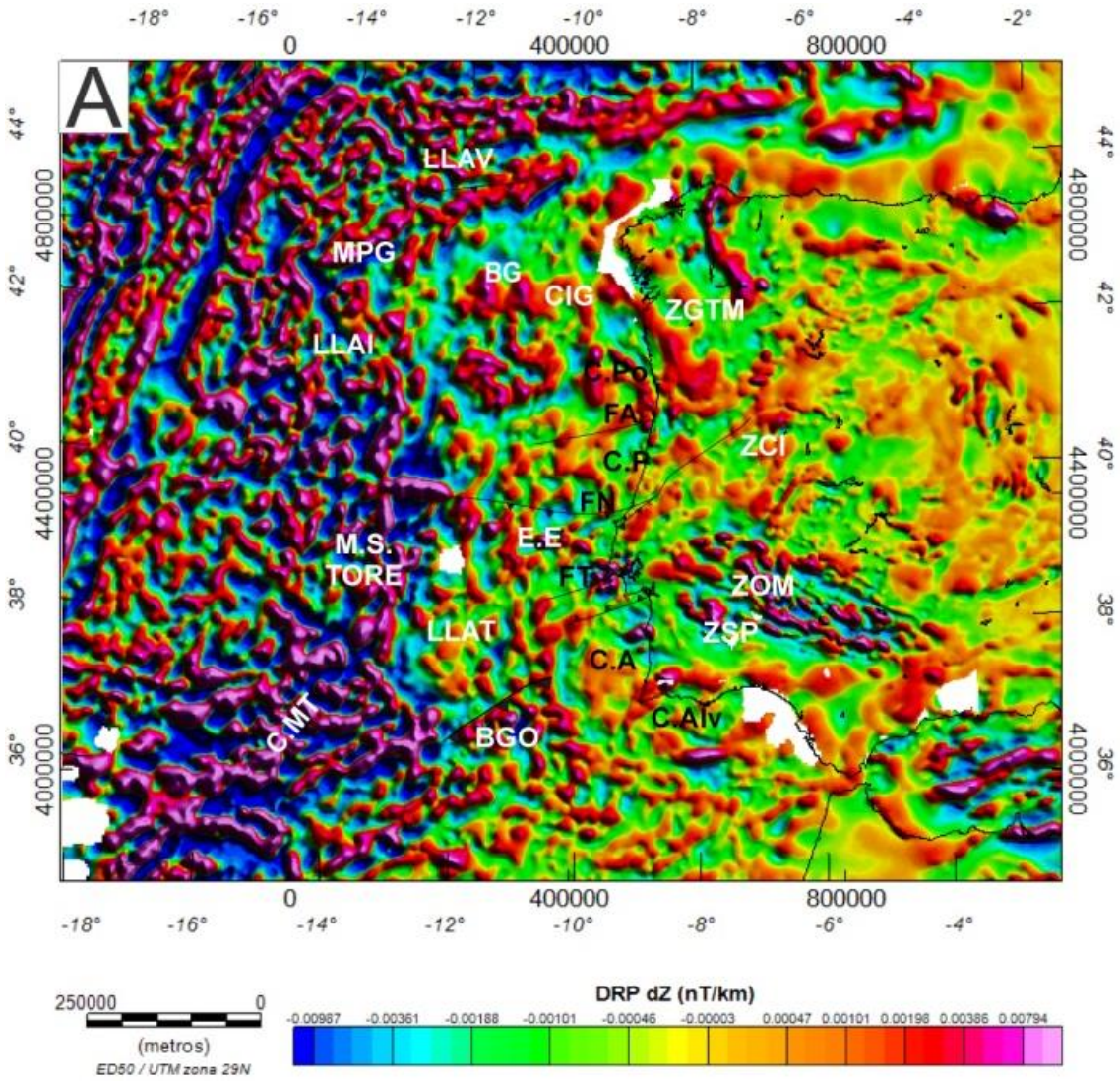



Figura 4.25 *Mapas de la derivada total horizontal de la anomalía Magnética. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes.B) Lineamientos máximos de la derivada total horizontal.*

Al SO del margen, destaca una zona altas frecuencias, con alternancia de máximos y mínimos en dirección NO-SE. Su límite al norte se observa por un lineamiento magnético muy continuo limita las anomalías curvas hacia el sur y continúa hacia el este de Córdoba con una dirección NO-SE, en lo que parece un rasgo bastante recto del basamento

varisco conservado bajo la cordillera bética (Martínez Catalán, 2011). Al sur, la zona Sudoccidental Portuguesa tiene una señal magnética más suave, en la que destaca alguna intrusión magmática también en dirección NO-SE.

*Zona sumergida (offshore):* en la zona del Banco de Galicia se diferencian dos grandes anomalías magnéticas de alta frecuencia con dirección NO-SE (Figura 4.26). La situada más al norte corresponde al Banco de Galicia, mientras que la situada al sur se localiza en la denominada región de montes submarinos (Druet *et al*., 2018).



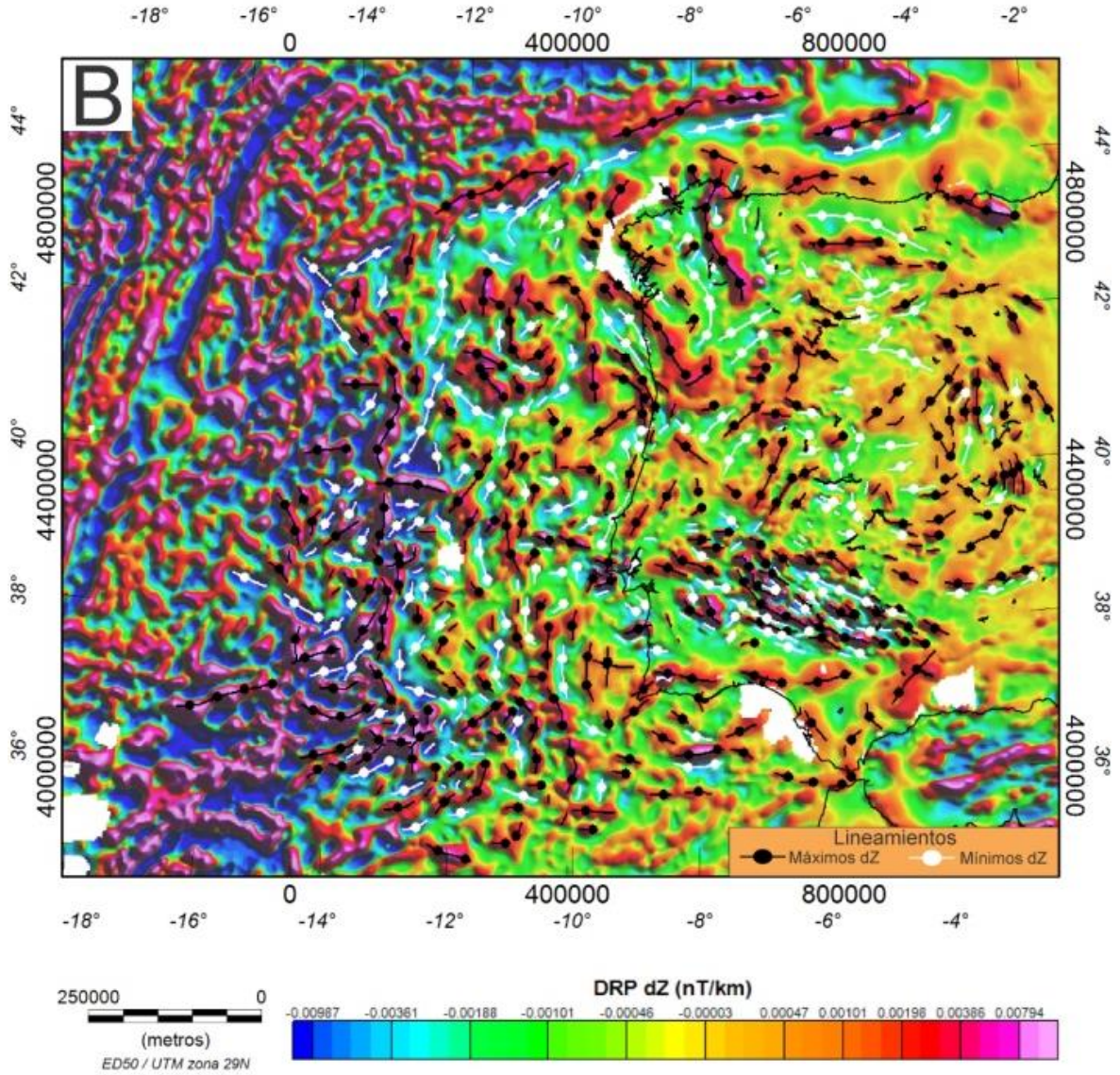



Figura 4.26 *Mapas de la primera derivada vertical de la anomalía Magnética. A) Localización de las principales estructuras, cuencas sedimentarias, zonas variscas y rasgos del MOI: LLAV, Llanura Abisal de Vizcaya; LLAI, Llanura Abisal de Iberia; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura; LLAT, Llanura Abisal del Tajo; BGO, Banco de Gorringe; FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; C.Po, Cuenca de Porto, C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZCI, Zona Centroibérica; ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes.B) Lineamientos mínimos y máximos de la primera derivada vertical.*

Al suroeste del Banco de Galicia, la zona sur de la LLAI, se caracteriza por anomalías de frecuencias medias en la dirección de la extensión, tanto positiva como negativa, un tanto obliterada y con tendencia NNE-SSO. Al norte, una secuencia de lineamientos de mínimos giran en sentido horario, en dirección NE-SO, dibujando el dominio compresivo. Al este del Banco de Galicia, en la Cuenca Interior de Galicia, se observa un lineamiento N-S, de anomalía positiva de alta frecuencia, que puede prolongarse hasta la Cuenca de Peniche (Figura 4.26). Una posible interpretación es que la fábrica varisca NO-SE esté interrumpida por la fábrica extensional N-S. Tal y como se interpretaba en los mapas de anomalía gravimétrica, puede ser producto del adelgazamiento de la corteza en un proceso de *rift* abortado.

El Espolón de Extremadura es un relieve tectónico y volcánico que resultado de un evento magmático del Cretácico tardío y de la compresión durante el Paleógeno y el Neógeno (Ramos *et al*., 2017a). La Orogenia Alpina está bien registrada en tierra y en el mar por la inversión tectónica de las cuencas de *rift* mesozoicas. Los montes submarinos lineales de gran escala que involucran litosfera oceánica y continental presentan cabalgamientos en sus bordes, como el Banco de Gorringe y el Espolón de Extremadura en el Margen de Iberia Suroeste y Oeste, respectivamente (Terrinha *et al*., 2019). En la zona del Espolón de Extremadura se encuentra una anomalía positiva alargada en dirección aproximadamente NO-SE que separa dos llanuras abisales. Los volcanes submarinos en esta zona tienen una apariencia elíptica con el eje mayor orientado en dirección NO-SE (Figura 4.26).

El estudio de las edades de los edificios volcánicos de la Cordillera Madeira-Tore (Geldmacher *et al*., 2006; Merle *et al*., 2006, 2009) y de los intrusivos de Foz da Fonte y Sintra (Miranda *et al*., 2009) junto con las evidencias geofísicas de la existencia de intrusiones a lo largo del Espolón de Extremadura sugieren una vinculación magmática entre la Cordillera Madeira-Tore y la Cuenca Lusitana (Neres *et al*., 2014). El magmatismo de edad cretácica está muy marcado en el mapa de derivada total horizontal de la DRP de la anomalía magnética.

En la LLAT, también aparecen lineamientos N-S, en una banda similar a la de la zona norte, al oeste de que cuál aparecen alineaciones ligeramente giradas en sentido anti-horario. La fábrica extensional N-S está interrumpida, en la zona oeste de Lisboa, por una fábrica E-O asociada a las estructuras compresivas.

En la zona del Banco de Gorringe, que está formada principalmente por rocas del manto, se observa una anomalía NE-SO asociada a esta estructura interrumpido al este por una alineación de anomalía positiva N-S (Figura 4.26).

Al oeste de estas estructuras se observa una señal magnética bastante homogénea, sin interferencias y de baja amplitud, correspondiente al dominio de manto exhumado. Esta zona de calma magnética está limitada al oeste por una anomalía magnética positiva de gran amplitud (Figura 2.4), que se denomina anomalía J (Nirrengarten *et al*., 2017).

### 4.4.3 Mapas de Susceptibilidad magnética aparente

Asumiendo que toda la señal magnética es inducida, el mapa de la susceptibilidad magnética aparente (Figura 4.27b) muestra con sus valores positivos qué cuerpos en el basamento tienen una fuerte señal magnética (Figura 4.27a). En la parte de la corteza oceánica se observan los patrones de anomalías positivas y negativas en función de si el campo magnético remanente coincide con el actual o es inverso. En la parte de corteza continental una fuerte componente de señal magnética indica la localización de los cuerpos que tienen una alta susceptibilidad.

Comparando los mapas de la anomalía magnética y la susceptibilidad magnética aparente, se observa una muy buena correlación entre los complejos con composición altamente ferromagnética (ya sean complejos ultramáficos, básicos, ígneos o metamórficos), y por tanto una señal alta de la susceptibilidad magnética aparente, y la localización de las anomalías magnéticas positivas en el mapa de DRP.

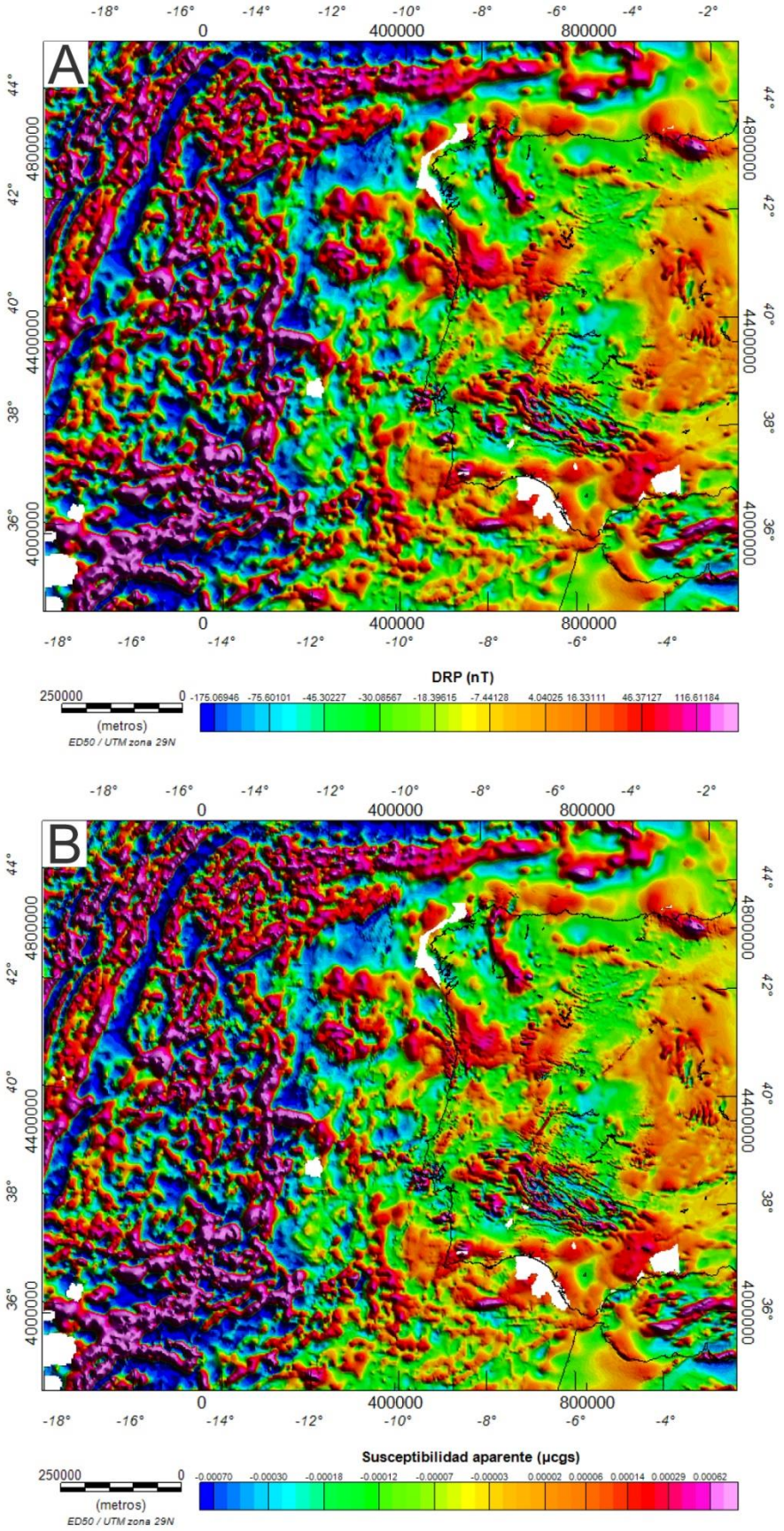



*Figura 4.27 Mapas de a) Diferencial Reducida al Polo (DRP) de la anomalía Magnética y b) Susceptibilidad Magnética Aparente de la DRP.*

### 4.4.4 Mapa de pseudogravedad

Como se ha mencionado en la sección de metodología, la transformación de la pseudo-gravedad aumenta la amplitud de las anomalías magnéticas de fuentes magnéticas más profundas. Las comparaciones entre la pseudogravedad calculada y los datos de gravedad reales pueden proporcionar información sobre la magnitud y la distribución de la densidad en las fuentes magnéticas y la forma y el tamaño de la fuente que causa la respuesta gravitatoria y magnética. La comparación entre los mapas de la anomalía de Bouguer (Figura 4.28a) y de la Pseudogravedad (Figura 4.28b) va a indicar qué cuerpos magnéticos dan una señal teóricamente de gravedad, asumiendo que hay una relación directa entre susceptibilidad y densidad. Allí donde la anomalía magnética positiva en el mapa de Pseudogravedad coincide con una anomalía de Bouguer positiva, la relación es directa entre la susceptibilidad magnética y la densidad, y donde no la hay es porque hay una magnetización remanente o se está dando otra clase de fenómeno.

En la parte NO del Margen Ibérico, las diferencias más grandes las observamos en las Zonas de Galicia Tras os Montes y la Asturoccidental Leonesa en la parte continental, y sus prolongaciones hacia el *offshore* al norte. Las anomalías positivas más destacables se localizan en la zona de la falla de Viveiro, al sur de ZGTM toda el área al este de Oporto hasta Morais, ocupando el área sur de la ZGTM y la zona limítrofe perteneciente a la ZCI. En ambos casos coinciden los valores máximos de la pseudogravedad en estas zonas con la localización de granitoides variscos. En el Margen Oeste de Galicia, la diferencia más notable se observa en la zona del Banco de Galicia, con una señal positiva de la pseudogravedad y un mínimo de la anomalía de Bouguer de forma elíptica. En la parte SO del Margen Ibérico, se observan diferencias en la zona de Ossa Morena con una señal positiva en las zonas de Évora, Beja y Badajoz, que también estarían asociadas a la localización de rocas plutónicas variscas. También se observan con una mayor señal positiva en el mapa de la pseudogravedad, los cuerpos magmáticos cretácicos en el borde continental y al oeste del Banco de Gorringe, marcado por una expresión de señal positiva sobre la Cordillera Madeira-Tore.

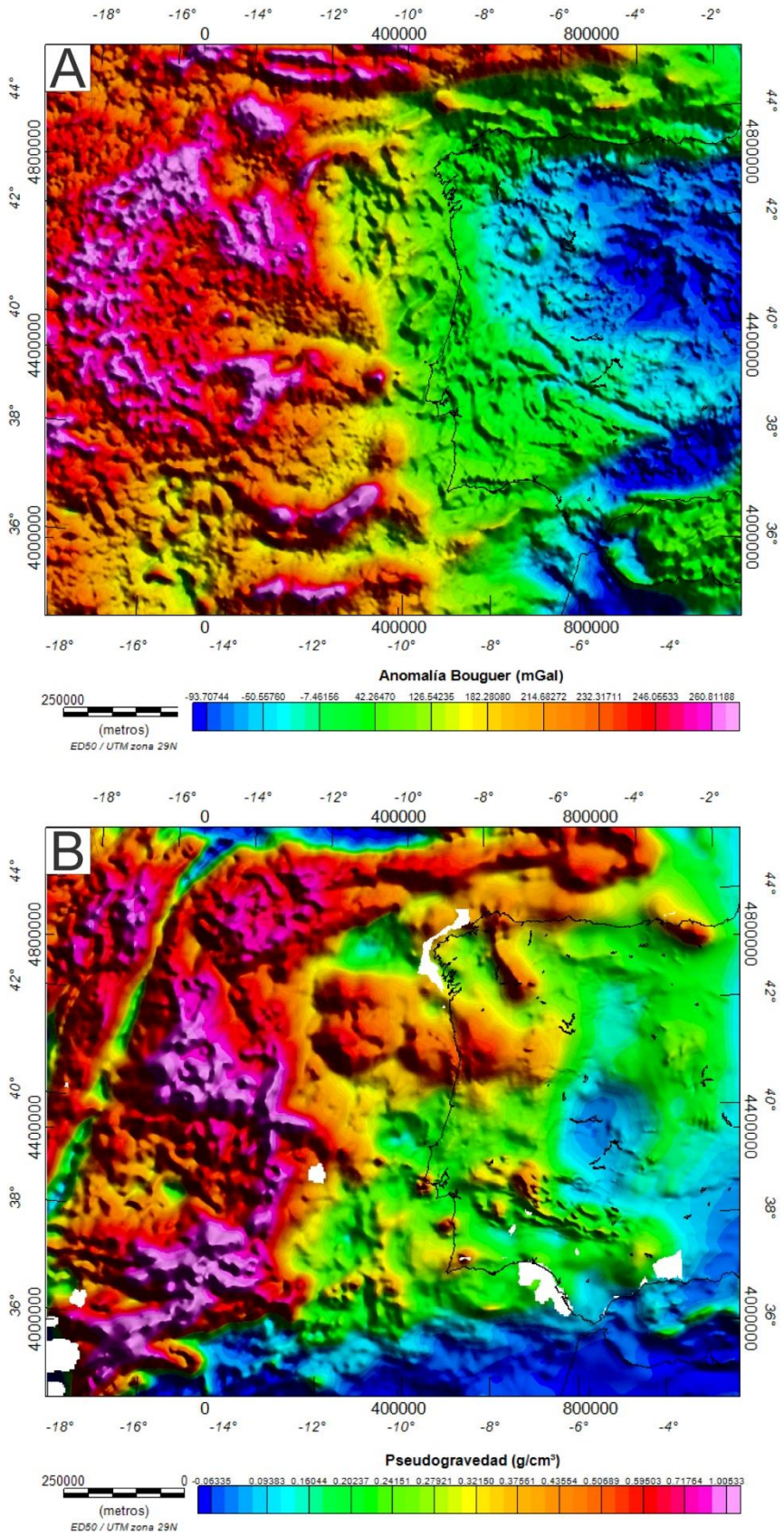



*Figura 4.28 Mapas de a) Anomalía de Bouguer completa y b) transformación de Pseudogravedad de la señal magnética.*

### 4.4.5 Dominios magnéticos establecidos mediante tendencias magnéticas

De los mapas magnéticos regionales (Figuras 4.24, 4.25 y 4.26) se puede deducir la fábrica de la corteza superior varisca, y si asumimos que no hay respuesta magnética en los sedimentos esta fábrica define la naturaleza del basamento. La fábrica magnética se observa principalmente sobre los lineamientos máximos y mínimos de la primera derivada vertical (dZ) de la anomalía magnética (Figura 4.29a).

Los criterios utilizados para definir los dominios magnéticos son:

- La orientación y continuidad de la fábrica, principalmente marcada por la dirección de los lineamientos magnéticos del mapa de derivada vertical.
- Frecuencia de las anomalías, dependiendo si la señal magnética tiene mucha expresión o poca, se pueden diferenciar zonas con altas frecuencias, frecuencias intermedias si la señal tiene valores más bajos que la anterior, y frecuencias bajas, si la expresión de la anomalía es homogénea y con valores bajos.
- Rasgos de amplitud positivos, negativos, o alternancia de positivos y negativos

Con estos criterios se diferencian los siguientes dominios magnéticos en el Margen Occidental Ibérico (Figura 4.29b):

***Fábrica varisca***: Se diferencian 5 dominios con fábrica varisca.

- Dominio Alóctono de máximos magnéticos: Se caracteriza por la presencia anomalías magnéticas positivas de frecuencias de intermedias a altas, con dirección NO-SE. Se localiza en la parte NO del Margen Ibérico, tanto en la parte continental con frecuencias intermedias, coincidiendo con la ZGTM; como en la zona del Banco de Galicia en el *offshore*, con frecuencias altas y una dirección aproximada NNO-SSE.

- Dominio Alóctono de mínimos magnéticos: Dentro del perímetro del dominio anterior, mayoritariamente en la parte continental, y de plataforma del NO del Margen Ibérico, se observan áreas con anomalías magnéticas de frecuencias

intermedias, negativas y orientadas en dirección NO-SE, que se han considerado aquí como otro dominio.

- Dominio de Ossa Morena: Al SO del margen, observamos un dominio de alta frecuencia, con alternancia de valores positivos y negativos, en dirección NO-SE, que coincide con la zona de Ossa-Morena, y que parece tener continuidad hacia la península de Lisboa y cuya respuesta magnética se encuentra atenuada en la zona oceánica, prolongándose aproximadamente hasta el monte submarino Fontanelas, zona en que está interferida por otras estructuras.

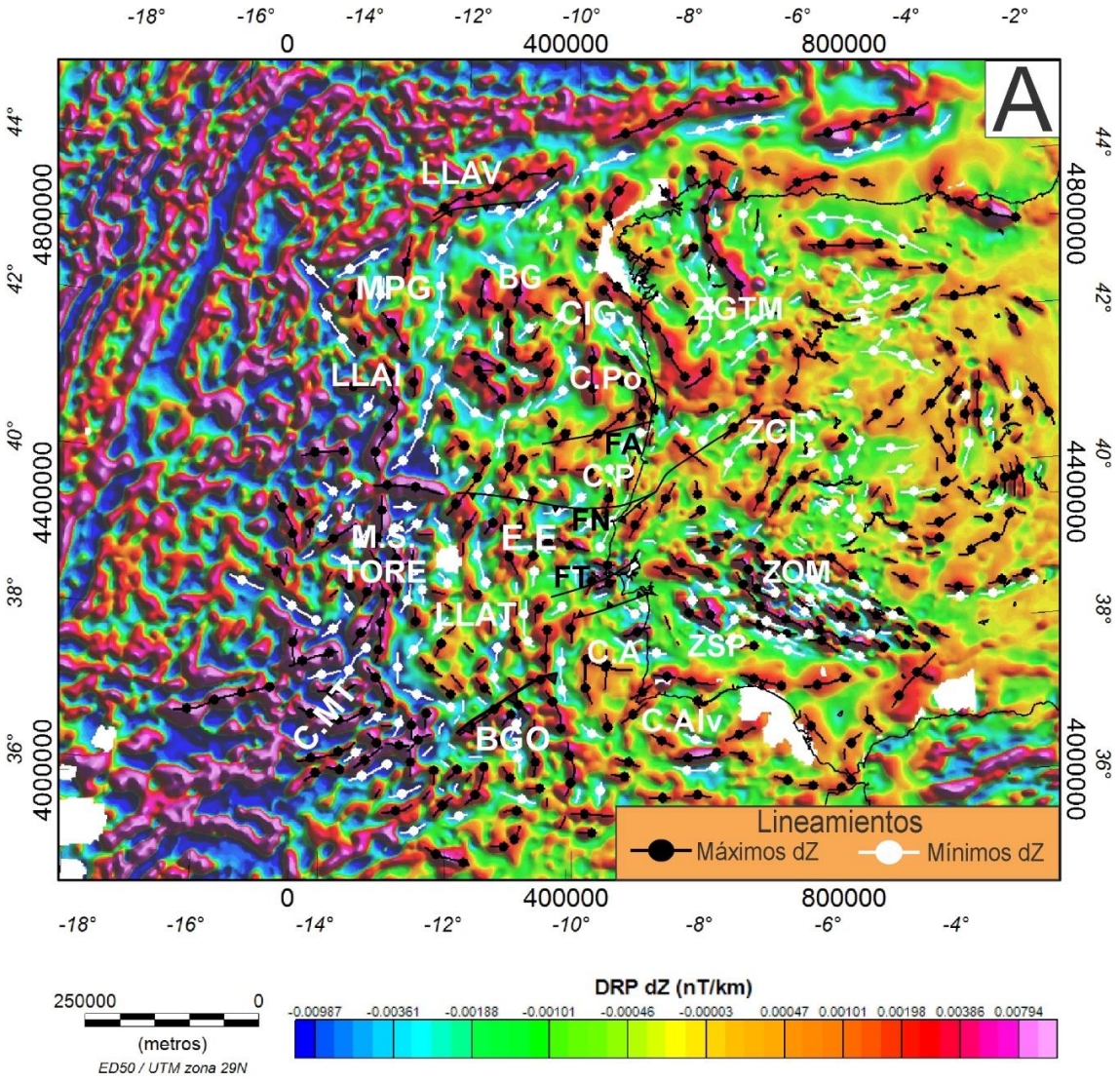
- Dominio Sudportugués: Al SO del margen, al sur de Ossa-Morena, observamos un dominio con expresión magnética de más baja frecuencia, en dirección NO-SE que coincide con la zona Sudportuguesa y cuya señal se extiende hacia la zona de plataforma hasta la zona de máximo adelgazamiento cortical.

- Dominio Centroibérico: Comprende la zona intermedia entre el dominio Alóctono y el de Ossa Morena. Se caracteriza por anomalías magnéticas positivas y negativas, de frecuencia intermedia. Estas anomalías suelen estar asociadas a pliegues y fallas varicas o tardi-variscas dirección predominante NE-SO y también NO-SE (Martínez Catalán, 2011) en la parte continental. Sólo se ha tenido en cuenta la señal proporcionada por el basamento varisco en la descripción de estos dominios, ya que solamente se está analizando la señal de los procesos alpinos en la zona *offshore*.

***Dominio extensional:*** Está asociado a la extensión del margen, generalmente muestra una señal magnética en dirección aproximada N-S, tanto positiva como negativa de frecuencia intermedia. Con estas características se observa una banda N-S de anomalías en la CIG, que se continúa hasta el Espolón de Extremadura, donde este dominio es interferido por estructuras compresivas, y se abre en abanico hacia la zona continental por los grandes depocentros Jurásicos de las Cuencas de Peniche y Lusitana. Esta misma

señal vuelve a observarse al SO del margen, al sur del Espolón de Extremadura hasta el Banco de Gorringe.

***Dominio ígneo cretácico***: Los edificios volcánicos e intrusiones que conforman el dominio de magmatismo cretácico, se observan como máximos de las anomalías magnéticas de alta frecuencia, y forma elíptica, con el eje mayor orientado en dirección NO-SE. Se localizan tanto en el borden continental SO, como en el Espolón de Extremadura y el Banco de Gorringe (Pereira *et al*., 2021).



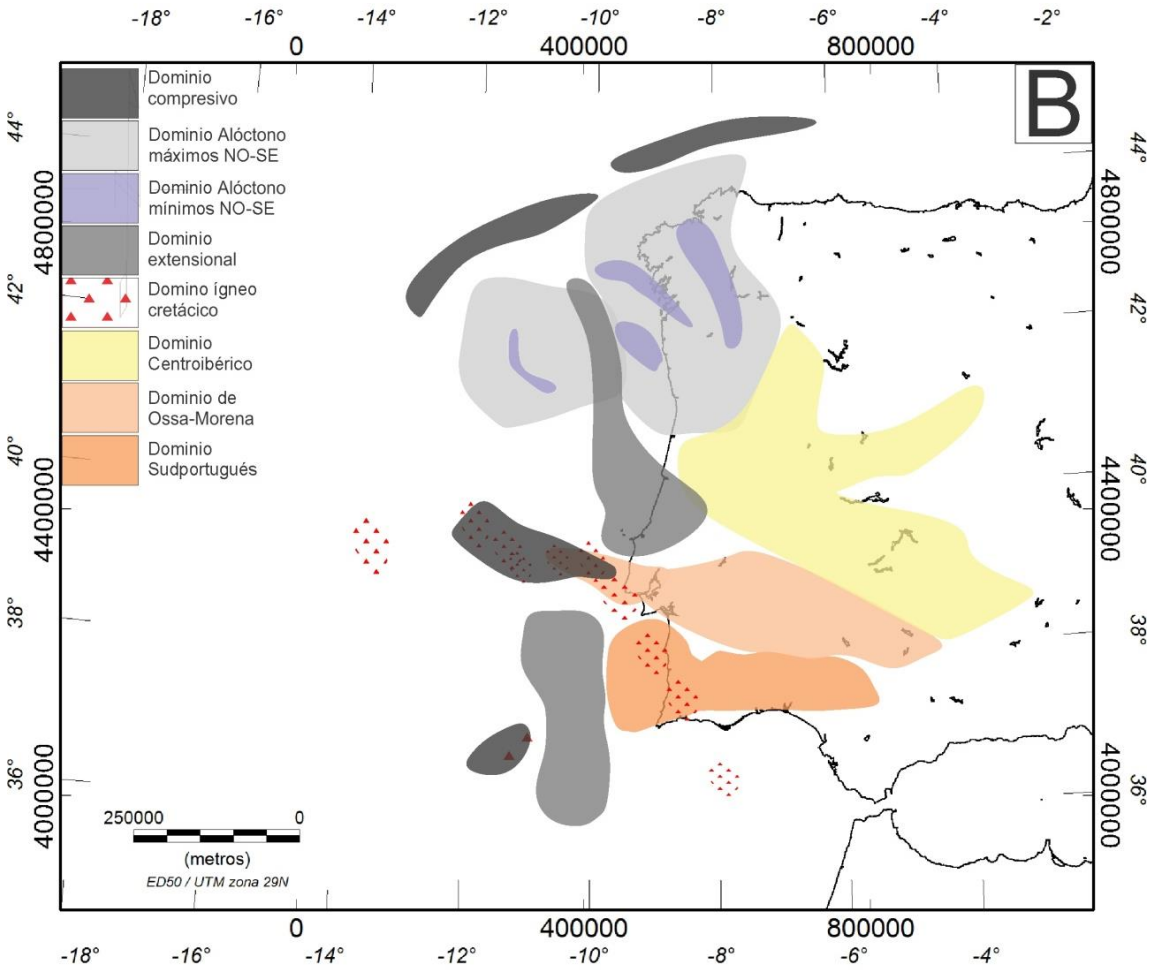



*Figura 4.29 (a) Lineamientos máximos y mínimos de la primera derivada vertical de la anomalía magnética DRP. (b) Dominios magnéticos definidos a partir de los mapas regionales de magnetismo descritos en el apartado 4.4.5 y del análisis del mapa (a).*

***Dominio compresivo:*** Este dominio compresivo se caracteriza por una señal magnética de alta frecuencia que coincide con estructuras compresivas, y borra la señal de la fábrica varisca. Se aprecia al NNO de la zona del Banco de Galicia y el Margen Gallego, con dirección NE-SO; en la zona del Espolón de Extremadura, con una dirección aproximada ONO-ESE; y en el Banco de Gorringe en dirección NE-SO (Druet et al., 2018; Terrinha *et al*., 2019; Neves *et al*. 2009; Pereira *et al*., 2021; Jiménez-Munt *et al*., 2010). El hecho de que se superponga a la fábrica varisca sugiere que el basamento está implicado en la deformación.

### 4.4.6 Dominios gravimétricos establecidos mediante tendencias gravimétricas

El análisis de los lineamientos máximos y mínimos de los mapas regionales de derivadas gravimétricas (Figuras 4.21, 4.22 y 4.23) permite analizar la estructura cortical. Mientras la señal magnética da información sobre el basamento, la señal gravimétrica es producto de los contrastes de densidad del basamento y la cobertera sedimentaria. El resultado es la superposición de las señales creadas por las estructuras generadas durante los ciclos varisco y alpino.

Los criterios utilizados para definir los dominios gravimétricos son:

- La orientación y continuidad de los lineamientos del mapa de la primera derivada vertical.
- Carácter positivo o negativo de la anomalía gravimétrica de Bouguer.
- La presencia de longitudes de onda grandes, bajas o medias.

Con los criterios anteriores se han definido los siguientes dominios gravimétricos (Figura 4.30):

***Fábrica varisca***: Se diferencian cuatro dominios con fábrica varisca.

- Dominio Alóctono: Al NO del Margen, en la ZGTM destaca una geometría elíptica, caracterizada por unos ejes de mínimos en dirección NO-SE, y dentro del perímetro de este dominio se observan máximos relativos cerrados que se corresponden con los complejos ultramáficos de Cabo Ortegal, Órdenes, Bragança y Morais. Con características similares, el área del Banco de Galicia también se caracteriza por un mínimo con orientación NNO-SSE, que como se ha visto con anterioridad está relacionado con un mayor espesor de la corteza continental.

- Dominio Centroibérico: Es un dominio más heterogéneo, correspondiente a la zona del Sistema Central y su prolongación hacia la parte oceánica, destacan: a) los mínimos en dirección NE-SO asociados principalmente a fallas, b) los mínimos

E-O relacionados con el contacto entre los depósitos la Cuenca del Tajo y el macizo de los Montes de Toledo, y c) La anomalía negativa de dirección NO-SE relacionada con el Batolito de los Pedroches, al sur de la cual se observa un cambio de señal gravimétrica, que indica una composición diferente.

- Dominio de Ossa-Morena: presenta una anomalía de gran longitud de onda positiva, en dirección NO-SE, que coincide con la zona de Ossa-Morena. Es probable que su señal se extienda hacia la zona de plataforma bajo los depocentros jurásicos, pero la señal queda algo enmascarada.

- Dominio Sudportugués: se caracteriza por anomalías de baja longitud de onda, en dirección NO-SE, que parece continuarse en la zona oceánica hasta donde comienza una señal gravimétrica positiva en dirección N-S.

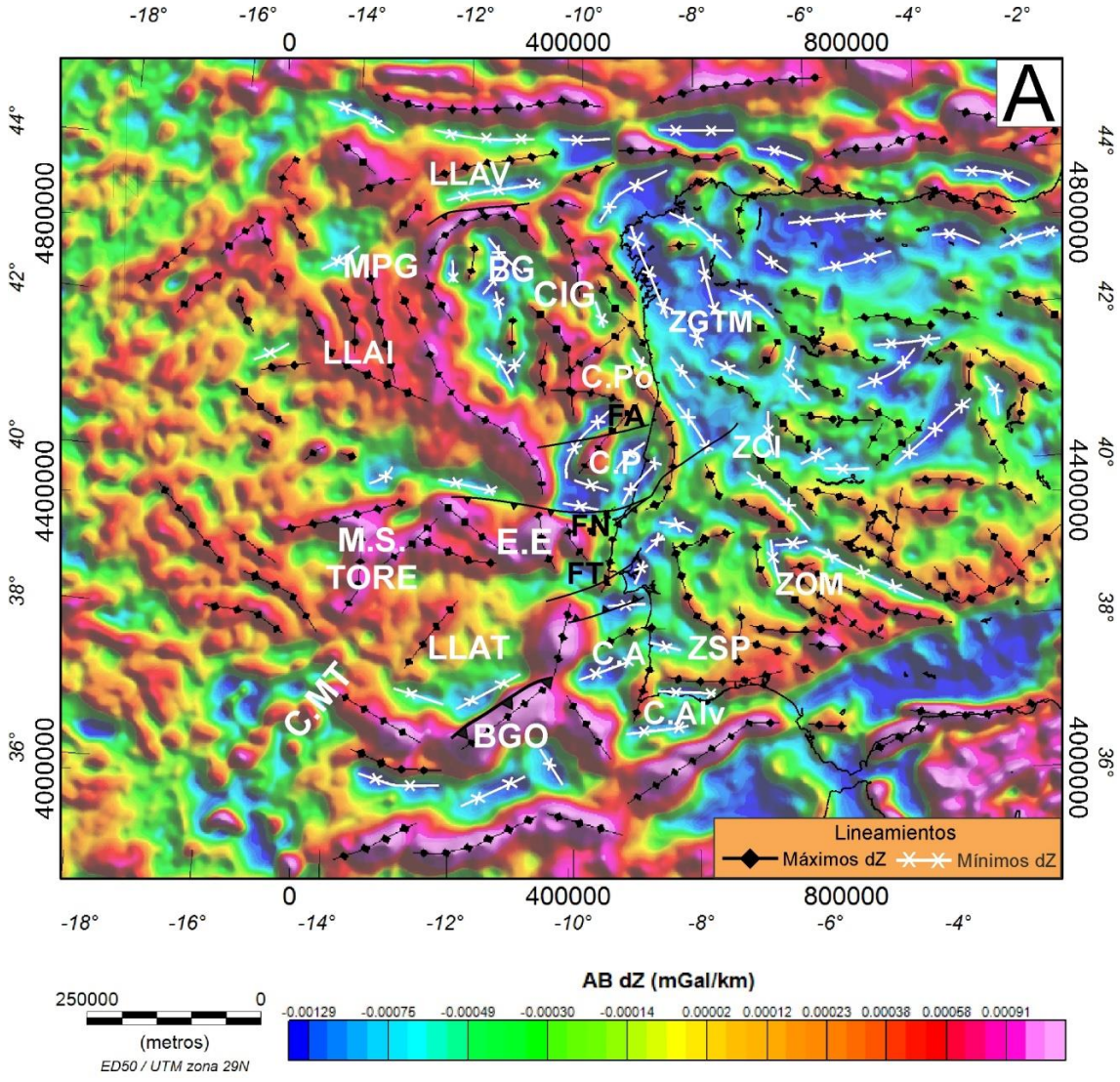
***Dominio extensional:*** Asociado a estructuras extensionales del margen, se presenta generalmente con una señal gravimétrica positiva de amplitud de onda media con el eje mayor en dirección N-S. Con estas características observamos unas bandas N-S de anomalías en el CIG y al este del Banco de Galicia.

Otra banda similar aparece al SO de esta estructura, siguiendo hacia el sur, por la LLAI hasta el Espolón de Extremadura, y se abre en abanico por debajo de los depocentros jurásicos de la Cuenca de Peniche y la Cuenca Lusitana. Estos depocentros se muestran como mínimos relativos de la primera derivada de la anomalía de Bouguer. En el SO del margen, al sur del Espolón de Extremadura, se presenta como una banda N-S que se extiende hasta el Banco de Gorringe donde interfiere con estructuras compresivas.

***Dominio ígneo cretácico***: Lo conforman edificios volcánicos e intrusiones ígneas que se localizan en el SO del margen. Las intrusiones localizadas en el borde continental tienen una apariencia elíptica, de longitud de onda media y con el eje mayor orientado en dirección NE-SO (p. ej., Pereira *et al*., 2021). Los edificios volcánicos e intrusiones en la región del Espolón de Extremadura y el Banco de Gorringe, se observan bien en los

mapas de anomalía de Bouguer y la primera derivada vertical, como una señal positiva de gran amplitud. En el caso del Espolón de Extremadura la dirección del eje mayor está orientado N-S, y en el caso de los edificios volcánicos del Banco de Gorringe, en dirección NE-SO.

**Dominio compresivo:** Está conformado por el eje de máximos NE-SO en el contacto entre el norte del Banco de Galicia y la LLAV. Estos máximos pueden estar relacionados con una corteza oceánica engrosada, posiblemente invertida y levantada durante la Orogenia Alpina. Este dominio aparece al NO de la zona continental de Galicia, y ha sido interpretado como plataformas marginales de gran espesor (Murillas *et al*., 1990).



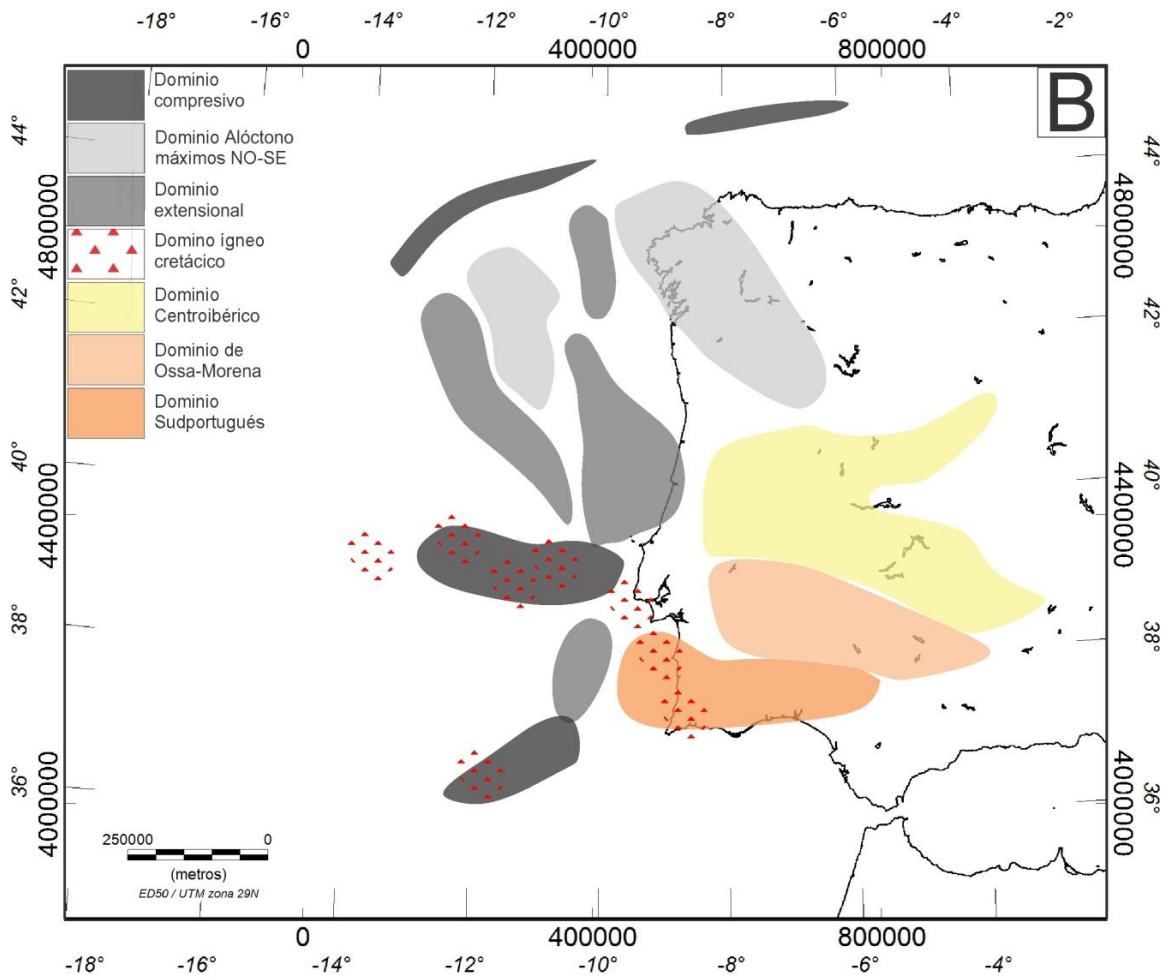



*Figura 4.30 (a) Lineamientos máximos y mínimos de la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer. (b) Dominios gravimétricos definidos a partir de los mapas regionales de gravimetría descritos en el apartado 4.4.4 y del análisis del mapa (a).*

En la zona del Espolón de Extremadura, el dominio compresivo está representado por anomalías positivas, de gran longitud de onda, con dirección E-O que interfieren a estructuras N-S (extensionales) hacia el este. En la zona del Banco de Gorringe, está representado por una anomalía positiva, de gran longitud de onda en dirección NE-SO, interfiere con estructuras aproximadamente N-S hacia el este.

# CAPÍTULO 5

# DISCUSIÓN

El apartado de discusión se realiza en torno a tres grandes apartados, cada uno referido a uno de los subcapítulos de resultados del capítulo anterior:

a) En primer lugar se analiza la estructura litosférica del margen a lo largo de las secciones modelizadas. Sobre estas secciones se analizan y proponen una serie de parámetros cuantitativos que permitan definir las características de los diferentes dominios tectónicos y sus límites. Al final de este apartado se propone una cartografía homogénea de estos dominios para el MOI, y se compara con los mapas de dominios propuestos previamente por otros autores.

b) En segundo lugar se analiza la estructura del MOI obtenida con la inversión gravimétrica 3D, comparando con los resultados de las secciones en 2D. Como resultado de la modelización se han calculado los mapas de espesor de corteza y de adelgazamiento para todo el MOI. Estos parámetros se relacionan con los dominios tectónicos propuestos. Se analizan también las mejoras y limitaciones del modelado 3D a esta escala.

c) En tercer y último lugar se analiza la distribución de los dominios definidos en función de parámetros gravimétricos, magnéticos y geológicos en la zona emergida hacia el offshore con el resto de información obtenida en los puntos a y b. Este análisis permite discutir la influencia de la corteza previa sobre la evolución extensional del margen y su posterior inversión parcial compresiva.

## 5.1 Estructura Litosférica del Margen Occidental Ibérico

Los márgenes hiperextendidos presentan una gran heterogeneidad transversal y longitudinal, por lo que la definición de dominios tectónicos a realizadas exclusivamente a partir de secciones sísmicas 2D presenta serias limitaciones.

A partir de los **Modelos gravimétricos en 2½D** sobre 4 secciones transversales y 4 longitudinales al Margen Ibérico, calibrados con datos previos de secciones sísmicas y sondeos IODP, se ha realizado un nuevo enfoque de la estructura litosférica del Margen Ibérico. El carácter continuo de los datos gravimétricos los hace especialmente útiles en márgenes complejos con fuertes variaciones laterales y permite cartografiar los límites entre los diferentes dominios de los márgenes definidos en las secciones calibradas, siguiendo la nomenclatura propuesta por Tugend *et al*. (2015), pero ampliando los criterios utilizados.

Se han analizado y comparado los diferentes dominios tectónicos en este tipo de márgenes desde el punto de vista de su señal gravimétrica. Para ello se han calculado mapas de gradiente total horizontal y gradiente vertical de anomalía de Bouguer, y se han comparado con otros parámetros como son la estructura de la corteza y el factor de estiramiento. Este análisis comparado se ha realizado en una sección propuesta como modelo para el Margen Occidental Ibérico (Péron-Pinvidic *et al*., 2013; Tugend *et al*., 2015; Cadenas *et al*., 2018), y en los cuatro modelos gravimétricos de escala litosférica transversales al Margen Occidental Ibérico. La presencia de modelos longitudinales también supone un aporte novedoso, ya que obligan a definir donde se producen las variaciones laterales en el margen, y permiten identificar estructuras posteriores superpuestas a las extensionales de generación del margen.

A diferencia de los trabajos previos que proponen dominios tectónicos, en este trabajo se van a utilizar datos gravimétricos continuos y parámetros cuantitativos, que permiten una extensión de los límites entre dominios, entre las secciones de calibración con información sísmica en 2D.

### 5.1.1 Relación entre los Dominios Tectónicos y los Datos Gravimétricos

Los valores de anomalía de Bouguer (AB), derivada total horizontal (DTH) y derivada vertical (dZ) obtenidos del modelado gravimétrico 2½D (apartado 4.1) se han comparado con la sección conceptual de Tugend *et al*. (2014) y Cadenas *et al*. (2018), (Figura 5.1). Para ello se ha realizado el cálculo de su señal gravimétrica, asignando densidades basadas en los datos sísmicos de refracción del margen. Los resultados del modelo se muestran en el panel derecho de la Figura 5.2.

Esta sección conceptual permite comparar el valor de la anomalía de Bouguer y el factor de adelgazamiento de la corteza en los diferentes dominios. Los valores de los gradientes se han calculado en un modelo 2D, por lo que sus valores absolutos no son directamente comparables con los datos de los gradientes reales obtenidos de la malla de la anomalía de Bouguer (3D).

En el panel izquierdo de la Figura 5.2, se han representado los valores de AB (A), DTH (C) y dZ (D) para todos los modelos transversales presentados anteriormente, junto con la magnitud del adelgazamiento de la corteza (B). Los valores trazados corresponden a intervalos de muestreo de 5-10 km a lo largo de los modelos gravimétricos ajustados y clasificados según el dominio estructural definido a lo largo de las secciones. Para cada dominio, los valores calculados se representan en un diagrama de “cajas y bigotes” o “box-plot” (Figura 5.2, panel izquierdo) y se resumen en la Tabla 5.1. Este tipo de diagramas son de gran utilizadad visual, porque permiten comparar rangos, mediana y cuartiles de cada una de las variables analizadas.

Los valores de AB, DTH y dZ muestran variaciones significativas en sus valores absolutos a lo largo del margen, pero analizando sus distribuciones (Figura 5.2) emergen patrones claros:

- La AB refleja claramente el adelgazamiento de la corteza continental y el ascenso gradual del manto (Cowie *et al*., 2015; Stanton *et al*., 2016; Druet *et al*., 2018). Este ascenso del manto se correlaciona bien con la tendencia del factor de

adelgazamiento. Los dominios de manto exhumado y oceánico son difíciles de diferenciar, ya que ambos tienen valores positivos y estables de AB (> 300 mGal).

- Los valores de DTH de la AB a su vez revelan un aumento en su magnitud desde el dominio proximal al hiperadelgazado. Los valores máximos en el dominio hiperadelgazado disminuyen rápidamente hacia el océano, y los dominios exhumado y oceánico muestran valores de DTH inferiores a todos los demás dominios.

- Los valores de dZ de la AB muestran un máximo en el dominio hiperextendido (hiperadelgazado y exhumado), con valores más bajos y positivos, en el dominio oceánico y con magnitudes de nulas a negativas en los dominios de *necking* y proximal.

Estos resultados indican que la combinación de los valores de AB y sus gradientes DTH y dZ, puede utilizarse junto con las secciones sísmicas y los pozos ODP, para identificar las transiciones entre los dominios de la corteza del Margen Occidental Ibérico o incluso para mejorar las estimaciones en regiones sin cobertura sísmica.

Si analizamos la estructura desde el océano hacia el continente se observa que:
a) Las transiciones desde dominio exhumado al dominio hiperadelgazado se caracterizan por un aumento de DTH y descenso de AB.

b) Las transiciones de dominio hiperadelgazado al dominio de *necking* (el punto de acoplamiento) se caracterizan por un descenso de dZ.

c) El límite entre los dominios proximal y de *necking* se caracteriza por un aumento en los tres parámetros.

d) El comienzo de la corteza oceánica no presenta un patrón claro en los parámetros analizados. Por este motivo para definir el comienzo del dominio oceánico habría que

utilizar otros parámetros como los magnéticos (e.j. posición de la primera anomalía magnética significativa).

Las tendencias en los valores absolutos de la anomalía de Bouguer y de sus gradientes DTH y dZ de la sección idealizada se desvían de los resultados en las secciones reales modelizadas, pero también lo hace la interpretación global del margen.

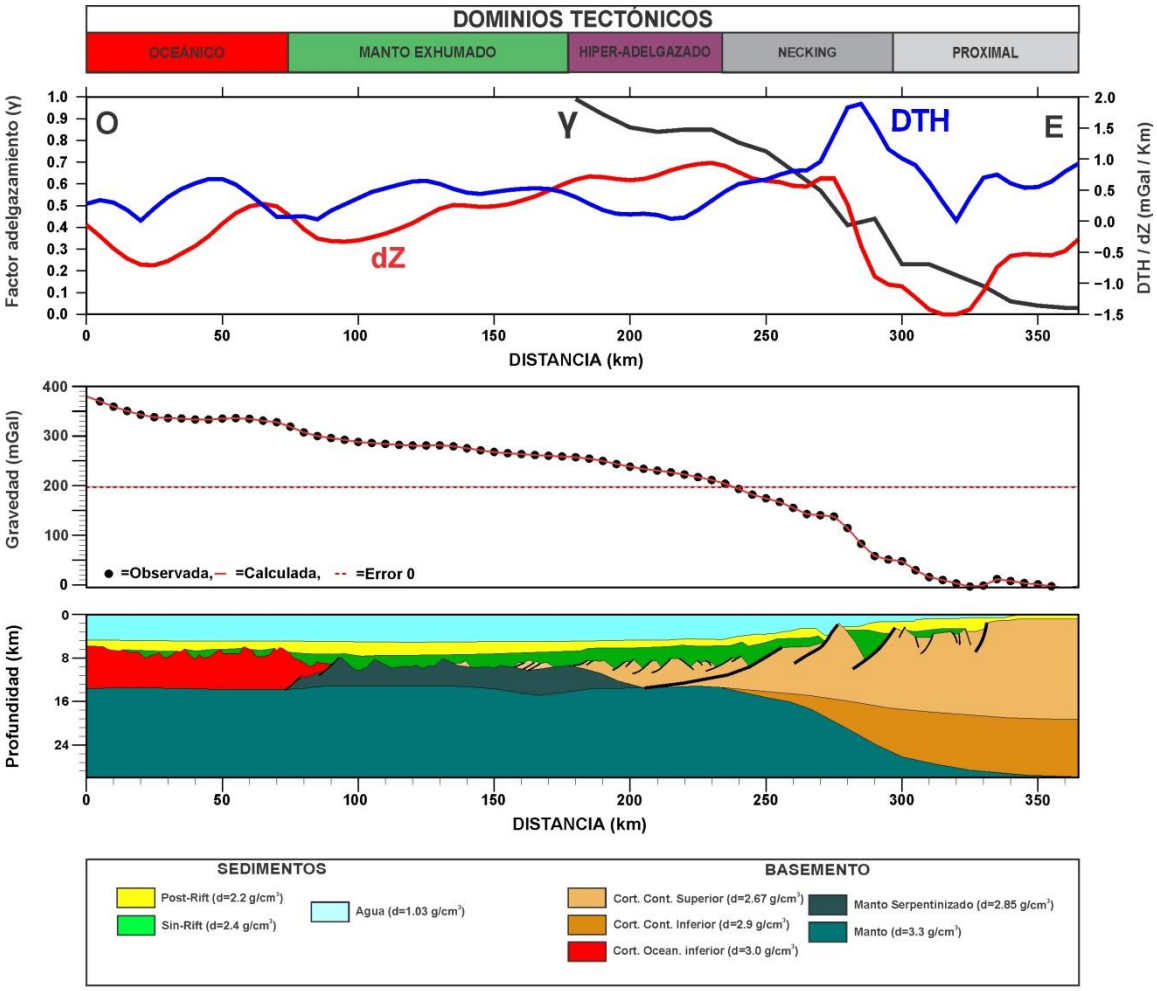



*Figura 5.1 Modelo de gravedad teórico ajustado basado en Tugend et al. (2015) y Cadenas et al. (2018), con la distribución de dominios tectónicos conceptuales. Los valores de densidad se han asignado siguiendo las correlaciones empíricas de velocidad/densidad. Arriba del modelo: Trazado del Factor de Adelgazamiento (γ) calculado, las derivadas total horizontal (DTH) y vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de las secciones. (Ver texto para la explicación)*

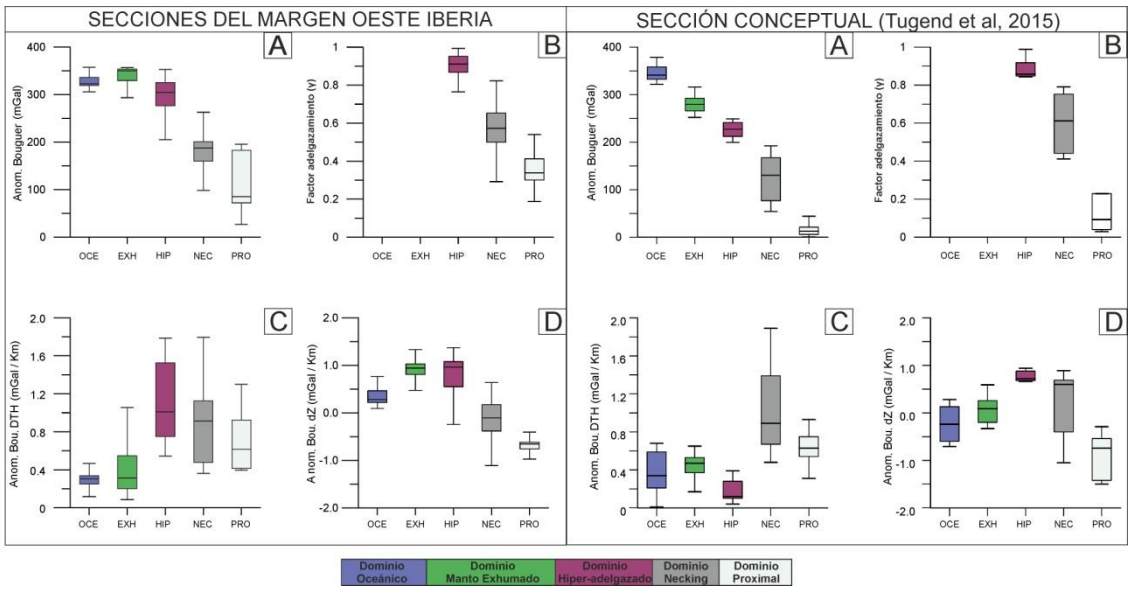



*Figura 5.2 Panel izquierdo: Distribución en un diagrama de cajas, de los valores de A) Anomalía de Bouguer, B) Factor de Adelgazamiento (γ), C) Derivada total horizontal (DTH) y D) Derivada vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer a lo largo de los cuatro modelos transversales (MGT1 a MGT4). Panel derecho: Los mismos parámetros calculados a lo largo del modelo conceptual mostrado en la Figura 5.1. Nótese la correlación cerrada entre la anomalía de Bouguer y el Factor de Adelgazamiento (γ) y que los dominios de Necking e Hiperadelgazado están definidos por altos valores de DTH de BA. (ver texto para la explicación)*

| DOMINIOS TECTÓNICOS | OCEÁNICO | MANTO EXHUMADO | HIPER-ADELGAZADO | NECKING | PROXIMAL |
|---|---|---|---|---|---|
| | (mín / máx) | (mín / máx) | (mín / máx) | (mín / máx) | (mín / máx) |
| **ANOMALÍA BOUGUER (mGal)** | **305 / 355** | **295 / 355** | **205 / 350** | **100 / 260** | **25 / 195** |
| FACTOR ADELGAZAMIENTO (γ) | - | - | 0.75 / 1 | 0.3 / 0.82 | 0.2 / 0.55 |
| DTH ANOMALÍA BOUGUER (mGal/km) | 0.11 / 0.5 | 0.09 / 1.05 | 0.5 / 1.8 | 0.4 / 1.8 | 0.4 / 1.3 |
| DZ ANOMALÍA BOUGUER (mGal/km) | 0.1 / 0.75 | 0.5 / 1.3 | 0.25 / 1.4 | (-1.1) / 0.7 | (-1) / (-0.4) |

*Tabla 5.1 Valores resumidos de los cuatro parámetros (anomalía de Bouguer, Factor de Adelgazamiento-γ-, DTH y dZ) calculados a lo largo de los modelos transversales al Margen, descritos en el apartado 4.1.*

**Comparación entre los criterios aquí presentados y los de otros autores en la definición de los Dominios Tectónicos en márgenes pasivos**

Otros autores han utilizado las secciones publicadas anteriormente por Zelt *et al*. (2003) y Sutra *et al*. (2013) en el noroeste del Margen de Iberia para construir modelos a escala cortical, utilizando el mismo tipo de datos, identificando los límites entre los dominios tectónicos:

Los resultados del modelado magnético y gravimétrico publicados por Stanton *et al*. (2016) son muy similares a los modelos gravitatorios MGT1 y MGT2 presentados en este trabajo (Figura 5.3), pero difieren en los criterios de distribución de los dominios tectónicos a lo largo de esas secciones. La principal diferencia radica en los criterios utilizados para localizar el límite hacia el continente del dominio de *necking* y su límite con el dominio distal. La definición de estos límites es más precisa con el uso de las derivadas DTH y dZ como indicador adicional. Los resultados finales del trabajo presentado por Stanton *et al*. (2016) muestran una comparación entre la distribución de los dominios a lo largo de las secciones basada en las observaciones sísmicas y del ODP y los límites del dominio derivados de la interpretación de los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas.

El modelo realizado por Cowie *et al*. (2015) sobre las secciones sísmicas ISE1 y LG12-TGS, y los modelos presentados en este trabajo difieren tanto en la geometría del Moho (calculada por inversión gravimétrica), como en la distribución de los dominios tectónicos a lo largo de esas secciones (Figura 5.3). La principal diferencia radica en la ubicación del límite hacia el océano del dominio de *necking*. Para la identificación del límite entre la zona de *necking* y la corteza hiperextendida utilizaron una combinación de cambios en el espesor del basamento de la corteza, variaciones en la anomalía de profundidad residual (RDA, de sus siglas en inglés) y cambios en los factores de adelgazamiento de la litosfera continental.

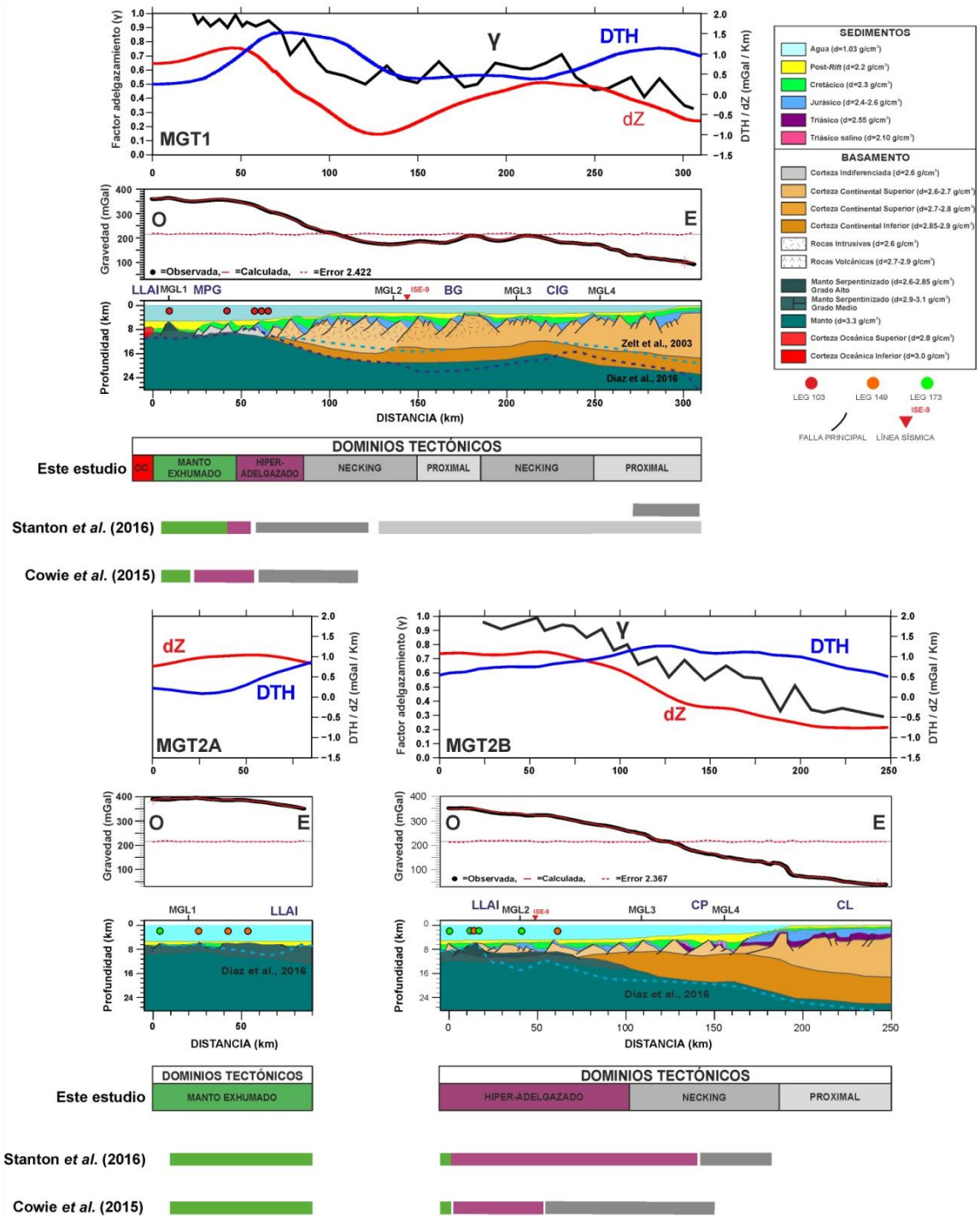



*Figura 5.3 Comparación entre la distribución de dominios tectónicos a lo largo de las secciones MGT1 y MGT2 propuesta en este estudio, y las publicadas anteriormente por Stanton et al. (2016) y Cowie et al. (2015) sobre las secciones sísmicas equivalentes ISE1 y LG12-TGS.*

Entre los autores que utilizan criterios similares a los presentados en esta Tesis para definir los dominios corticales destaca el trabajo de Fernández *et al*. (2020) en el margen pasivo Angola-Gabón. En su caso, los patrones observados fueron diferentes a los obtenidos en este trabajo para el MOI. Mientras que el DTH en el Margen Ibérico alcanza un máximo en el dominio hiperadelgazado, en el margen pasivo del sudoeste de África muestra dos máximos distintos: uno a lo largo del dominio de *necking* y otro a lo largo de la transición del dominio distal al oceánico (Fernández *et al*., 2020). La diferencia en la señal gravimétrica para ambos márgenes puede estar debida a que el margen del suroeste de África contiene una cantidad significativa de rocas ígneas y una exhumación de manto limitada o nula (Fernández *et al*., 2020). Por el contrario, el Margen Occidental Ibérico es un margen pobre en magma con amplias zonas de exhumación de manto. La presencia de sal es sin duda otra gran diferencia. Existen ejemplos en la Cuenca de Kwanza (Lavier *et al*., 2019; Fernández *et al*., 2020) donde se observa un escalón en el basamento asociado a la transición de la corteza continental. Este escalón puede explicarse por la adición volcánica en el momento de la ruptura. Fernández *et al*. (2020) sugirieron que el vulcanismo continúa durante la precipitación de las evaporitas de Ezanga-Loeme, que actúan como un contrafuerte, creando el escalón. En el caso de Iberia, la ausencia de depósitos significativos de sal en el margen puede facilitar la apertura del dominio oceánico, mostrando una transición más suave.

Otro caso de modelización de la gravedad en 2D es el trabajo realizado por Dragoi-Stavar y Hall (2009) para examinar los cambios en la estructura de la corteza de las porciones conjugadas de los márgenes volcánicos del Atlántico Sur. Los modelos se vieron constreñidos por los datos sísmicos disponibles y la información geológica. La correspondencia entre las anomalías residuales y la estructura profunda sugería que los cambios de gradiente podían utilizarse para delinear aproximadamente los límites entre los dominios tectónicos.

Los resultados de la modelización del Atlántico nororiental realizada por Haase *et al*. (2016), junto con la gravedad derivada de la inclinación ("*tilt"*), es otro ejemplo de la

utilización de estas técnicas para comprender mejor la ubicación del límite entre el continente y el océano.

**Limitaciones en la metodología propuesta para la definición de Dominios Tectónicos en márgenes pasivos**

Una posible limitación a esta metodología es que se necesita disponer de secciones de calibración antes de establecer la posición de los límites y poder cartografiarlos posteriormente. Los casos de los márgenes en los que se necesitaría una calibración de la metodología propuesta son fundamentalmente tres:

a) En márgenes pasivos con sales, como Angola o Brasil, es necesario comprender la naturaleza y el comportamiento de la sal, dado que impone una señal significativa en los valores de gravedad. Se asume que la densidad media de la sal es de 2.18 g/cm$^3$, sin embargo, un estudio detallado en estas zonas revela un enorme rango, basado en su composición mineralógica.

b) Márgenes con intensa actividad ígnea ("ricos en magma"). Recientes trabajos en el Margen de Angola (Fernández *et al*., 2020) han demostrado la presencia de cuerpos volcánicos, con gran extensión lateral. En este caso fue necesaria una intensa campaña de perforación antes de reconocerlos.

c) La presencia de grandes plataformas carbonatadas (como sucede en el Mar de China Meridional) puede alterar los resultados de la modelización gravimétrica y el uso de gradientes para establecer los límites entre dominos. En estos casos son necesarios perfiles corticales de sísmica de refracción profunda (DSS) para establecer zonas de alta velocidad sísmica.

### 5.1.2 Dominios Tectónicos propuestos para el Margen Occidental Ibérico

Dadas las características de los datos gravimétricos y sus gradientes, junto con en análisis de los patrones descritos en el apartado 5.1.1, se han podido cartografiar los límites entre los diferentes dominios. Esta cartografía se ha extendido desde las

secciones calibradas, hacia aquellas áreas sin información sísmica profunda (o de calidad limitada) de una manera más objetiva y realista.

Dadas las relaciones entre los datos de gravedad y los dominios tectónicos descritos en la sección anterior, se ha cartografiado el factor de adelgazamiento calculado en todas las secciones (Figura 5.4) y los dominios tectónicos a lo largo del margen, constreñidos a lo largo de las ocho secciones calibradas (Figura 5.5).

Se distinguen dos sectores claramente diferenciados en el Margen Occidental Ibérico (Figura 5.5):

En el norte, la estructura extensional es más compleja, con dos dominios de *necking*, en la Cuenca Interior de Galicia (CIG) y en el Margen Profundo de Galicia (MPG). Esto sugiere la presencia de dos ramas de *rift*: un *rift* abortado a lo largo de la CIG, y otro que está más al oeste (Murillas *et al*., 1990; Manatschal y Bernoulli, 1999; Druet *et al*., 2018), cuya evolución condujo a la formación de la corteza oceánica atlántica. Este complejo patrón extensional está asociado a un dominio de manto exhumado más estrecho en comparación con el sur del margen. La zona de *necking* exterior se une hacia el sur con la oriental (la CIG) siguiendo una orientación NO-SE.

El sector meridional se caracteriza por un dominio continental más estrecho (proximal, *necking* e hiperadelgazado), (Manatschal *et al*., 2015; Stanton *et al*., 2016) con un adelgazamiento de la corteza continental que se produce en una banda mucho más estrecha y que se yuxtapone a un dominio de manto exhumado muy amplio.

El límite entre los sectores norte y sur sigue entonces una orientación NO-SE que puede observarse claramente en los mapas de gradiente de anomalía de Bouguer (DTH y dZ) (Figura 5.5B y C). Este límite tiene la misma tendencia que presenta la principal fábrica varisca en la corteza continental emergida.

La orientación NO-SE del límite entre los sectores norte y sur parece bastante marcada, de forma similar a los otros segmentos que están compensados (*offset*) por zonas de transferencia transversales en el sur. Se considera que los mapas propuestos sugieren la existencia de estructuras de transferencia similares, aún no reconocidas, en el límite entre los dos sectores para explicar esta transición; no sólo porque sigue la tendencia de la fábrica varisca sino por el cambio radical en la anchura de los dominios de la corteza al norte y al sur de este límite. La drástica reducción del espesor de la corteza continental al SO del Banco de Galicia se produce por medio de una zona de *necking* o la combinación de deformación extensional oblicua y una zona de transferencia, con orientación NO-SE. Una zona de transferencia similar al SO del Banco de Galicia ha sido sugerida en trabajos anteriores de Pinheiro *et al*. (1992) y Whitmarsh *et al*. (1993) basados principalmente en el análisis de las anomalías magnéticas.

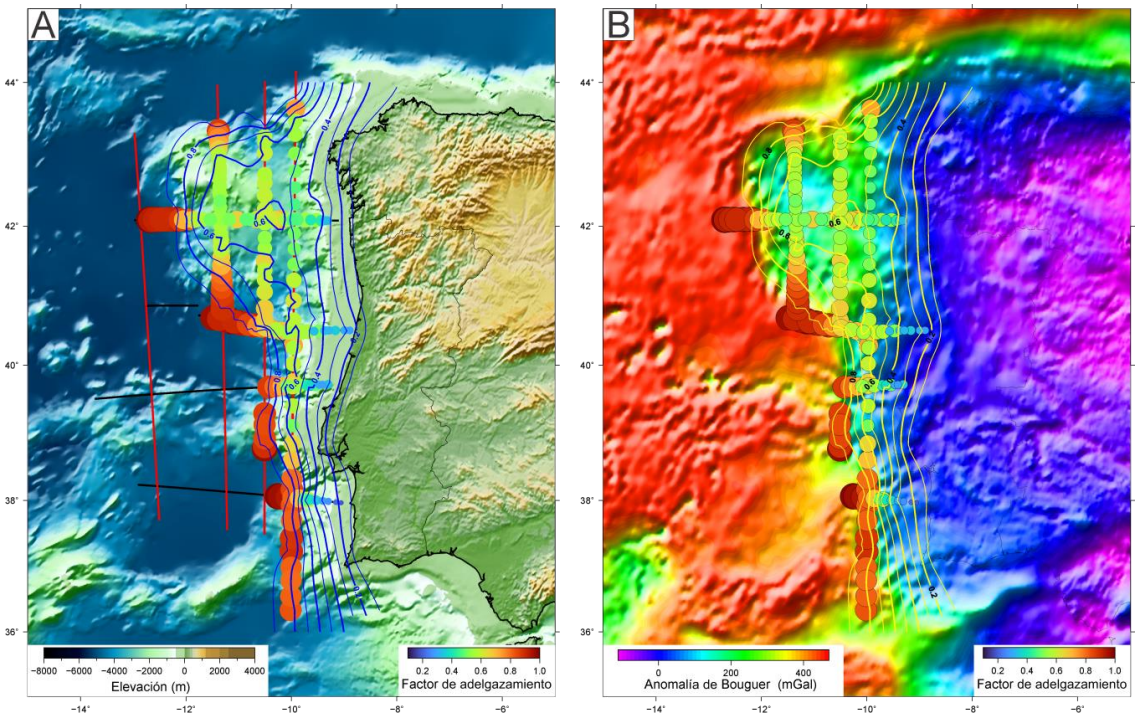



*Figura 5.4 Factor de adelgazamiento (γ) representado por círculos (tamaño y color proporcionales al valor de γ) y contornos cada 0,1 de este factor. El valor de γ está calculado a partir del espesor de la corteza continental calibrado a lo largo de las ocho secciones. Los valores se representan sobre el mapa de elevación (A) y sobre el mapa de anomalía de Bouguer (B) (véase el texto para la explicación).*

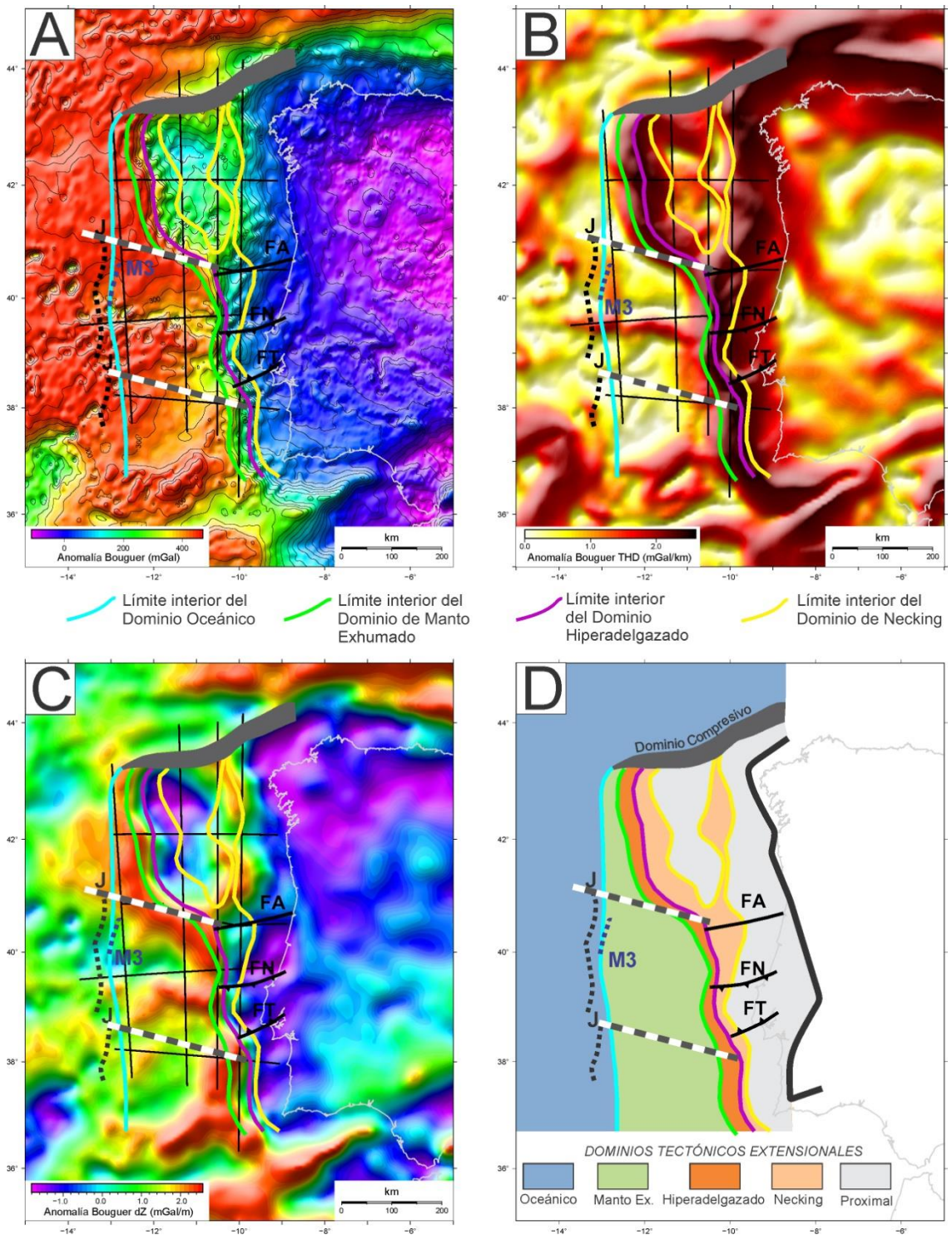



*Figura 5.5 Distribución de dominios tectónicos propuesta para el Margen Occidental Ibérico (MOI) sobre: A) Anomalía de Bouguer, B) Derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer (DTH), C) Derivada vertical (dZ) de la anomalía de Bouguer. La anomalía magnética J y la isocrona M3 también están representadas en los mapas. Los límites entre dominios se han definido a lo largo de las ocho secciones litosféricas y se han cartografiado siguiendo la señal de gravedad (véase el texto para la explicación). Las líneas discontinuas blancas y grises son zonas de transferencia propuestas. FT, Falla del Tajo; FN, Falla de Nazaré; FA, Falla de Aveiro*

Destaca la presencia de un límite similar en el dominio distal al sur de la Falla del Tajo (Figura 5.5A, B y C) que coincide con otra posible zona de transferencia en la Llanura Abisal del Tajo, también sugerida por Pinheiro *et al*. (1992) y Whitmarsh *et al*. (1993).

Las zonas de transferencia destacadas en este trabajo (Figura 5.5) separan los tres segmentos en los que clásicamente se divide el Margen Oeste de Iberia, de sur a norte: Sector de la Llanura Abisal del Tajo, Sector de la Llanura Abisal del sur de Iberia y Sector del Margen Oeste de Galicia. Esta segmentación se debe a la sucesión de diferentes pulsos extensionales, desde el Jurásico superior (~150 M.a.) hasta el Cretácico inferior (~120 M.a.) (Murillas *et al*., 1990).

A este patrón general se superponen varias estructuras oblicuas, tanto extensionales como relacionadas con la inversión. Estas estructuras, especialmente visibles en los modelos gravitacionales longitudinales, desplazan lateralmente los dominios de la corteza (p. ej., el Espolón de Extremadura), o hacen desaparecer algunos dominios extensionales en el NO del Margen Ibérico, donde la deformación compresiva alpina es más intensa (Druet *et al*., 2018). El ejemplo más claro es el contacto compresivo entre el norte del Banco de Galicia y la Llanura Abisal de Vizcaya.

**Discusión de los dominios tectónicos propuestos frente a los dominios previamente definidos**

En la Figura 5.6 se muestra el mapa con los diferentes dominios tectónicos propuestos en este trabajo y algunas de las propuestas realizadas previamente por otros autores, que cubren la mayor parte del margen (Weldford *et al*., 2010; Péron-Pinvidic *et al*., 2013; Nirrengarten *et al*., 2018).

Los límites entre los dominios propuestos anteriormente tienen posiciones similares a los aquí propuestos, en las secciones sísmicas en las que se han definido, pero difieren según los criterios utilizados por cada autor. Sin embargo, las mayores diferencias se dan en las zonas donde no hay información sísmica. Es precisamente en estas zonas donde la posición de los límites de los estudios previos se aparta claramente de la tendencia de

los gradientes de la anomalía de Bouguer, que marcan variaciones de densidad con continuidad lateral en todo el margen.

El modelo de Péron-Pinvidic *et al*. (2013) (Figura 5.6b) asume un dominio proximal muy amplio a lo largo de todo el margen, abriéndose en forma del golfo hacia el NO, que conduce al dominio de *necking* sobre la Cuenca Interior de Galicia. La banda de máximo adelgazamiento cortical en este modelo se continúa hasta el norte del Banco de Galicia, porque estos autores no consideran la deformación compresiva cenozoica (Boillot *et al*., 1995; Vázquez *et al*., 2008; Druet *et al*., 2018), y corta claramente las áreas de valores máximos del DTH de la anomalía de Bouguer.

El mapa de dominios de Weldford *et al*. (2010) (Figura 5.6c) muestra una distribución del dominio de la corteza continental similar a la zona proximal propuesta en este trabajo, aunque con menor extensión sobre el Banco de Galicia. El mapa también muestra fluctuaciones a lo largo de los límites que no siguen las tendencias de los gradientes de la anomalía de Bouguer. La mayor diferencia en este mapa se produce en la mitad sur, donde el dominio de manto exhumado desaparece, y el dominio oceánico está en contacto directo con la zona de la corteza continental estirada.

El mapa de dominios de Nirrengarten *et al*. (2018) (Figura 5.6d) muestra un límite occidental del dominio adelgazado similar al dominio hiperadelgazado aquí propuesto en la mitad norte del margen, siguiendo la tendencia del DTH de la AB; pero es más amplio que en nuestra propuesta en la mitad sur. El dominio exhumado presentado por Nirrengarten *et al*. (2018), en comparación con el que se presenta en este estudio, es más amplio en la mitad norte y ligeramente más estrecho en el sur del margen. La principal diferencia radica en que estos autores no diferencian un dominio proximal en el norte del margen y que mantienen la continuidad del dominio de manto exhumado al norte del Banco de Galicia.

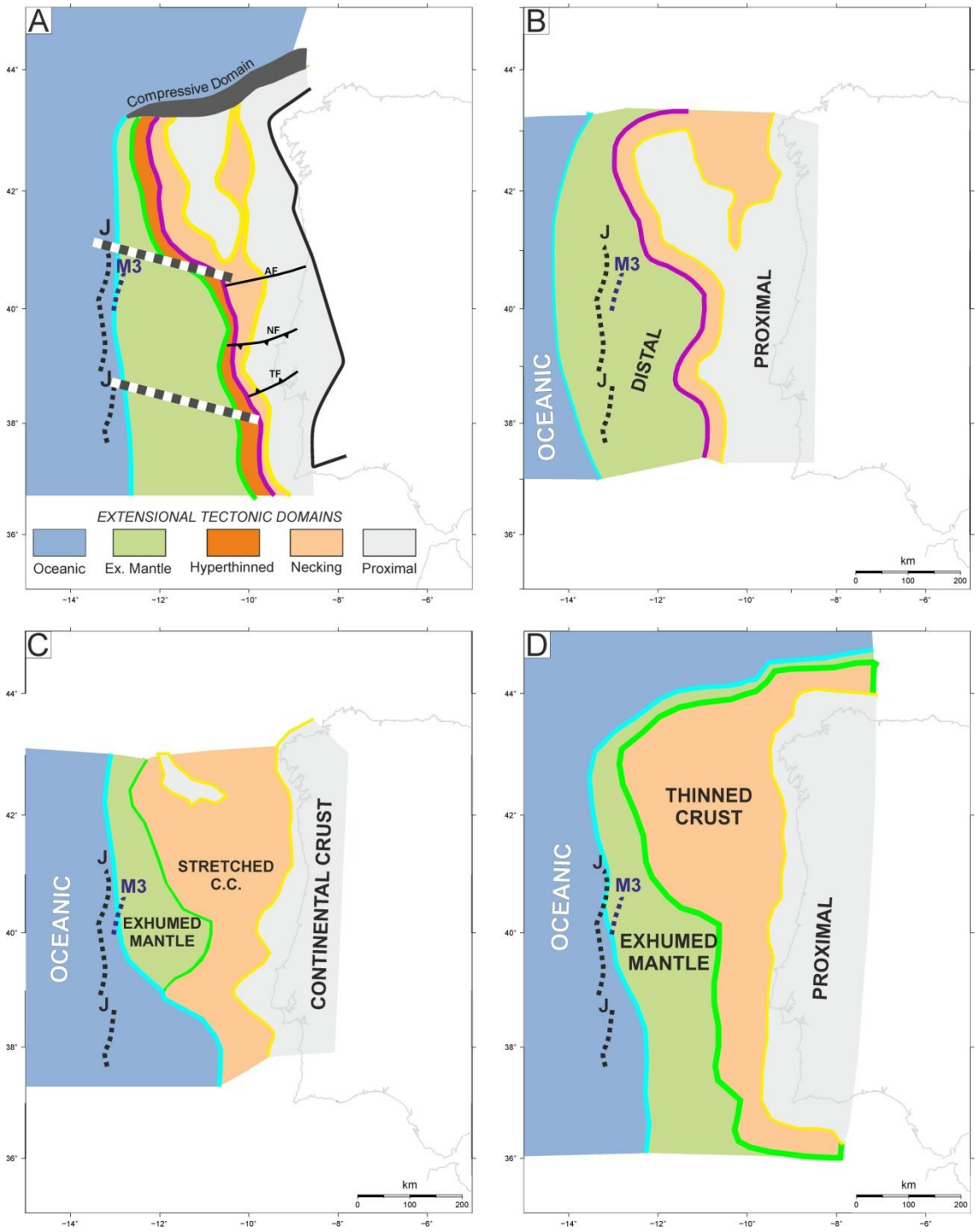



*Figura 5.6 Dominios tectónicos a lo largo del Margen Occidental Ibérico propuestos por: A) este trabajo, B) Péron-Pinvidic et al. (2013); C) Weldfod et al. (2010) y D) Nirrengarten et al. (2018). Las principales fallas que afectan a los límites tectónicos extensionales, así como el dominio compresivo, también se trazan en nuestra propuesta de mapa de dominios tectónicos. Las líneas discontinuas blancas y grises son posibles zonas de transferencia propuestas. FT, Falla del Tajo; FN, Falla de Nazare; FA, Falla de Aveiro.*

**Principales aportaciones del Mapa de Dominios Tectónicos**

En el mapa propuesto destaca la presencia de un dominio compresivo en el norte, que anula los dominios de *necking* e hiperadelgazado en el NO de la Península Ibérica. La deformación compresiva cenozoica también genera (o reactiva como fallas inversas) una serie de estructuras frágiles NE-SO en el Espolón de Extremadura (incluyendo la falla de Nazaré). Estas fallas producen un desplazamiento en los límites de los dominios y "pliegan" los gradientes de la anomalía de Bouguer (Figura 5.6a). Estos cambios en la distribución de los dominios tectónicos del margen extensional no podrían haberse detectado si las secciones longitudinales (N-S) no se hubieran modelado a través del margen, ya que permiten limitar los dominios lateralmente de manera más precisa.

Por último, hay una gran diferencia en la ubicación del dominio oceánico entre cada uno de los dominios propuestos anteriormente citados, debido a dos factores: a) la dificultad de delimitar el comienzo de la corteza oceánica bien definida, y b) lo que cada autor considera por el término "oceánico".

Dado que los datos de gravedad no permiten discriminar entre la corteza oceánica y el dominio de manto exhumado, y que la definición del inicio de la corteza oceánica no es un objetivo fundamental de este trabajo, se ha recurrido al uso de datos magnéticos para establecer este límite. El criterio más común para definir el inicio de la corteza oceánica es el uso de la anomalía magnética que representa la isocrona más reciente. Sin embargo, hay que recordar que la serpentinización en el dominio del manto exhumado puede producir alineaciones magnéticas similares a las características de expansión del suelo oceánico, con la diferencia de que son más débiles y más variables en intensidad (Sibuet *et al*., 2007). Teniendo esto en cuenta, se ha utilizado la presencia de la primera anomalía magnética (Figuras 5.5 y 5.6) que representa la isócrona más moderna M3 -127 My- (Whitmarsh *et al*., 1990; Whitmarsh *et al*., 1996; Catalán *et al*., 2013). Otros autores han utilizado la anomalía magnética J (Rabinowitz *et al*., 1979), que atraviesa el centro y el sur del margen oriental del Atlántico Norte, como posible isócrona. Nirrengarten *et al*. (2018) han rechazado recientemente esta idea y concluyen que la anomalía J es el resultado de eventos magmáticos poligénicos y múltiples que

ocurren durante y después de la formación de la primera corteza oceánica. Por lo tanto, la anomalía J no puede ser utilizada para estudios de cinemática de placas o como indicador único del comienzo de la corteza oceánica.

## 5.2 Inversión gravimétrica 3D: Análisis de la estructura del Margen Occidental Ibérico en un Modelo 3D

En este apartado se discuten las aportaciones de la modelización 3D de la estructura litosférica del Margen Occidental Ibérico a partir de modelos gravimétricos en 2½D, constreñidos con datos de sísmica y pozos ODP.

En este trabajo se planteó la modelización 3D porque permite resolver la estructura a gran escala, fundamentalmente del Moho y del techo de la corteza inferior, de una manera continua. Otro aspecto destacable es que la inversión con una variación de densidad en la corteza continental superior permite comparar estos valores con las zonas emergidas, y correlacionar dominios con unidades geológicas corticales emergidas.

**Relaciones entre la geometría del Moho y el techo de la corteza inferior, con los dominios tectónicos propuestos**

La estructura del Moho a lo largo del Margen Oeste de Iberia muestra que la geometría resultante después de la inversión estructural del Moho (Figura 5.7a), es consistente con el resultado obtenido del modelado gravimétrico 2½D y la cartografía de dominios tectónicos *offshore*. El Moho presenta profundidades entre 11 y 16 km en la zona de *necking* en el margen meridional y valores entre 15 y 18 km en el margen septentrional. La somerización del manto coincide con el comienzo del dominio hipextendido a lo largo de todo el margen. El Moho se hace especialmente somero en el dominio de manto exhumado en el norte, al oeste del Banco de Galicia, y en la mitad sur coincidiendo con la localización de altos estructurales al oeste del Espolón de Extremadura y el Banco de Gorringe.

En las secciones 2D extraídas del modelo 3D (Figura 5.7c), el Moho sigue la misma geometría que en el ajuste realizado en los modelos gravimétricos 2½D, lo cual es de esperar ya que se ha constreñido la inversión estructural de la capa en base a la geometría en estos modelos.

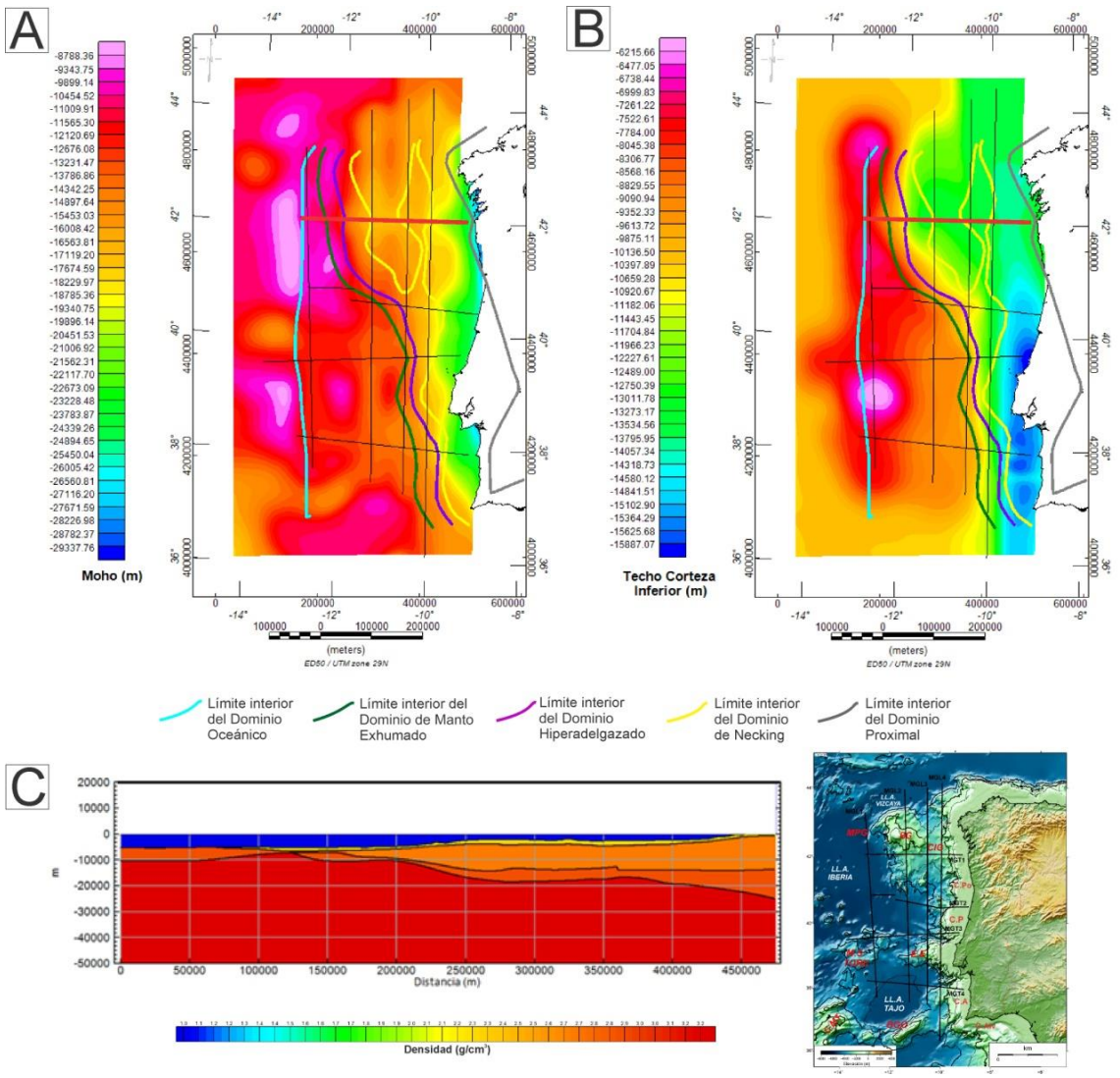



*Figura 5.7 Mapa de isobatas de las superficies del Moho (a) y el techo de la corteza inferior (b) resultantes de la inversión gravimétrica en 3D. Sobre estas mallas están representados los dominios tectónicos propuestos a partir de la modelización gravimétrica 2½D. Abojo se muestra la Sección 2D extraída del Modelo 3D(c) cuya localización está señalada en rojo en los mapas (a) y (b). Los colores en la sección son proporcionales a los valores de densidad de las diferentes capas modelizadas.*

Como se ha mencionado con anterioridad, y debido a las limitaciones del código de modelado, la superficie del techo de la corteza inferior se ha supuesto como formada por el techo de la corteza inferior y el techo del manto serpentinizado (ambos con densidad 2.9 g/cm$^3$). En la malla de profundidad del techo de la corteza inferior (Figura 5.7b) se puede observar cómo la somerización de esta superficie coincide con el comienzo del dominio de manto exhumado, probablemente allí donde deja de haber corteza continental inferior, y la superficie está formada exclusivamente por manto

serpentinizado. Como se ha explicado en el apartado 5.1.1, este dominio es más extenso en el margen meridional.

**Relaciones entre el espesor de corteza y los factores de estiramiento y adelgazamiento con los dominios tectónicos propuestos**

El mapa de espesor de la corteza (Figura 5.8a), muestra que los valores más altos, (alrededor de 13 km) se obtienen en la Cuenca Interior de Galicia y en el Banco de Galicia, en la zona septentrional; y en el Espolón de Extremadura y la Cuenca Lusitana en la zona meridional.

En la parte noroeste del margen, el espesor de corteza disminuye de manera drástica, hasta valores por debajo de 6 km al oeste del Banco de Galicia, coincidiendo con la transición del dominio de *necking* al dominio hiperadelgazado. Sin embargo, en la parte suroeste del margen, el gradiente del mayor adelgazamiento se sitúa más cerca del margen continental, pasando a tener valores por debajo de 10 km en el domino hiperextendido.

Los factores de adelgazamiento "$\gamma$" y estiramiento "ß" cortical (Figura 5.8b y c) siguen la misma tendencia que la derivada total horizontal de la anomalía de Bouguer en el sector norte, donde se produce un adelgazamiento muy brusco desde la zona del Banco de Galicia hacia el oeste. Los valores máximos de ambos parámetros se alcanzan en la Llanura Abisal de Iberia. En esta zona se han calculado valores de $\gamma$ entre 0,8 y 0,9, y valores de ß entre 5 y 9, que coinciden con los del dominio hiperextendido (hiperadelgazado y manto exhumado) (Cowie *et al*., 2015; Nirrengarten *et al*., 2017). Los valores más bajos de estos factores, $\gamma$ <0.5 y ß alrededor de 2, se localizan en la zona proximal, a lo largo de todo el margen.

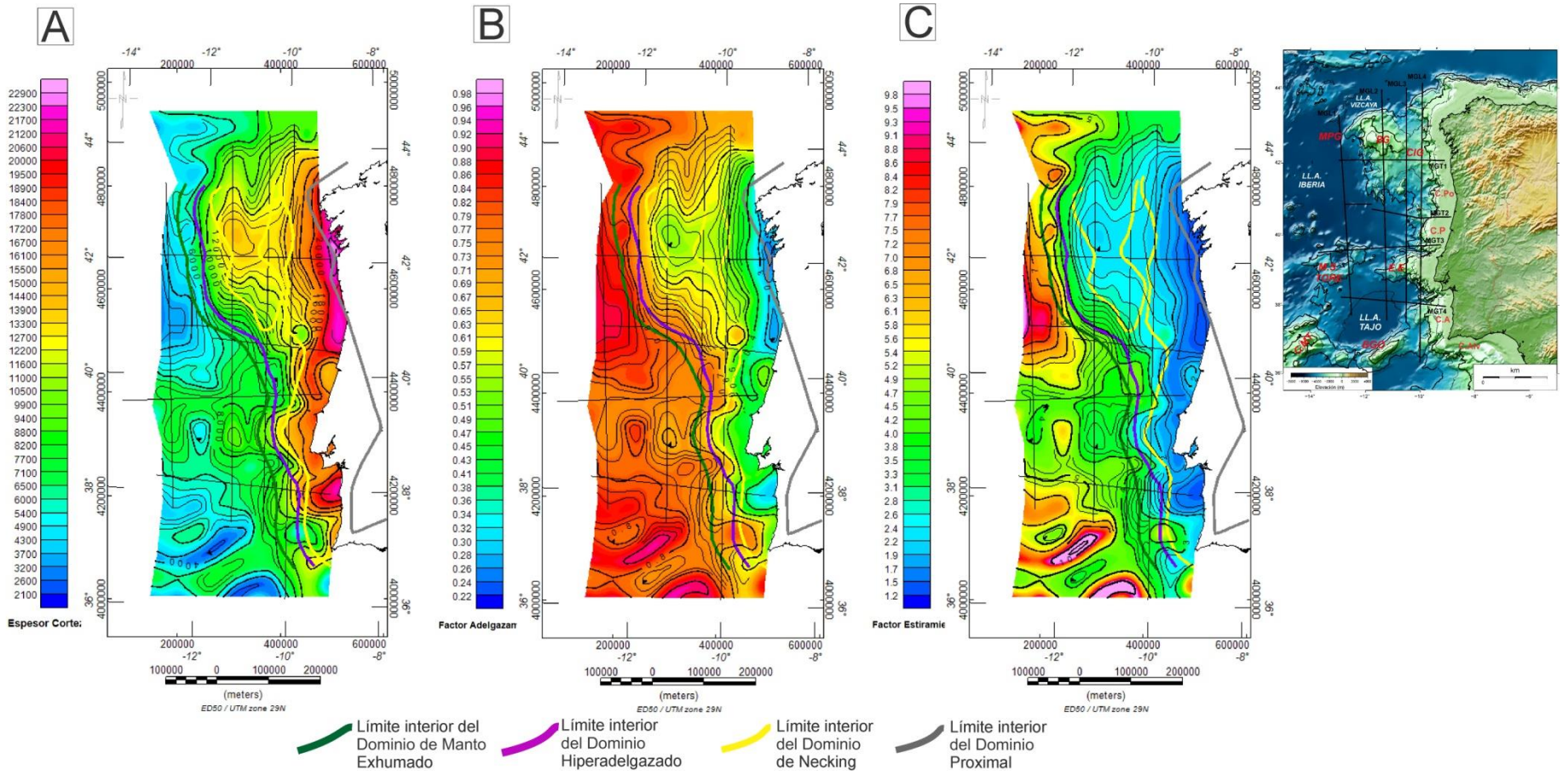



*Figura 5.8 Superposición de los mapas obtenidos en la modelización 3D con los Dominios Tectónicos propuestos. a) Espesor de la corteza, b) Factor de adelgazamiento cortical -γ- y c) Factor de estiramiento cortical -ß-.* A estos mapas se *les ha superpuesto la cartografía de dominios tectónicos propuestos.*

**Relación entre el factor de adelgazamiento obtenido de la inversión gravimétrica 3D y el factor de adelgazamiento calculado sobre los modelos 2D**

Existe una buena correspondencia entre el factor de adelgazamiento extraído de los modelos gravimétricos 2½D y la malla del mismo factor calculada a partir del espesor de corteza del modelo 3D, hasta donde llega la corteza continental superior (Figura 5.9). Las principales contribuciones del mapa continuo del factor de adelgazamiento procedente de la inversión 3D, son: a) una distribución continua de esta variable a lo largo de todo el margen; y b) permite visualizar los cambios laterales de adelgazamiento del basamento superior y detectar posibles cuerpos alóctonos sobre el manto serpentinizado. A la hora de interpretar este mapa hay que tener en cuenta que en el cálculo de la malla se han integrado el techo del manto exhumado, por constricciones en los códigos de modelado 3D.

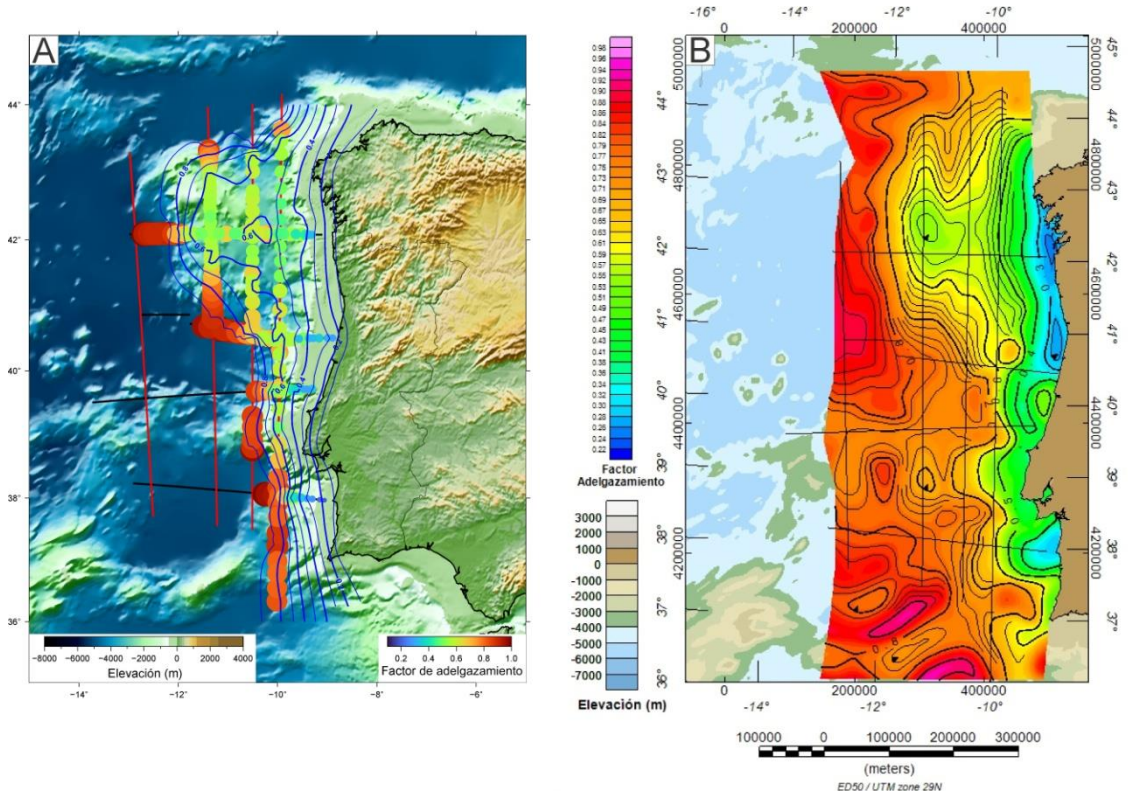



*Figura 5.9 Relación entre el factor de adelgazamiento calculado sobre los modelos gravimétricos 2½D (A), y el Mapa del factor de adelgazamiento resultante de la inversión gravimétrica 3D (B), ilustrados sobre un mapa de Elevación.*

**Distribución de densidades de la corteza superior obtenidas de la modelización 3D y 2½D**

En el ajuste de los modelos gravimétricos 2½D, fue necesario introducir bloques de corteza superior con distinta densidad. Tras realizarse la inversión estructural y lateral de densidad de la corteza superior, la distribución tridimensional de densidad resultante es bastante homogénea (Figura 5.10), con valores de 2.7 g/cm$^3$ en la mayor parte del modelo. Destaca la presencia de algunos bloques limitados lateralmente de menor densidad, y también cuerpos de densidades de 2.8 g/cm$^3$, que podrían atribuirse a cuerpos alóctonos ultramáficos o intrusivos volcánicos. Estos últimos tienen una extensión lateral definida y se localizan principalmente al norte del Banco de Galicia, la prolongación hacia el oeste del Espolón de Extremadura y en el Banco de Gorringe.

Los máximos de densidad que coinciden con el límite norte del Banco de Galicia aparecen en continuidad con la denominada "cresta de peridotitas" (Mauffret y Montadert, 1978; Boillot *et al*., 1987,1988; Berlier *et al*., 1993) y podrían interpretarse como una prolongación hacia el este de la misma, como ya sugirieron Druet *et al*. (2018). Los máximos relativos de densidad localizados en el norte del Banco de Galicia y el Espolón de Extremadura, tienen una orientación E-O, y coinciden con bandas de deformación compresiva cenozoicas (Druet *et al*., 2018, Pereira *et al*., 2021) que se localizan en zonas de corteza adelgazada. Las interpretaciones más plausibles para estos máximos de densidad son: a) que la inversión compresiva esté aprovechando estructuras previas extensionales y/o de transferencia ligadas a la deformación extensional; y b) que haya un parámetro reológico que esté controlando la nucleación, y c) una combinación de ambas.

Los mínimos de densidad de corteza superior (2.6 g/cm$^3$) a ambos lados del Banco de Gorringe, pueden ser en parte un artificio del proceso de inversión. Esto se produce cuando los algoritmos intentan ajustar el máximo de gravedad que existe en el Banco de Gorringe. En este caso el cabalgamiento del manto superior produce un máximo de tanta amplitud (más de 300 mGales) que para ajustarlo el modelo 3D tiende a subir

mucho la densidad sobre la estructura y bajar las densidades adyacentes para justificar gradientes tan grandes.

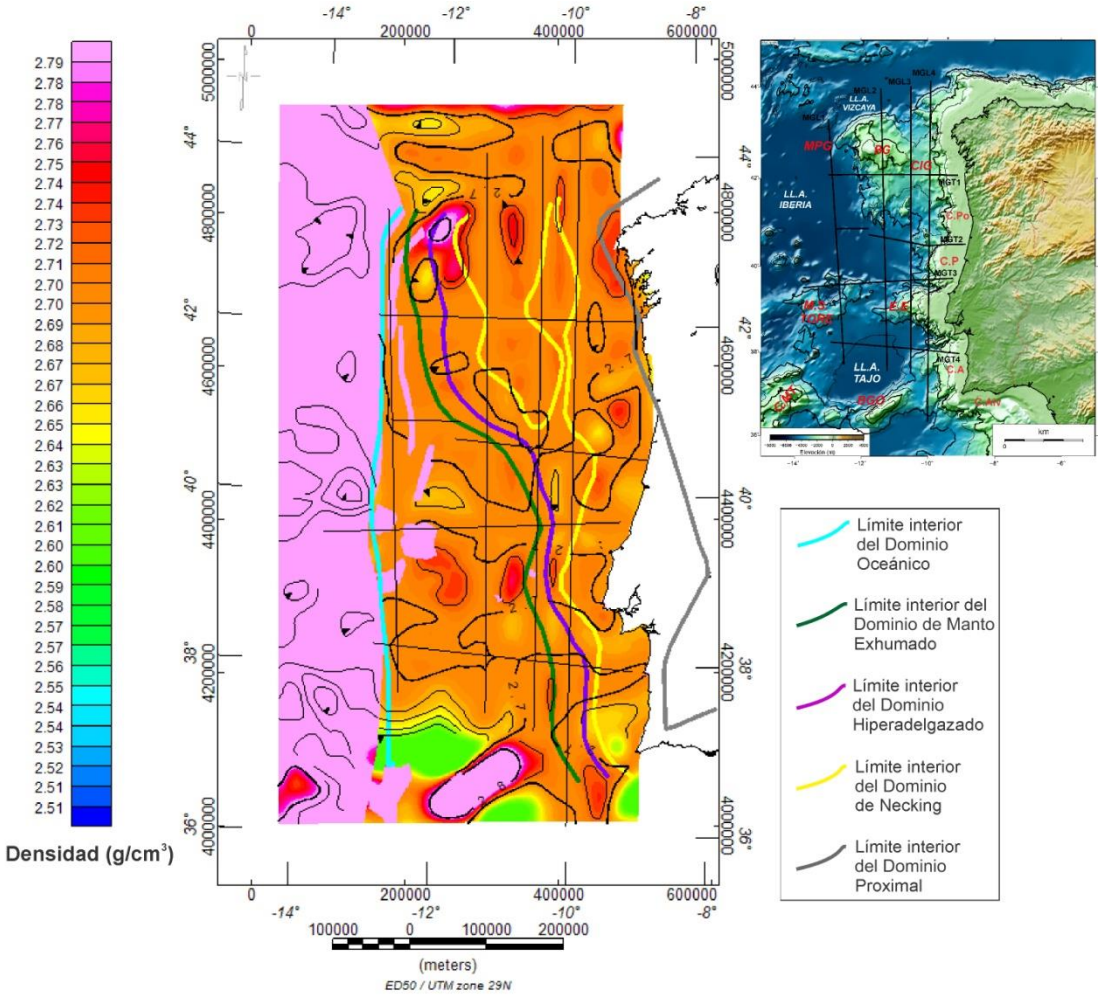



*Figura 5.10 Malla de distribución de densidades de la corteza superior, recortada y con escala de color lineal de 2.5 a 2.8 g/cm³, sobre la que se ha añadido la cartografía de dominios tectónicos resultante del modelado gravimétrico en 2½D y los mapas gravimétricos.*

**Comparación entre el ajuste de secciones extraídas del Modelo 3D y Modelos Gravimétricos 2½D**

Para mostrar las mejoras aportadas por la inversión gravimétrica 3D, se comparan tres secciones transversales MGT1, MGT3 y MGT4, y dos longitudinales MGL1 y MGL3 al margen extraídas del modelo 3D con sus modelos equivalentes (desarrollados en el apartado 4.1) del modelado gravimétrico en 2½D (Figura 5.11).

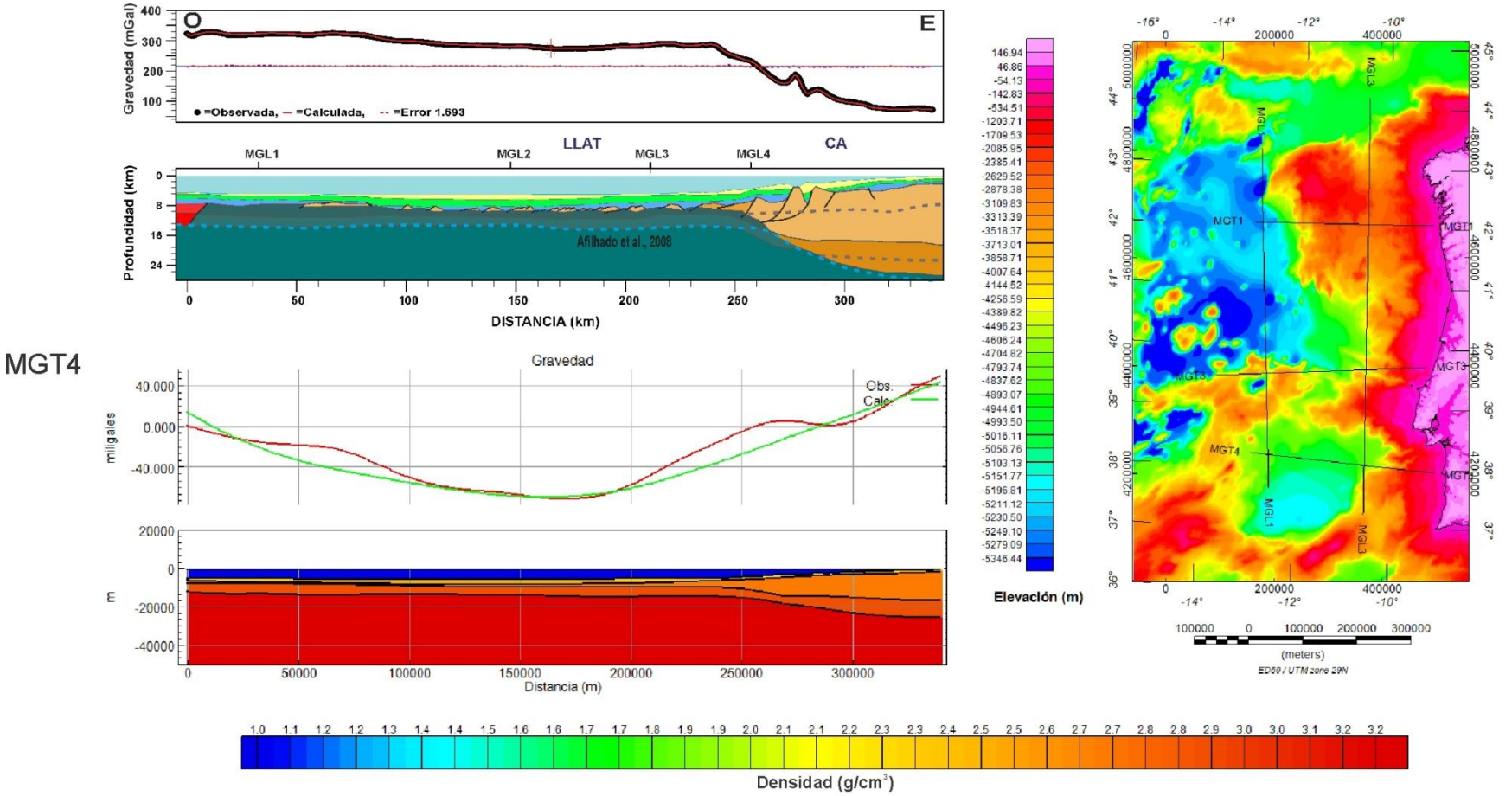



*Figura 5.11 Comparación entre 5 secciones extraídas del modelo 3D (abajo) y sus secciones equivalentes del modelado gravimétrico en 2½D (arriba). Hay que señalar que la exageración vertical de ambos tipos de secciones no es la misma y el modelado 3D se realiza sobre anomalía de Aire Libre y el modelado 2½D sobre anomalía de Bouguer. A la derecha se muestra la localización de las secciones sobre el mapa de elevación.*

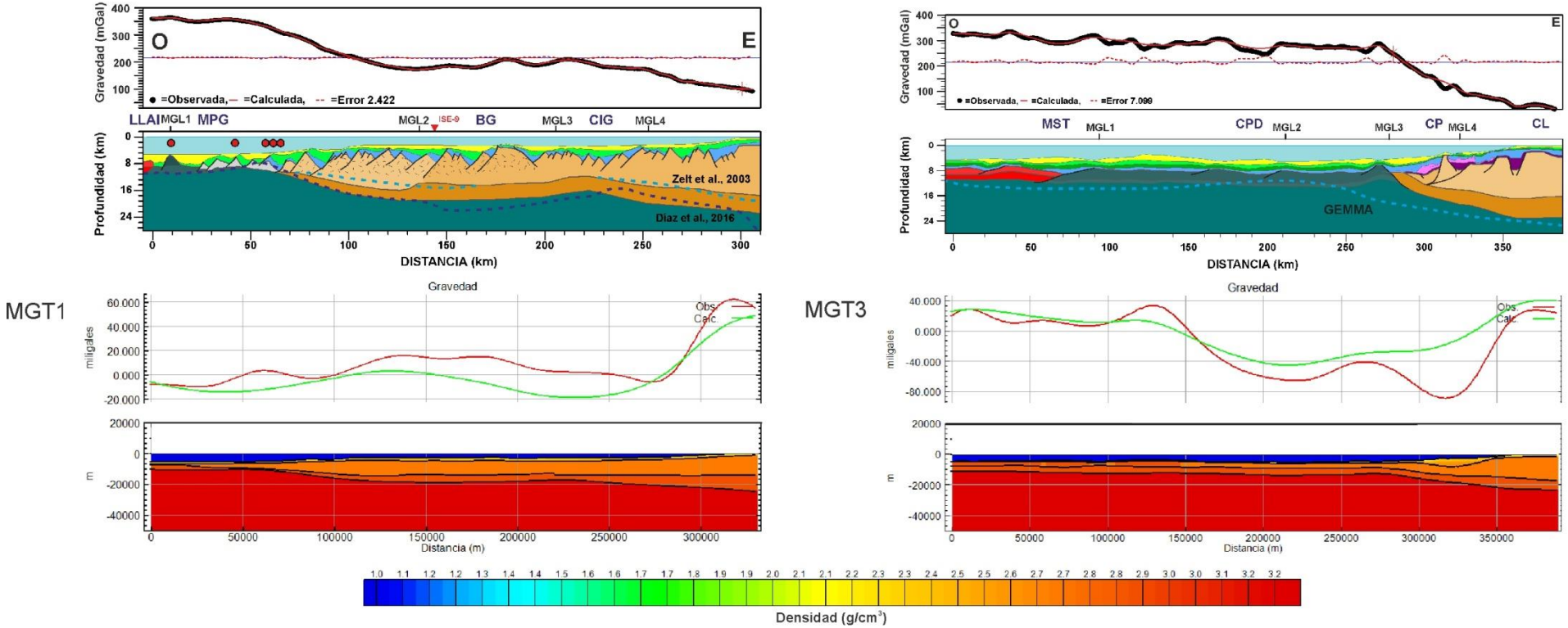



*Figura 5.11 (continuación) Comparación entre 5 secciones extraídas del modelo 3D (abajo) y sus secciones equivalentes del modelado gravimétrico en 2½D (arriba). Hay que señalar que la exageración vertical de ambos tipos de secciones no es la misma y el modelado 3D se realiza sobre anomalía de Aire Libre y el modelado 2½D sobre anomalía de Bouguer.*

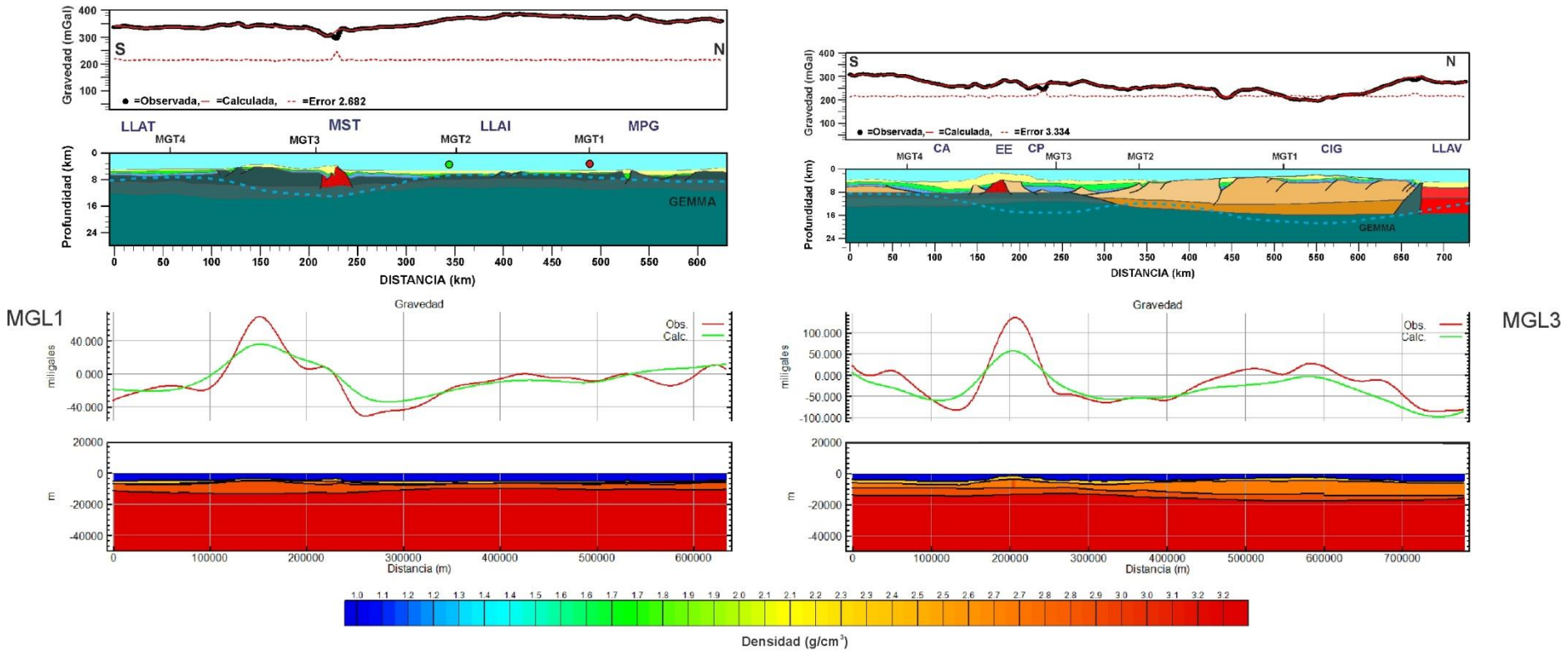



*Figura 5.11 (continuación) Comparación entre 5 secciones extraídas del modelo 3D (abajo) y sus secciones equivalentes del modelado gravimétrico en 2½D (arriba). Hay que señalar que la exageración vertical de ambos tipos de secciones no es la misma y el modelado 3D se realiza sobre anomalía de Aire Libre y el modelado 2½D sobre anomalía de Bouguer.*

El ajuste de las secciones extraídas del modelo 3D tiene un error mayor que sus equivalentes en 2½D, debido a la simplificación que siempre se realiza en los modelos 2D (ej., variaciones laterales y gradientes de anomalías oblicuos). Cabe señalar que las curvas de gravedad de las secciones no son directamente comparables ya que el modelado gravimétrico 2½D está realizado con la anomalía de Bouguer, mientras que la inversión 3D está realizada con la anomalía de Aire Libre.

Un ejemplo de este desajuste es fácilmente observable en la sección equivalente al MGT1 en el entorno de la cresta de peridotitas (km 50). El modelo 3D de todo el margen tiene limitada la inversión de las altas frecuencias, y no puede ajustar las anomalías de este estrecho afloramiento submarino de manto serpentinizado. Entre los km 10 y 25 de esta misma sección, la gravedad calculada está por debajo de la gravedad observada, por lo que el modelo 3D estaría pidiendo la modelización de un Moho más somero para ajustar la gravedad observada, o una menor densidad de la corteza superior.

En las secciones 2D equivalentes a las secciones MGT3, MGL1 y MGL2, se pueden observar cambios de densidad en los bloques de basamento; algunos de esos cambios se observan también en los modelos gravimétricos 2½D. Otros cambios de densidad, como los observados en la sección equivalente al MGT3 (entre los km 50 y 150) en la zona de manto serpentinizado, sólo aparecen después de la inversión gravimétrica 3D.

## 5.3 Análisis de la continuidad de los dominios tectónicos variscos a lo largo del Margen Occidental Ibérico (MOI)

Para diferenciar los distintos tipos de basamento que se pueden definir a lo largo del Margen Occidental Ibérico, se han superpuesto los dominios variscos, extensionales mesozoicos, compresivos alpinos y volcánicos cartografiados sobre los mapas magnéticos y gravimétricos.

Los mapas magnéticos aportan información sobre todo de la fábrica y composición de la corteza superior, así como la presencia de vulcanismo. Por el contrario, los mapas gravimétricos son más sensibles a la composición de la corteza superior, y la presencia de depocentros y altos estructurales, y permiten localizar mejor la estructura compresiva alpina.

Además, para discutir la naturaleza del basamento a lo largo del margen, ha sido necesario apoyarse en información adicional como es la cartografía de dominios del offshore (Granado *et al*., 2021), el espesor de la corteza extraídos a partir de la inversión gravimétrica 3D, el modelo digital de elevación, la pseudogravedad y las interpretaciones geológicas existentes en la zona continental (Martínez Catalán *et al*., 2012; Díez Fernández y Arenas, 2015; Díez Fernández *et al*., 2016).

De entre las diferentes zonificaciones del Macizo Hercínico o Varisco se ha decidido utilizar la clasificación propuesta por Martínez Catalán (2012) para la zona continental (Figura 5.12). Este autor utilizó como criterio, además de los datos geológicos, los mapas de anomalías magnéticas de Ardizone et al. (1989).

Tal y como se describió en los apartados 4.4.5 y 4.4.6, se han distinguido un conjunto de ocho dominios asociados a: a) tipos de basamento varisco, b) procesos extensionales mesozoicos, c) procesos ígneos pos-extensionales y d) procesos compresivos cenozoicos. A continuación, se analizan sus relaciones, y discuten los procesos que intervienen en su distribución.

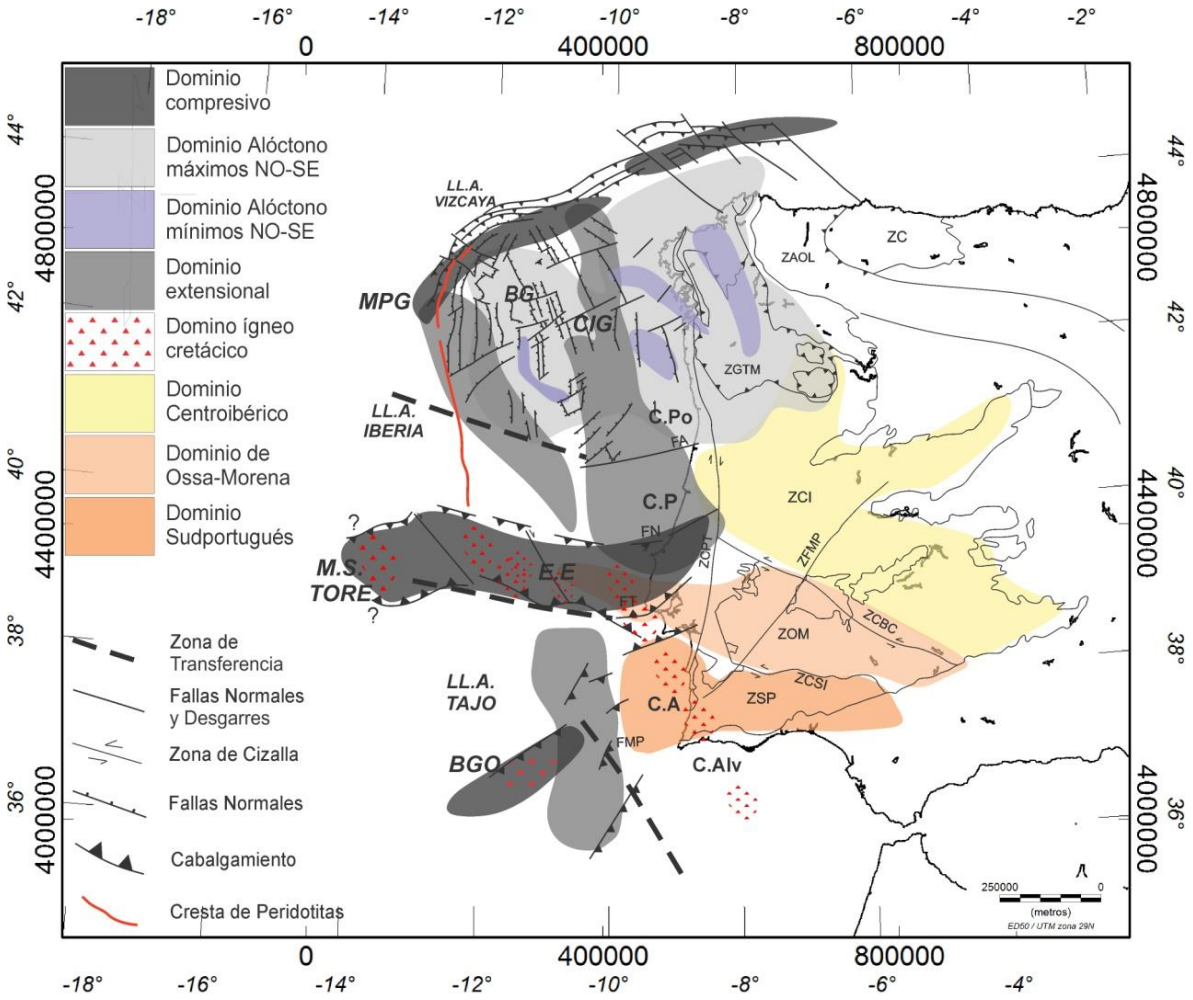



Figura 5.12 Propuesta de distribución de dominios definidos para el basamento a lo largo del MOI. El mapa se ha obtenido a partir de la superposición de los dominios tectónicos del margen sobre los mapas magnéticos y gravimétricos; e información adicional como son las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico y los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental. FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; *LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; E.E, Espolón de Extremadura.*

### 5.3.1 Dominios variscos definidos desde la zona continental hacia la oceánica (*offshore*)

**Dominio Alóctono**

Este dominio viene determinado por una fábrica NO-SE desde el punto de vista magnético (Figura 4.29a), con una zona de máximos y algunos mínimos localizados; y desde el punto de vista gravimétrico (Figura 4.30a) por unos mínimos que indican la presencia de una corteza poco adelgazada. Se localiza en la parte NO del Margen Ibérico, y se extiende desde la parte continental, coincidiendo con la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM); hasta la zona del Banco de Galicia en el *offshore*, con una dirección aproximada NNO-SSE, separada de la Llanura Abisal de Iberia por una estructura NO-SE que actúa como zona de transferencia.

En el mapa regional de la pseudogravedad (Figura 4.28b), se observa bien la continuidad de este basamento a lo largo de la Cuenca Interior de Galicia hasta el borde occidental del Banco de Galicia. El Banco de Galicia (y otros como el Flemish Cap), consiste en un bloque de corteza continental que se encuentran en el dominio proximal del margen extensional, separado de los dominios continentales interiores por una cuenca sedimentaria (CIG) que ha sufrido diversas cantidades de adelgazamiento de la corteza (Péron-Pinvidic y Manatschal, 2010). Este basamento varisco se encuentra afectado por una estructura extensional compleja, ramificada en dos brazos de *rift* en el margen noroeste, en cuyo núcleo se encuentra la elevación correspondiente al Banco de Galicia (Figura 5.13).

**Dominio Centroibérico**

La Zona Centroibérica (ZCI) es la más extensa y heterogénea del Macizo Ibérico, y dentro de ella se distinguen dos dominos (apartado 2.2.1): a) Al norte el dominio del Ollo de Sapo (Azor *et al*., 1992) se caracteriza por extensos afloramientos de gneises glandulares (Antiforme del Ollo de Sapo), de granitos sintectónicos y áreas con metamorfismo regional de alto grado, así como por pliegues acostados vergentes al este y noreste; b) El dominio del Complejo Esquisto-grauváquico, al sur, se caracteriza por la existencia de pizarras y grauvacas de edades anteriores al Ordovícico inferior, la presencia de

abundantes granitoides tardiorogénicos y de un metamorfismo de grado bajo en general (Bea *et al*., 2003). No aparecen evidencias claras de la prolongación de las anomalías magnéticas positivas y negativas de frecuencia intermedia (Figura 4.29a), con dirección predominante NE-SO y NO-SE, de la ZCI hacia el *offshore*.

**Dominio de Ossa-Morena**

Las estructuras principales de la Zona de Ossa-Morena tienen dirección NO-SE y vergencia hacia el SO. La zona de Ossa Morena se caracteriza por una alternancia de bandas plutónicas y metamórficas que siguen la dirección general de las estructuras variscas, caracterizada por la presencia de anomalías magnéticas de alta frecuencia, con dirección predominante NO-SE (Figura 4.29a), que por su intensidad reflejan un basamento fuertemente magnético y situado a poca profundidad. La señal magnética de alta frecuencia se prolonga hacia el NO, en la misma dirección, por la Cuenca Lusitana, donde la señal magnética está enmascarada debido al vulcanismo y los depocentros de rocas sedimentarias fundamentalmente jurásicas de la Cuenca Lusitana (Figura 4.29a). La señal magnética del basamento hacia el oeste pierde amplitud debido a la delaminación sufrida en la zona de cizalla; y continúa hacia la zona offshore, pero atenuada, por el Espolón de Extremadura, donde esta señal es interferida por el dominio compresivo.

**Dominio Sudportugués**

Esta zona incluye filitas, cuarcitas y areniscas devónicas de grado bajo o muy bajo, superpuestas por una secuencia volcano-sedimentaria del Carbonífero inferior, coronada por flysch del Carbonífero medio y superior (Oliveira, 1990). La zona Sudportuguesa (ZSP) se vio afectada por la extensión y el magmatismo bimodal relacionado con la misma, durante el Tournaisiense (Barrie *et al*., 2002; Dunning *et al*., 2002; Rosa *et al*., 2008; Valenzuela *et al*., 2011).

La ZSP se caracteriza en los mapas regionales magnéticos (Figuras 4.24, 4.25 y 4.26), por anomalías de longitud de onda corta que indica una profundización de las fuentes magnéticas causantes de las anomalías. La señal se continúa al oeste hacia la zona

*offshore*, con la misma tendencia en orientación hasta el dominio hiperextendido (Figura 5.13).

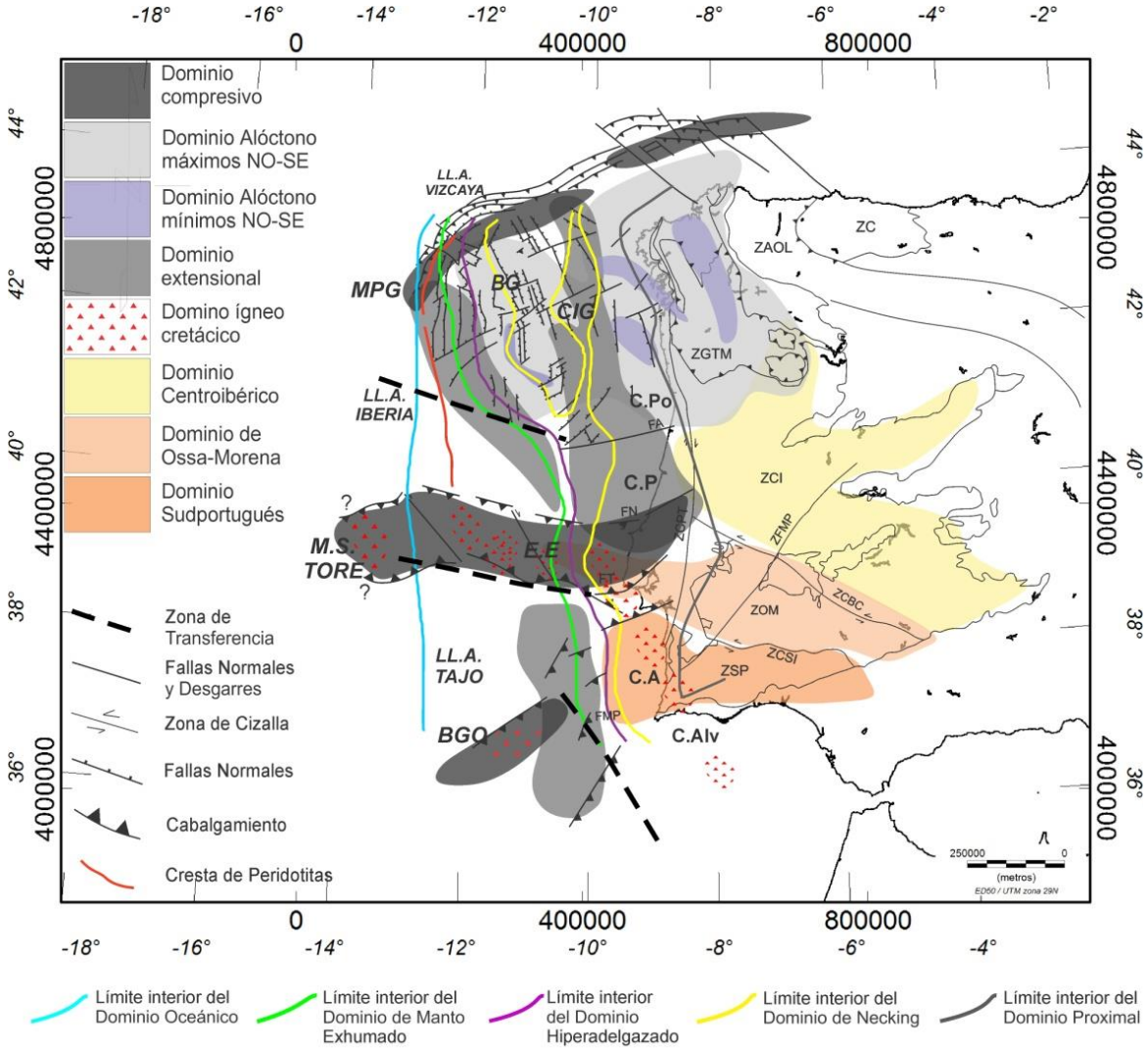



Figura 5.13 Propuesta de distribución de dominios definidos para el basamento a lo largo del MOI. El mapa se ha realizado a partir de la superposición de los dominios tectónicos del margen, acompañado de las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental y la cartografía de dominios en la zona offshore propuesta por *Granado et al*. (2021). FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; *LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; E.E, Espolón de Extremadura.*

### 5.3.2 Dominio extensional

Este dominio se produce por los procesos tectónicos extensivos que originaron el margen continental, y abarca los dominios geomorfológicos del talud continental, además de parte de la Llanura Abisal del Tajo, la Llanura Abisal de Iberia al oeste y al sur de la región del Banco de Galicia. En determinadas zonas como en la Cuenca Interior de Galicia o en el Margen Profundo de Galicia y parte de la Llanura Abisal de Iberia, la deformación extensional ha producido una somerización del manto.

Al este del Banco de Galicia se observa una banda de máximos relativos en los mapas regionales de la anomalía de Bouguer, localizados en la CIG, con orientación NNO-SSE (Figuras 4.21, 4.22 y 4.23), que pueden atribuirse al intenso estiramiento de la corteza continental durante las primeras etapas de *rift* (Manatschal y Bernoulli, 1999; Murillas *et al*., 1990) y por tanto una somerización del manto litosférico en una zona muy estrecha (González *et al*., 1999; Pérez-Gussinyé *et al*., 2003).

Se considera esta zona perteneciente al dominio de *necking* (Figura 5.13) relacionado con esa fase de *rift* inicial (durante el Valanginiense) y que, al trasladarse la zona de deformación extensiva al oeste de la región de bancos submarinos durante el Hauteriviense-Aptiense, quedó fosilizada sin progresar hasta la hiperextensión (Druet *et al*; 2018). Este fuerte adelgazamiento (*necking)* de la corteza continental en la Cuenca Interior de Galicia también genera un ascenso de manto litosférico, cuyo techo se encuentra a entre 17 y 14 km de profundidad. Esta posición del Moho (Figuras 5.14 y 5.15) obtenida después de la inversión gravimétrica en 3D coincide con lo propuesto por Pérez-Gussinyé *et al*. (2003).

Las estructuras principales de la Cuenca Interior de Galicia son fallas normales de tendencia NNO-SSE atravesadas por fallas de transferencia NE-SO. La cuenca fue activa desde el Triásico, pero se registraron varios episodios extensionales durante la fase de *rifting* del Jurásico superior-Cretácico inferior, con un máximo de actividad durante el Valanginiense (Murillas *et al*., 1990).

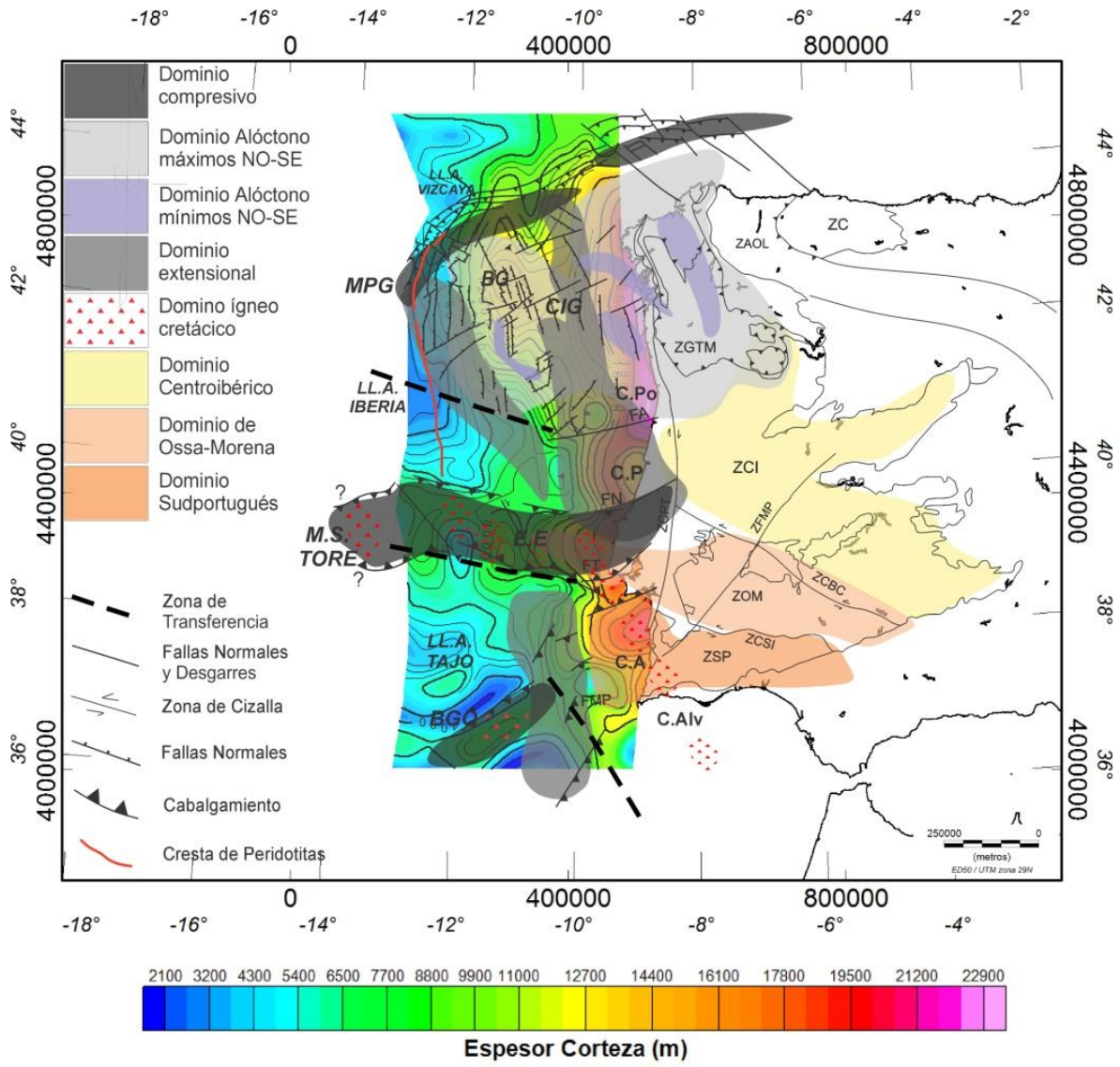



*Figura 5.14 Mapa de los distintos dominios definidos para el basamento, a partir de la superposición de los dominios cartografiados sobre los mapas magnéticos y gravimétricos; superpuestos a las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental y el mapa de espesor de corteza resultante de la inversión gravimétrica en 3D (sección 4.4.1). FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; E.E, Espolón de Extremadura.*

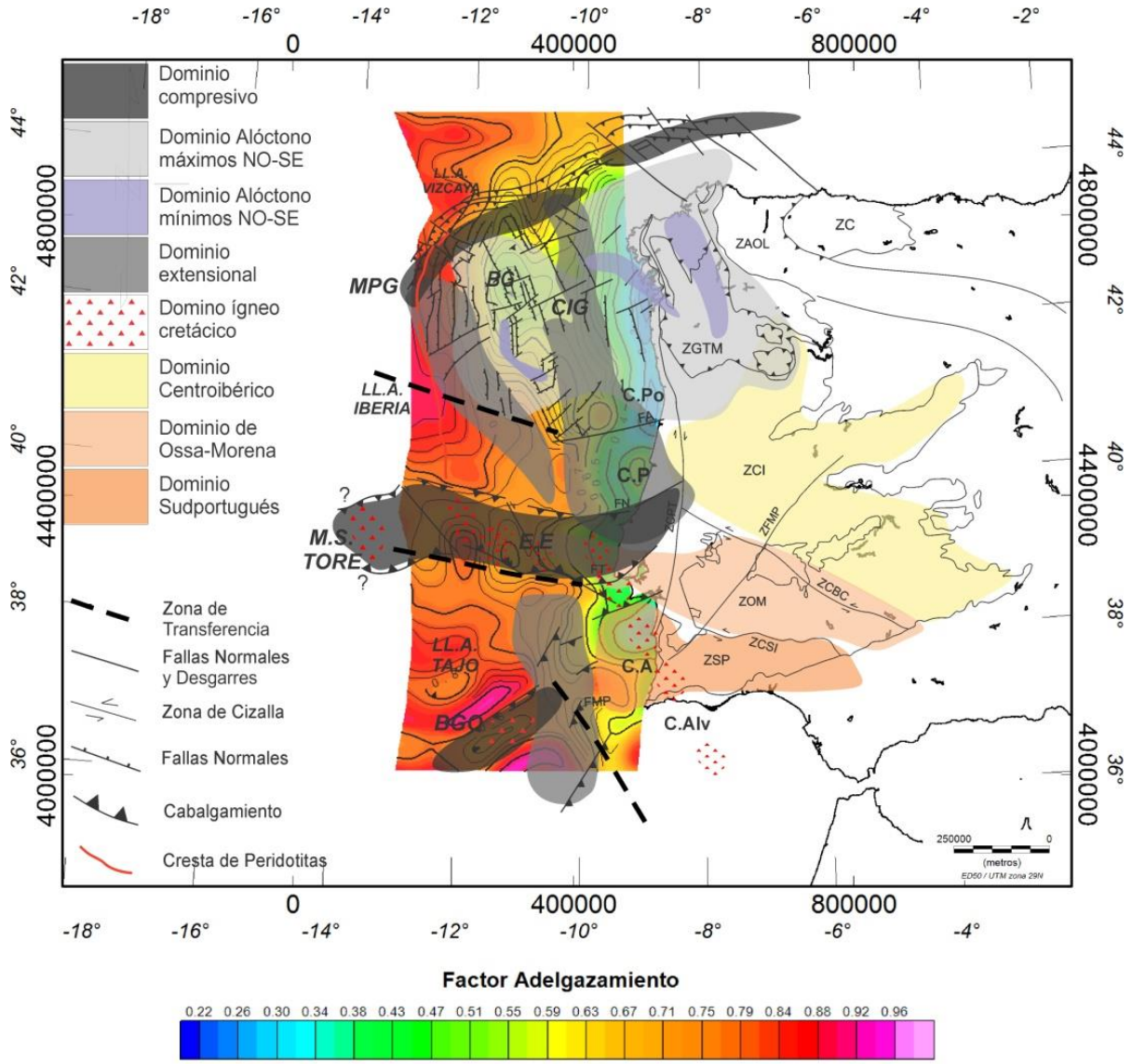



*Figura 5.15 Mapa de los distintos dominios definidos para el basamento, a partir de la superposición de los dominios cartografiados sobre los mapas magnéticos y gravimétricos; superpuestos a las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental y el mapa de adelgazamiento cortical resultante de la inversión gravimétrica en 3D (sección 4.4.1). FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; E.E, Espolón de Extremadura.*

En cuanto a la herencia composicional, la modelización de la velocidad sísmica demuestra que la CIG, donde se centró el eje de *rift* inicial (Murillas *et al*., 1990), se originó en el límite entre dos terrenos Paleozoicos diferentes del cinturón Hercínico (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003), que son la ZCI y la ZOM (Manatschal *et al*., 2015; Martínez Catalán *et al*., 2009). Además, la separación entre el sector del Banco de Galicia y la LLAI se realiza mediante una zona de transferencia NO-SE (Figuras 4.21, 4.22 y 4.23), ya mencionada en este trabajo que coincide con la prolongación hacia el *offshore* de dicho límite. Lo más probable es que este límite reológico de primer orden haya sido aprovechado como un límite lateral durante el proceso de extensión ("*transfer*").

En el mapa regional de las anomalías magnéticas (Figuras 4.24, 4.25 y 4.26), se puede observar que esta banda extensional con lineamientos N-S se prolonga al SO de la LLAI hasta el Espolón de Extremadura, y se abre en abanico hacia la zona continental siguiendo los grandes depósitos jurásicos en las Cuencas de Peniche y Lusitana (Alves *et al*., 2006, 2009), representados por mínimos relativos en los mapas de la anomalía de Bouguer. El proceso de *rifting* comenzó con el desarrollo de una subsidencia continental regional y fue evolucionando de Sur a Norte (Alves *et al*., 2006). La Zona de Falla de Nazaré separa dos segmentos principales del Margen Ibérico, controlando la deposición y las tendencias estructurales en la Cuenca Lusitana y el norte del Espolón de Extremadura (Wilson *et al*., 1989; Alves *et al*., 2009). Al sur de esta falla se produce la intersección entre el dominio extensional y compresivo (Figura 5.12).

En los mapas regionales de la anomalía de Bouguer (Figuras 4.21, 4.22 y 4.23), se observan dos bandas de máximos a) una al oeste del Banco de Galicia, relacionados con rocas de mayor densidad, de manto exhumado o una corteza hiperadelgazada (Dean *et al*., 2000; Louden y Chian, 1999; Sibuet *et al*., 1995; Whitmarsh y Sawyer, 1996); y b) otros máximos con orientación NO-SE desde el sur del Banco de Galicia hacia la LLAI. Ambas tienen continuidad y se encuentran en la zona del máximo adelgazamiento ocupando parte del dominio de *necking* e hiperadelgazado (Figura 5.12). Esta fábrica extensional N-S se superpone a la fábrica NO-SE y se prolonga a lo largo del dominio de manto exhumado, hasta la denominada "cresta de peridotitas". El factor de

adelgazamiento en esta zona está por encima de 0.7, aumentando hacia el oeste, dejando paso a una corteza continental con espesor por debajo de 10 km en una banda relativamente estrecha.

Tanto en los mapas regionales de gravedad (Figura 30a), como en los magnéticos (Figura 29a), se observa una banda con una fábrica N-S que se extiende desde aproximadamente los 38.3° N hacia el sur, paralela a la Cuenca del Alentejo. El comienzo de la fábrica extensional coincide con el límite oriental del dominio hiperadelgazado, con un valor del factor de adelgazamiento por encima de 0.7 y aumentando hacia el *offshore*. El espesor de corteza empieza a disminuir por debajo de 10 km en la parte proximal de este dominio y llega hasta los 6 km en el extremo oeste. Ya se observaba en el modelo gravimétrico en 2½D MGT4 (sección 4.1), que hacia el *offshore* quedan relictos de corteza continental, sobre un manto serpentinizado, acompañados de grandes depocentros jurásicos y cretácicos (Afilhado *et al*., 2008; Neves *et al*., 2009).

Los límites tectónicos de la Cuenca del Alentejo, con las cuencas vecinas al norte y al sur fueron señalados por algunos trabajos recientes, en su levantamiento y exhumación en el continente, la Falla del Tajo (FT) y la Zona de Falla Messejana-Plasencia (ZFMP), respectivamente (Pereira y Alves 2013; Pereira *et al*., 2016). Estas fallas tienen una dirección NE-SO a NNE-SSO, que es una dirección muy oblicua a la tendencia general N-S de las cuencas del MOI, incluyendo la propia Cuenca del Alentejo y la dirección predominante de las fallas normales que acomodaron la extensión mesozoica. Alves *et al*. (2009) demostraron la existencia de seis subcuencas principales en la parte más distal del margen, denominada "margen proximal exterior" porque la mayor parte de la subsidencia en esta región es claramente posterior al *rift*. Los datos del trabajo de Alves *et al*. (2009) confirman que las cuencas proximales externas son fruto del proceso extensional.

Una tercera zona de transferencia NO-SE, puede ser reconocida en el margen SO en los mapas de la anomalía de Bouguer y su primera derivada vertical (Figuras 4.21 y 4.23), al este del Banco de Gorringe, la zona de transferencia Gorringe-Golfo de Cádiz (Ramos *et al*., 2017b, 2020). Esta zona de transferencia separa la corteza continental adelgazada

de la Cuenca del Algarve del manto exhumado y la corteza oceánica en el Banco Gorringe y la Llanura Abisal de la Herradura (Sallarès *et al*., 2011; Ramos *et al*., 2017b). Esta zona de transferencia tuvo relevancia desde el Jurásico medio hasta el Jurásico superior culminando con su desarrollo como zona de transición oblicua continente-océano (Sallarès *et al*., 2011). La oceanización al oeste de la zona de transferencia Gorringe-Golfo de Cádiz en el margen del Alentejo fue probablemente del Cretácico temprano (Pereira y Alves 2012; Pereira *et al*., 2017).

### 5.3.3 Dominio ígneo cretácico

Los complejos intrusivos y volcánicos asociados al magmatismo alcalino del Cretácico superior, tienen una clara expresión en los mapas regionales de las anomalías gravimétricas y magnéticas (Figuras 4.21 y 4.24). Se presentan desde la zona continental del Margen Ibérico hasta la Cordillera de Madeira-Tore. Aunque el control tectónico del emplazamiento y el origen de este magmatismo alcalino está todavía en estudio y discusión, está claro que su aparición marca el final del proceso de *rift* mesozoico y de las cuencas post-*rift* en el Margen Occidental Ibérico (Pereira *et al*., 2021).

El magmatismo alcalino del Cretácico superior terrestre incluye los 3 complejos subvolcánicos de Sintra, Sines y Monchique, así como el Complejo Volcánico de Lisboa, cuyas edades ya han sido discutidas en el apartado 2.4. En el *offshore* se extiende hasta la Cordillera Madeira-Tore, a lo largo de la cual se muestrearon rocas del Cretácico superior con edades que varían entre 104,4 ± 1,4 y 68 Ma (Merle *et al*., 2006, 2009; Neres *et al*., 2014).

Las características geoquímicas del magmatismo alcalino del Cretácico superior implican claramente una menor contribución litosférica que los ciclos magmáticos mesozoicos que se produjeron en etapas anteriores, lo que permite considerar una disminución del papel de la litosfera en la composición del magma, tendencia acompañada de un aumento de la profundidad de generación del magma (Mata *et al*., 2015). Estas diferencias reflejan el origen del magmatismo alcalino del Cretácico superior a partir de una pluma del manto frente al inicio de los dos ciclos magmáticos anteriores en

respuesta a la descompresión adiabática inducida por dos importantes eventos de *rifting* bien marcados en la secuencia sedimentaria.

El volcán Fontanelas fue interpretado como parte del evento magmático del Cretácico superior (Miranda, 2010). Es posible vincular a este ciclo magmático, la Intrusión del Espolón de Extremadura, debido a las similitudes entre intrusiones análogas en el continente y mar adentro (Escada, 2019). La morfología del Monte Submarino de Tore está asociada con el magmatismo alcalino del Cretácico superior y la formación de la Cordillera Madeira-Tore; y también muestran evidencias de compresión alpina, del Plioceno superior-Pleistoceno (Roque *et al*., 2009).

### 5.3.4 Dominio compresivo

En este dominio se incluyen aquellas zonas donde se pueden deducir evidencias de inversión tectónica de gran magnitud: contactos compresivos que afectan a las cortezas oceánica y continental, que la corteza continental previamente adelgazada aparezca acortada y engrosada, o incluso la aparente ausencia de una región de exhumación del manto. Destacan dos zonas principales en el MOI estudiado: a) al norte del Banco de Galicia y sus prolongaciones hacia el E y el O; b) el Espolón de Extremadura. Existe otra zona claramente compresiva se sitúa justo en el sur de la zona estudiada (Banco de Gorringe).

Como ya se observó en la cartografía de dominios del apartado 5.1.2, al norte del Banco de Galicia destaca la ausencia de una zona de hiperextensión y exhumación de manto litosférico, que en cambio sí se ha identificado en el margen Armoricano. En el margen continental gallego, aunque debió generarse igualmente una zona de hiperextensión y exhumación de manto durante el proceso de *rift* cretácico, parece haber desaparecido debido a la deformación compresiva posterior (Tugend *et al*., 2014, 2015).

El dominio de manto exhumado desempeña un papel clave en la inversión tectónica, ya que la unidad de manto serpentinizado actúa como una superficie de despegue, facilitando los procesos de inversión (Chenin *et al*., 2017; Tugend *et al*., 2014). La zona

de manto serpentinizado nuclea preferentemente la deformación durante la inversión contractiva. Además, la parte del manto litosférico exhumado inmediatamente bajo la zona serpentinizada, se comporta de manera rígida y la deformación contractiva se concentra en sus bordes (Pedrera *et al*., 2017; García-Senz *et al*., 2020).

El cinturón compresivo que bordea al norte la región del Banco de Galicia y el margen noroccidental de Galicia puede considerarse como una etapa intermedia entre un margen hiperextendido y un cinturón ofiolítico "tipo margen continental" (Dilek y Furnes, 2011). En los mapas regionales gravimétricos (Figuras 4.21, 4.22 y 4.23) y de la pseudogravedad (Figura 4.28b) este dominio compresivo está conformado por el eje de máximos NE-SO al norte del Banco de Galicia. Los máximos se prolongan hacia el este (la LLAV) y hacia el oeste. En la LLAV los máximos pueden estar relacionados con una corteza oceánica más gruesa con engrosamiento compresivo y parcialmente levantadas durante la Orogenia Alpina. En el NO de la zona continental de Galicia, estos máximos se interpretan como plataformas marginales de gran espesor (Murillas *et al*., 1990).

En los mapas magnéticos regionales (Figuras 4.24, 4.25 y 4.26), este dominio compresivo se caracteriza por una señal magnética de alta frecuencia, que se corresponde con una modificación que sufre la señal al coincidir estructuras de extensión y estructuras compresivas, y al sur de la región del Banco de Galicia, borra la señal de la fábrica varisca.

El alcance de la tectónica compresiva que afectó al margen NO de Iberia durante el Cenozoico ha sido discutido en varias ocasiones (Boillot y Malod, 1988; Murillas *et al*., 1990; De Vicente *et al*., 2009, Roca *et al*., 2011) pero las evidencias de inversión tectónica de las estructuras normales relacionadas con el episodio de *rift* mesozoico no son siempre claras (Álvarez- Marrón *et al*., 1996). Aunque resulta posible extender el alcance del frente compresivo pirenaico por el norte hasta el flanco noroeste del Banco de Galicia, e incluso hasta el oeste de esta región, la continuidad del frente compresivo por el sur no es tan evidente, y, en cualquier caso, tiene una menor magnitud.

Los modelos de distribución de densidades obtenidos de la inversión gravimétrica en 3D (Figura 5.16), sugieren la presencia de cuerpos con mayor densidad al norte de la región del Banco de Galicia. Estos cuerpos pueden ser la prolongación de la cresta de manto serpentinizado al noroeste de la región del Banco de Galicia como un cuerpo aislado y limitado, al menos hacia la parte distal, por estructuras compresivas. Esta zona anómala no parece estar asociada a una zona más amplia de manto exhumado, y desaparece por completo un poco más al norte el margen norte de Iberia. Una hipótesis es que esta posible cresta debió actuar como bloque de muro y, por tanto, en el que hubo una mayor delaminación de la corteza (Sutra *et al*., 2013).

La presencia de estructuras extensivas de tipo *detachment* que exhuman material del manto durante el proceso de *rift*, facilita la reactivación e inversión del margen a través de ellas (Whitmarsh *et al*., 1993; Manatschal, 2004; Lundin y Doré, 2011; Doré y Lundin, 2015; Tugend *et al*., 2015; Pedrera *et al*., 2017 y 2020). Las estructuras del margen más favorables para su inversión compresiva durante el Cenozoico son aquellas con orientación aproximada E-O. Esta es la dirección de estructuras principales del *rift* al norte y al noreste de la región del Banco de Galicia, y de algunas estructuras del *rift* del margen noroeste de Galicia. Hacia el sur y el sureste de esta zona la deformación compresiva no progresa con una magnitud elevada debido a que la orientación de las estructuras previas no es tan favorable.

La inversión compresiva alpina también está registrada en otros elementos de gran escala consistentes en cabalgamientos que afectan a litosfera oceánica y continental. Las dos más prominentes se sitúan al sur del Banco de Galicia, y son el Banco de Gorringe y el Espolón de Extremadura (Terrinha *et al*., 2019).

En el Espolón de Extremadura, el dominio compresivo está representado por unas anomalías gravimétricas positivas, de gran longitud de onda, con dirección NO-SE (Figuras 4.21 y 4.23) que interfieren a estructuras extensionales N-S. Este elemento se caracteriza por un relieve tectónico que es el resultado de un evento magmático del Cretácico superior y de la compresión del Paleógeno y el Neógeno (Ramos *et al*., 2017a).

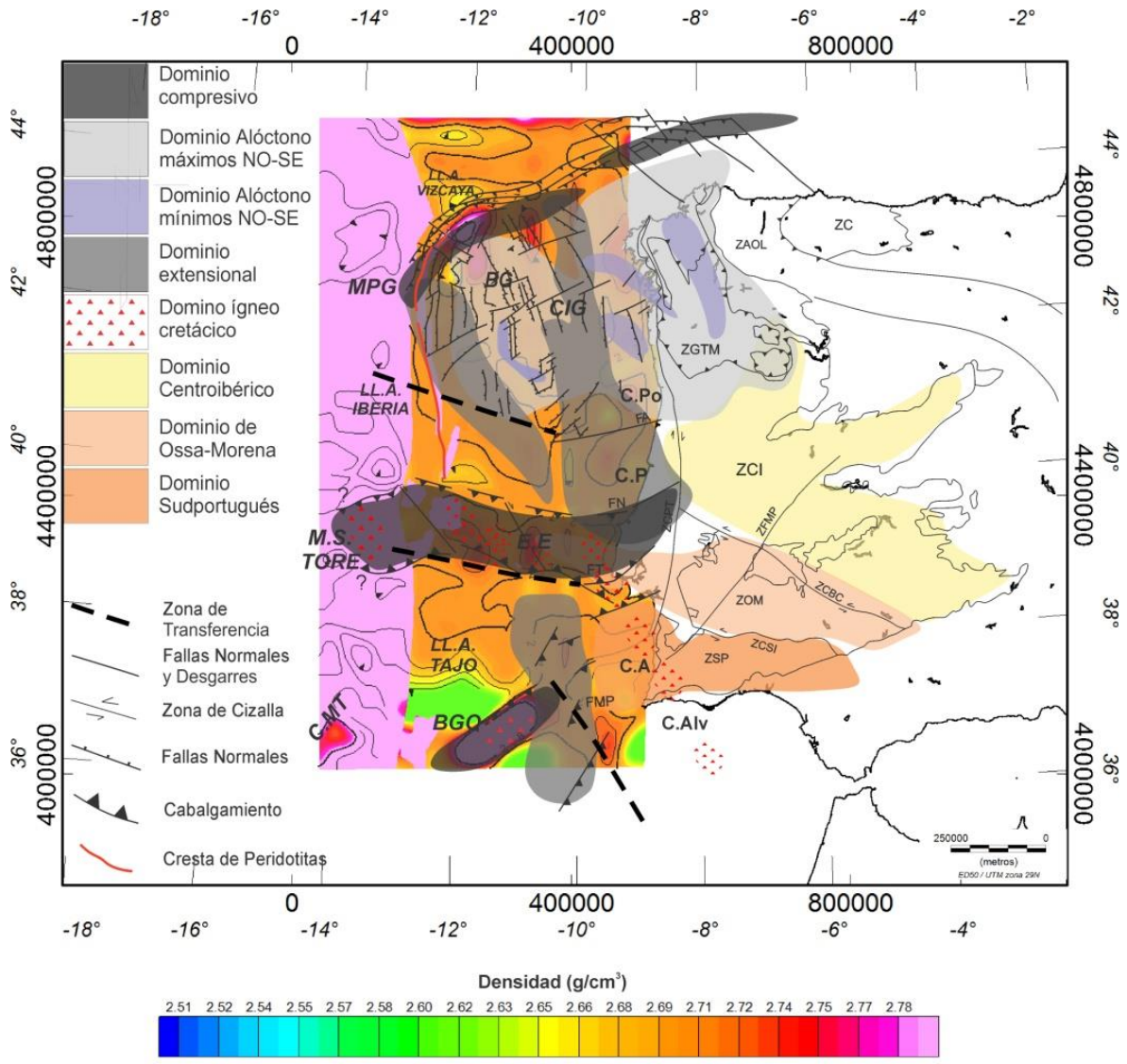



*Figura 5.16* Propuesta de distribución de dominios definidos para el basamento a lo largo del MOI. El mapa se ha realizado a partir de la superposición de los dominios tectónicos del margen, acompañado de las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental y *el mapa de distribución de densidades en la corteza superior, resultante de la inversión gravimétrica en 3D (apartado 4.4.1). FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura.*

El mapa de espesor de corteza (Figura 5.14) resultante de la inversión gravimétrica 3D, muestra una franja O-E de mayor espesor en esta zona, que se puede considerar como un indicio más de que ha tenido que sufrir un proceso compresivo para alcanzar valores de hasta 13 km en el dominio de *necking*. En cuanto al mapa de distribución de densidades resultante de la inversión gravimétrica 3D, los máximos de densidad en la zona del Espolón de Extremadura están asociados a rocas ígneas cretácicas, posteriores a la extensión principal de margen, y que deben haber nucleado la deformación cenozoica.

El estudio de la batimetría del Espolón de Extremadura muestra una secuencia continua de pliegues que conectan el Monte Submarino de Tore con la costa, y se prolonga hacia el NE dirección al Sistema Central (Figura 5.17). Los perfiles de reflexión sísmica a lo largo del Espolón de Extremadura atestiguan la existencia de una estructura compresiva emergente con dos cabalgamientos principales con direcciones de transporte opuestas (Neves *et al*., 2009), sugiriendo una estructura en “pop-up”. El límite norte del Espolón de la Extremadura gira hacia el NE-SO, es decir, perpendicular a la compresión tectónica principal del Mioceno, reactivando así como estructura transpresiva la Falla de Nazaré, la principal falla de transferencia durante el *rifting* mesozoico en la Cuenca Lusitana (Stapel *et al*., 1996; Rasmunssen *et al*., 1998; Kullberg *et al*., 2013).

Pereira *et al*. (2021) han descrito recientemente cuatro eventos tectónicos posteriores al *rift* en el Espolón de Estremadura: el inicio del magmatismo en el Campaniense, incluyendo el volcán Fontanelas y la denominada "Intrusión del Espolón de Extremadura" (Escada *et al*., 2019), y tres grandes eventos de inversión, 1) entre el Campaniense y el Maastrichtiense, 2) entre el Paleoceno medio y el Eoceno, y 3) en el Oligoceno medio. Cada uno de ellos con una respuesta sismo-estratigráfica, controlados en gran medida por la rotación de Iberia durante el ciclo alpino, que puede utilizarse para demostrar la interacción tectono-magmática en esta zona.

Esta inversión multifásica en el Espolón Extremadura dio lugar a una serie de pliegues de propagación de fallas predominantemente NO-SE y NE-SO que se orientan

respectivamente hacia el SO o hacia el NO. Pereira *et al*. (2021) revelan que, controlado en gran medida por la rotación antihoraria de Iberia impulsada por *rifting* en el Golfo de Vizcaya y el inicio de la colisión en los Pirineos (Vissers y Meijer, 2012), el evento de acortamiento inicial (Campaniense-Maastrichtiense), es el más expresivo en cuanto a la magnitud de la deformación. Estas fallas NO-SE son mucho más significativas e importantes que las segundas, en cumplimiento de una importante inversión de márgenes bajo un régimen transpresivo de finales del Cretácico, antes de la reactivación del Cenozoico (Pereira *et al*., 2021).

El segundo evento de acortamiento (Paleoceno-Eoceno medio) se atribuye generalmente a la colisión a gran escala NNE-SSO de Iberia y los Pirineos, y dio lugar a la reactivación de la estructura heredada del Cretácico superior. La evidencia de una compresión significativa en el Eoceno en las regiones sumergidas de la plataforma continental parece más significativa que en el continente (Boillot *et al*., 1979; Mougenot *et al*., 1979; Pereira *et al*., 2011, 2021), probablemente facilitada por la reología más débil de la corteza continental adelgazada.

Por último, otra zona donde queda registrada la compresión Alpina es el Banco de Gorringe. La estructura actual del Banco Gorringe es el producto de un gran cabalgamiento subcortical dirigido al NO, con una geometría plana que transporta rocas deformadas del manto superior y la corteza africana de transición sobre la corteza oceánica en la Llanura Abisal del Tajo.

En los mapas regionales de gravedad (Figuras 4.21 y 4.23) y magnetismo (Figuras 4.24 y 4.26) el Banco de Gorringe, se observa una anomalía positiva NE-SO asociada a esta estructura, interferida al este por una alineación de anomalía positiva en dirección extensional, aproximadamente N-S. El control de las estructuras oblicuas sobre la deformación compresiva también puede observarse en todo el margen suroccidental ibérico.

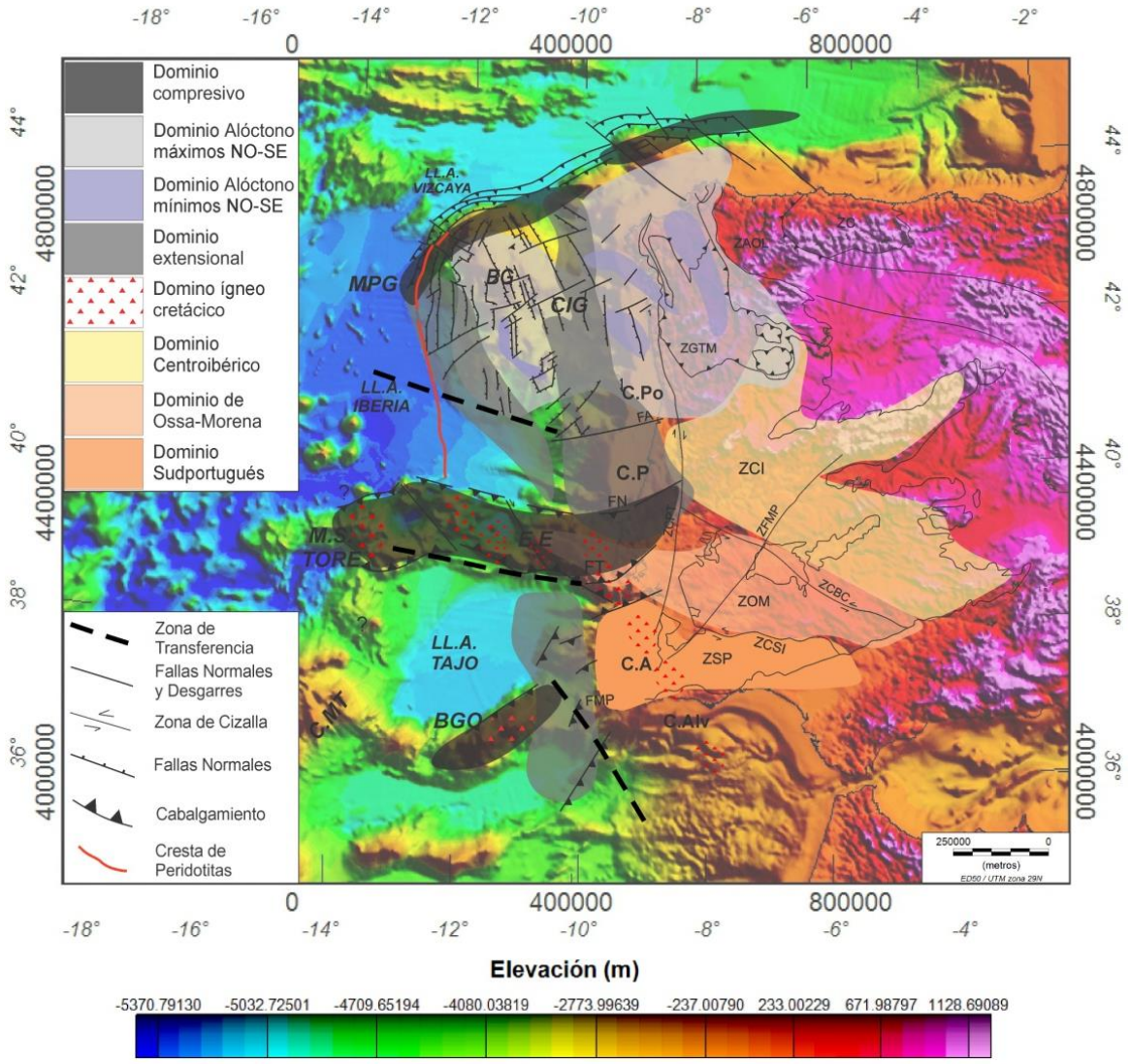



*Figura 5.17 Mapa de los distintos dominios definidos para el basamento, acompañado de las estructuras principales del Margen Occidental Ibérico, los dominios tectónicos propuestos por Martínez Catalán (2012) en la zona continental, superpuestos sobre el mapa de elevación del terreno. FA, Falla de Aveiro; FN, Falla de Nazaré; FT, Falla del Tajo; FMP, Falla Marqués de Pombal; ZCPT, Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI, Zona de Cizalla Suribérica ZCBC, Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba; ZFMP, Zona de Cizalla Messejana-Plasencia; LL.A., Llanura Abisal; BGO, Banco de Gorringe; MPG, Margen Profundo de Galicia; BG, Banco de Galicia; CIG, Cuenca Interior de Galicia; C.Po, Cuenca de Porto; C.P, Cuenca de Peniche; C.A, Cuenca del Alentejo; C.Alv, Cuenca del Algarve; M.S, Monte Submarino; C.MT, Cordillera Madeira-Tore; E.E, Espolón de Extremadura.*

El acortamiento en el Banco Gorringe se estima en 20 km (Galindo-Zaldívar, 2003; Jiménez-Munt *et al*., 2010), en contraste con los 5-10 km de acortamiento calculados en la Cuenca del Algarve (Ramos *et al*., 2017a). Se supone que el acortamiento restante ha sido transmitido a lo largo de la zona de transferencia NO-SE Gorringe-Golfo de Cádiz a otras estructuras de contracción al norte o al sur de la Cuenca del Algarve. Además, esta falla de transferencia marca el cambio repentino en la orientación de la zona de transición continente-océano (TOC) (Ramos *et al*., 2017b).

La falla de Marquês de Pombal, de dirección N-S y buzamiento este, fue interpretada como una falla extensional mesozoica invertida en el Mioceno (Zitellini *et al*., 1999; Gràcia *et al*., 2003a; Terrinha *et al*., 2003). Sin embargo, Roque (2007) y Pereira y Alves (2013) demostraron que esta falla inversa y la deformación compresiva entre el Banco Gorringe y el continente comenzaron ya en el Eoceno. Este levantamiento del Cenozoico inferior generó importantes inconformidades erosivas localizadas y valles submarinos como precursores tempranos del cañón de São Vicente que se desarrolló principalmente durante el Plioceno-Cuaternario cuando se produjo el principal desplazamiento en el cabalgamiento de Marquês de Pombal (Roque, 2007; Valadares, 2012). La presencia de cabalgamientos activos en el SO es compatible con los mapas de esfuerzos activos y régimen compresivo deducidos de los mecanismos focales de terremotos (De Vicente *et al*., 2008; Olaiz *et al*., 2009)

# CAPÍTULO 6

# CONCLUSIONES

En este capítulo final se recogen las principales aportaciones de este trabajo, que son de dos tipos, por una parte cuestiones metodológicas y por otro relativas a la estructura y propiedades del Margen Occidental Ibérico.

A) CONCLUSIONES METODOLÓGICAS

Desde el punto de vista metodológico, se ha establecido un flujo de procesado e interpretación para la comprensión de la estructura de todo el margen a escala cortical. Este flujo utiliza e integra metodologías previas, establece criterios adicionales, y contiene las siguientes etapas de procesado y análisis:

- La realización de modelos gravimétricos 2½D sobre secciones sísmicas transversales y datos de pozo existentes.

- La construcción de modelos gravimétricos longitudinales calibrados en los modelos anteriores, que permiten analizar la continuidad lateral de las estructuras a lo largo del margen.

- El establecimiento de los límites entre los dominios tectónicos del margen extensional en las secciones transversales, y su correlación lateral a lo largo de los modelos longitudinales.

- El uso de la derivada vertical (dZ) y total horizontal (DTH) de la anomalía de Bouguer identificando las características en cada dominio tectónico definido previamente, y las características de los límites entre dominios.

- La cartografía de los límites entre los dominios tectónicos siguiendo los gradientes de gravedad, usando los puntos de control establecidos en las secciones.

La interpretación detallada de la estructura de los márgenes pasivos integrando datos sísmicos, de pozo e incluyendo los datos de campos potenciales, que son continuos, da lugar a interpretaciones más sólidas que las que se basan en una sola fuente (la sísmica) o en las que la existencia de datos es escasa.

Dado el conocimiento del MOI y de la densidad y calidad de los datos se ha abordado la realización de un modelo gravimétrico 3D de todo el margen. La realización de un modelo litosférico 3D de esta escala hace necesario un intenso análisis de los datos utilizados y de los parámetros de constricción. En este sentido destacan los siguientes pasos críticos:

a) El trabajo de homogeneización de los datos utilizados y los límites en los mismos, hasta llegar a una resolución mínima homogénea.

b) Constreñir las condiciones de contorno (la capacidad de cambio de geometría de las superficies, las longitudes de onda, amplitudes, etc), así como los rangos de densidades para cada unidad en la inversión lateral de densidad.

c) El establecimiento de los límites en los parámetros, los grados de libertad y las condiciones de contorno, requieren de la comprensión previa de la estructura general a lo largo de secciones (modelos en 2½D) transversales y longitudinales.

Para conseguir que los resultados de los códigos de inversión produzcan unos resultados que respeten los datos y las observaciones geológicas, es recomendable realizar el proceso de inversión en tres pasos consecutivos:

a) Invertir estructuralmente la geometría de las superficies del Moho (en primer lugar) y el techo de la corteza inferior (en segundo lugar) para ajustar la gran longitud de onda.

b) Invertir estructuralmente las longitudes de onda corte mediante la inversión estructural del techo de la corteza superior.

c) El último paso es la inversión lateral de densidades para la corteza superior.

Para analizar los distintos tipos de basamento que se pueden definir a lo largo del Margen Occidental Ibérico, y discutir la "herencia" tectónica y reológica en la evolución del mismo, se han descrito las propiedades gravimétricas y magnéticas de una serie de dominios. Estos dominios se han establecido siguiendo un orden cronológico de los principales procesos geodinámicos que han afectado al margen. Así, se han diferenciado cinco dominios que presentan relaciones complejas entre sí: a) dominios variscos de la corteza emergida, b) dominio extensional mesozoico, c) dominio ígneo cretácico y d) dominio compresivo cenozoico.

Resulta crítico combinar datos magnéticos y gravimétricos, porque, además de presentar un carácter continuo y resoluciones similares, ambos proporcionan información complementaria:

a) Los mapas magnéticos regionales aportan información de la fábrica de la corteza superior y la presencia de rocas ígneas.

b) Los mapas gravimétricos proporcionan información sobre la naturaleza del basamento, y tienen alta sensibilidad para la cobertera sedimentaria, lo que permite caracterizar los dominios alpinos, especialmente el compresivo.

La definición de los dominios se realiza a partir la caracterización de zonas desde:

a) La orientación y continuidad de la fábrica, amplitud y longitud de onda de los campos magnético y gravimétrico.

b) Uso de derivadas y transformaciones de los campos magnético y gravimétrico.

c) Los mapas de cartografía de dominios del *offshore* (apartado 5.1.2).

d) Mapas derivados del modelado 3D del margen: espesor de la corteza y de los factores de estiramiento y adelgazamiento.

B) CONCLUSIONES sobre la ESTRUCTURA DEL MOI

Gracias a la realización de una **cartografía de los límites entre los dominios tectónicos** siguiendo los gradientes de gravedad y usando los puntos de control establecidos en los **modelos gravimétricos 2½D** sobre secciones sísmicas transversales y datos de pozo existentes, se puede concluir que:

- El Margen OccidentaI Ibérico tiene una estructura extensional compleja, desarrollado como un margen lineal en el suroeste de Iberia, pero ramificada en dos brazos principales de *rift* en el margen noroeste de Iberia. Este patrón está localmente compensado por estructuras de transferencia mesozoicas y por estructuras compresivas cenozoicas que modifican los dominios extensionales anteriores.

- El límite entre los sectores septentrional y meridional sigue una orientación NO-SE, claramente observada en los mapas de gradientes de anomalía de Bouguer. Este límite tiene la misma tendencia que presenta la principal fábrica varisca en la corteza continental emergida y de las zonas de transferencia de la extensión mesozoica.

- Se pueden destacar dos posibles zonas de transferencia con orientación NO-SE que separan los tres segmentos clásicos del MOI, de sur a norte: Sector de la Llanura Abisal del Tajo, Sector de la Llanura Abisal del sur de Iberia y Sector del Margen Oeste de Galicia. Esta segmentación se debe a la sucesión de diferentes

pulsos extensionales, desde el Jurásico Tardío (~150 M.a.) hasta el Cretácico Temprano (~120 M.a.) (Murillas *et al*., 1990).

A partir de los resultados de la **inversión gravimétrica 3D** se han realizado los mapas de espesor de corteza, estiramiento, adelgazamiento cortical, y una malla de distribución de densidades continua en todo el margen. Estos mapas son la base que permite analizar la distribución lateral y en profundidad, de la geometría de las unidades y de su densidad.

Los factores de estiramiento y adelgazamiento cortical varían en el sector septentrional, donde se produce un adelgazamiento muy brusco desde la zona del Banco de Galicia hacia el oeste en el sector meridional del margen el adelgazamiento cortical es más progresivo, pero se produce más próximo a la zona continental.

Los valores de densidad son bastante homogéneos, destacando una serie de bloques con alta densidad en el norte del Banco de Galicia, al oeste del Espolón de Extremadura y el Banco de Gorringe. Estos cuerpos de alta densidad en la corteza superior podrían interpretarse como cuerpos alóctonos máficos o ultramáficos, o bien intrusivos volcánicos.

Correlacionando la información obtenida de los mapas de gravimetría y magnetismo con la información geológica en la parte continental y oceánica, se confirma la prolongación de algunos de los **Dominios variscos** continentales hacia el offshore. Estos dominios dejan de seguirse hacia el oeste por las estructuras extensionales y compresivas:

- El *Domino Alóctono*, localizado en el NO del Margen Occidental Ibérico, se extiende desde la parte continental hasta la zona del Banco de Galicia en el *offshore*. Se caracteriza por una fábrica magnética de alta frecuencia con una dirección aproximada NNO-SSE, separada de la Llanura Abisal de Iberia por una estructura NO-SE que actúa como zona de transferencia.

- El *Dominio de Ossa-Morena* caracterizado por la presencia de anomalías magnéticas de alta frecuencia, con dirección predominante NO-SE, que se prolonga hacia el NO, perdiendo amplitud debido a la delaminación sufrida en la zona de cizalla; y continúa hacia la zona *offshore*, pero atenuada, por el Espolón de Extremadura, donde esta señal es interferida por el dominio compresivo.

- El *Dominio Sudportugués* se caracteriza por anomalías magnéticas de longitud de onda corta que se continúa al oeste hacia la zona *offshore*, con la misma tendencia en orientación hasta el dominio hiperextendido.

En cuanto al *Dominio Centroibérico* no aparecen evidencias claras de la prolongación de las anomalías magnéticas positivas y negativas de frecuencia intermedia, con dirección predominante NE-SO y NO-SE, de la ZCI hacia el *offshore*.

También se han podido deducir Dominios relacionados con los procesos extensionales sufridos por la corteza, así como dominios relacionados con las estructuras compresivas alpinas.

El **Dominio Extensional** se caracteriza por bandas de máximos relativos de la anomalía de Bouguer con orientación NNO-SSE, abarca los dominios geomorfológicos del talud continental, además de parte de la Llanura Abisal del Tajo, la Llanura Abisal de Iberia al oeste y al sur del Banco de Galicia. En determinadas zonas como en la Cuenca Interior de Galicia o en el Margen Profundo de Galicia y parte de la Llanura Abisal de Iberia, la deformación extensional ha producido una somerización del manto.

La separación entre el sector del Banco de Galicia y la LLAI se realiza mediante una zona de transferencia NO-SE, que coincide con la prolongación hacia el *offshore* del límite entre la ZCI y la ZOM. Lo más probable es que este límite reológico de primer orden haya sido aprovechado como un límite lateral durante el proceso de extensión ("*transfer*").
En la zona septentrional se observan dos bandas de máximos de la anomalía de Bouguer: a) una al oeste del Banco de Galicia, relacionados con rocas de mayor densidad, de

manto exhumado o una corteza hiperadelgazada (Dean *et al*., 2000; Louden y Chian, 1999; Sibuet *et al*., 1995; Whitmarsh y Sawyer, 1996); y b) otros máximos con orientación NO-SE desde el sur del Banco de Galicia hacia la LLAI. Ambas tienen continuidad y se encuentran en la zona del máximo adelgazamiento, ocupando parte del dominio de *necking* e hiperadelgazado. Esta fábrica extensional N-S se superpone a la fábrica NO-SE, y se prolonga a lo largo del dominio de manto exhumado, hasta la denominada "cresta de peridotitas".

Tal y como se observa en el mapa regional de anomalías magnéticas, esta banda extensional con lineamientos N-S se prolonga al SO de la LLAI hasta el Espolón de Extremadura, y se abre en abanico hacia la zona continental siguiendo los grandes depósitos jurásicos en las Cuencas de Peniche y Lusitana (Alves *et al*., 2006, 2009), representados por mínimos relativos en los mapas de anomalía de Bouguer. La Zona de Falla de Nazaré separa dos segmentos principales del Margen Ibérico, controlando la deposición y las tendencias estructurales en la Cuenca Lusitana y el norte del Espolón de Extremadura (Wilson *et al*. 1989; Alves *et al*. 2009). Al sur de esta falla se produce la intersección entre el dominio extensional y compresivo.

Tanto en los mapas regionales de gravedad, como en los magnéticos, se observa una banda con una fábrica N-S que se extiende desde aproximadamente los 38.3° N hacia el sur, paralela a la Cuenca del Alentejo. El comienzo de la fábrica extensional coincide con el límite oriental del dominio hiperadelgazado, con un valor del factor de adelgazamiento por encima de 0.7 y aumentando hacia el *offshore.*

El **Dominio ígneo cretácico** se presenta desde la zona continental del Margen Ibérico hasta la Cordillera de Madeira-Tore. Los edificios volcánicos e intrusiones que conforman este dominio se identifican como máximos de anomalías magnéticas de alta frecuencia, y forma elíptica, con el eje mayor orientado en dirección NO-SE. En los mapas de anomalía de Bouguer y su primera deriva vertical, estos elementos se identifican como una señal positiva de gran amplitud, que en el caso del Espolón de Extremadura la dirección del eje mayor está orientado N-S, y en el caso de los edificios volcánicos del

Banco de Gorringe, en dirección NE-SO. También se identifican con una mayor expresión de señal positiva en el mapa de Pseudogravedad, especialmente sobre la Cordillera Madeira-Tore.

Los principales elementos asociados a estas señales se corresponden con: El volcán Fontanelas (Miranda *et al*., 2009; Pereira *et al*., 2017), que controla casi toda la señal asociada al Espolón de Extremadura. Una intrusión gabroica próxima que fue estudiada por primera vez por Escada (2019), de naturaleza similar a la de las intrusiones aflorantes en Sintra y Sines, y al margen del Algarve (Banco Guadalquivir-Portimão). El Monte Submarino de Tore está asociada con el magmatismo alcalino del Cretácico superior y la formación de la Cordillera Madeira-Tore (Roque *et al*., 2009).

La zona de manto exhumado desempeña un papel clave en la inversión tectónica, ya que la unidad de manto serpentinizado actúa como una superficie de despegue, facilitando los procesos de inversión (Chenin *et al*., 2017; Tugend *et al*., 2014).

El **Dominio Compresivo** incluye aquellas zonas donde se pueden deducir evidencias de inversión tectónica, destacando tres tipos principales: a) contactos compresivos que afectan a las cortezas oceánica y continental; b) que la corteza continental previamente adelgazada aparezca acortada y engrosada; y c) la desaparición de una clara zona de exhumación de manto litosférico al norte del Banco de Galicia.

En el margen septentrional, este dominio compresivo está conformado por el eje de máximos NE-SO de la anomalía de Bouguer al norte del Banco de Galicia. Los máximos se prolongan hacia el este (la LLAV) y hacia el oeste. En la LLAV los máximos pueden estar relacionados con una corteza oceánica más gruesa con engrosamiento compresivo y parcialmente levantadas durante la Orogenia Alpina.

Este dominio se caracteriza por una señal magnética de alta frecuencia, debido a la superposición de las estructuras extensionales y compresivas con direcciones muy oblicuas. El dominio compresivo borra la señal de la fábrica varisca al sur de la región del

Banco de Galicia. La presencia del dominio compresivo en el sur del Banco de Galicia tiene una menor magnitud. La deformación compresiva no progresa hacia el sur con una magnitud elevada debido a que la orientación de las estructuras previas no es tan favorable.

En el margen meridional, la inversión compresiva alpina también se manifiesta en otros elementos de gran escala con cabalgamientos que afectan a litosfera oceánica y continental. Las dos más prominentes se sitúan en la mitad sur del margen, y son el Banco de Gorringe y el Espolón de Extremadura (Terrinha *et al*., 2019).

En el Espolón de Extremadura, el dominio compresivo está representado por anomalías gravimétricas positivas, de gran longitud de onda, con dirección NO-SE que interfieren a estructuras extensionales N-S. Este elemento se caracteriza por un relieve tectónico que es el resultado de un evento magmático del Cretácico superior y de la compresión del Paleógeno y el Neógeno (Ramos *et al*. 2017a). La distribución de densidades resultante de la inversión gravimétrica 3D, apoya que los máximos de densidad en la zona del Espolón de Extremadura están asociados a rocas ígneas cretácicas, posteriores a la extensión principal de margen, y que deben haber nucleado la deformación compresiva cenozoica.

# BIBLIOGRAFÍA


Aerden, D. G. A. M. (2004). Correlating deformations in the Iberian Massif (Variscan belt) using porphyroblasts; implications for the development of the Ibero-Armorican Arc, *Journal of Structural Geology*, 26, 177– 196. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00070-1

Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L., Shimamura, H. (2008). From unthinned continent to ocean: the deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N. *Tectonophysics*, 458 (1-4): 9-50. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.002

Álvarez, J. (2002). Análisis gravimétrico e isostático en el macizo Hespérico. Trabajo de Diploma de Estudios Avanzados. Universidad Complutense de Madrid.

Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. y Torne, M. (1997). Subduction-related structures in the north Iberian margin. *Journal of Geophysical Research*, 102, 22, 497–22, 511. https://doi.org/10.1029/97JB01425

Alves L. (2012). Estudo da margem continental ibérica ocidental com base em dados gravimétricos e magnetométricos regionais. Ph.D. thesis. Centro de Tecnologia e Ciências, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brazil. 133 p.

Alves, T.M., Moita, C., Cunha, T., Ullnaess, M., Myklebust, R., Monteiro, J.H. y Manupella, G. (2009). Diachronous evolution of Late Jurassic-Cretaceous continental rifting in the northeast Atlantic (West Iberian Margin). *Tectonics*, 28. https://doi.org/10.1029/2008TC002337

Alves, T.M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J.H. y Pinheiro, L.M. (2006). Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin. *AAPG Bulletin*, 90, 31-60. DOI: 10.1306/08110504138

Amigo-Marx, B., Fernández, O., Zamora, G., Poblet, J. y Oláiz, A. (2019). From large to small scale for reducing uncertainty in the structure and evolution of the Western Iberia margin. *Geophysical Research Abstracts,* 21, EGU2019-14798-1.

Arenas, R., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S. (2004). Zona de Galicia-Trás-Os-Montes. Unidades ofiolíticas. En: Vera, J. (Ed.), Geología de España. SGE-IGME, Madrid, p. 150–154.

Arenas, R., Díez Fernández, R., Rubio Pascual, F.J., Sánchez Martínez, S., Martín Parra, L.M., Matas, J., González del Tánago, J., Jiménez-Díaz, A., Fuenlabrada, J.M., Andonaegui, P., García-Casco, A. (2016). The Galicia – Ossa-Morena Zone: Proposal for a new zone of the Iberian Massif. Variscan implications. *Tectonophysics*, 681, 135-143.

Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J. y Albert, R. (2014). Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25: 756-763.

Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Ortega, E., de Pablo Maciá, J. G., Peinado, M. y Rodriguez Fernández, L. R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os- Montes. Simposio sobre Cinturones Orogénicos. En: Simposio sobre Cinturones Orogénicos, II congreso Geológico de España, SGE, 75–84.

Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica* 2, 87–110.

Arenas, R., Rubio Pascual, F.J., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R. (1995). High-pressure micro-inclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago-schists (Órdenes-Complex, NW Iberian Massif, Spain) - evidence of subduction and syncollisional decompression. *Journal of Metamorphic Geol*ogy, 13, 141–164. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1995.tb00211.x

Arkani-Hamed L,"Differential reduction to the pole or regional magnetic anomalies", *Geophysics*, vol. 53, no. 12(1988), pp. 1529, 1600.

Arthaud, F. y Matte, Pb. (1975). Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1

Ayala, C. (2013). A new compilation of gravity data over the Iberian Peninsula and surrounding areas. Internal Report TopoIberia project (Consolider-Ingenio). IGME, 20 p.

Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H. y Manupella, G. (2003). Da Dinâmica Continental No Triásico Aos Mares Do Jurássico Inferior E Médio. Lisbon, Portugal: Instituto Geológico e Mineiro, p. 43.

Azor, A., González Lodeiro, F., Hacar Rodríguez, M., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R. y Pérez Estaún, A. (1992). Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo. En: J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.). Paleozoico Inferior de Ibero-América, 469-483.

Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J. F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra, L. M. y Matas, J. (2008). Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics*, 27 (5). http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002306

Baldy, P. (1977). Géologie du plateau continentale portugais (au Sud du cap de Sines). PhD, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Banda, E., M. Torné y the Iberian Atlantic Margins Group (1995). Iberian Atlantic margins group investigates deep structure of ocean margins, *Eos Transactions, AGU*, 76, 25-29. DOI: 10.1029/EO076i003p00025

Baranov, V. A. (1957). New method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, vol. 22, n. 2, p. 359-383. https://doi.org/10.1190/1.1438369

Baranov V. y Naudy H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79. https://doi.org/10.1190/1.1439334

Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M. y Maus, S. (2016). Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. *Tectonics*, 35, 1843–1862. https://doi. org/10.1002/2015tc004019

Barrie, T.C., Amelin, Y., Pascual, E. (2002). U–Pb geochronology of VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita,* 37, 684–703. https://doi.org/10.1007/s00126-002-0302-7

Barton, P. J. (1986). The relationship between seismic velocity and density in the continental crust -A useful constraint? *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87(1), 195-208. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04553.x

Bea F, Montero P, Zinger T. (2003). The nature, origin, and thermal influence of the granite source layer of Central Iberia. *Journal of Geology* 111(5): 579–595. https://doi.org/10.1086/376767

Berndt, C., Planke, S., Teagle, D., Huismans, R., Torsvik, T., Frieling, J., Jones, M. T., Jerram, D. A., Tegner, C., Faleide, J. I., Coxall, H. y Hong, W.L. (2019). Northeast Atlantic breakup volcanism and consequences for Paleogene climate change – MagellanPlus Workshop report, Sci. Dril., 26, 69–85. https://doi.org/10.5194/sd-26-69-2019

Beslier, M.O., Ask, M., Boillot, G. (1993). Ocean-continent boundary in the Iberia Abyssal Plain from multichannel seismic data, *Tectonophysics* 218: 383–393. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90327-G

Beslier, M.O. y Brun, J.E. (1991). Boudinage de la lithosphere et formation des marges passives. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Série II, 313, 951-958.

Beslier, M.O., Cornen, G., Girardeau, J. (1996). Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain margin. En: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A. et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 149. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 397-412

Bevan, B. W. (2017). Analysis of dipolar magnetic anomalies. *Geosight*. DOI: 10.13140/RG.2.2.26829.64487

Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, Cambridge. 464 p.

Blakely, R.J., Connard, G.G., Curto, J.B. (2016). Tilt Derivative Made Easy. *Energy Geosciencies*

Boillot, G. (1990) LUSIGAL cruise, RV Le Suroît. https://doi.org/10.17600/90003211

Boillot, G., Auxietre, J. L., Dunand, J. P., Dupeuble, P. A. y Mauffret, A. (1979). The northwestern Iberian Margin: A Cretaceous passive margin deformed during Eocene.

En: M. Talwani, W. W. Hay, y W. B. F. Ryan (Eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing Maurice Ewing Series (p. 138–153). Washington, DC: American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/ME003p0138

Boillot, G., Beslier, M. O., Krawczyk, C. M., Rappin, D. y Reston, T. J. (1995). The formation of passive margins: Constraints from the crustal structure and segmentation of the deep Galicia margin, Spain. En: R. A. Scrutton et al. (Eds.). The tectonics, sedimentation and paleoceanography of the North Atlantic Region, Special Publications (p. 71–91). London: Geological Society.

Boillot, G., Comas, M. C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J. P., Malod, J., et al. (1988). Preliminary results of the GALINAUTE cruise dives of the submersible 'Nautile' on the West Galicia margin, Spain. En: G. Boillot, E. L. Winterer, & A. W. Meyer (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 103 (p. 37–51). College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.103.118.1988

Boillot, G. y Froitzheim, N. (2001). Non-volcanic rifted margins, continental breakup and the onset of sea-floor spreading: Some outstanding questions. En: R. C. L. Wilson, et al. (Eds.), Non-volcanic rifting of continental margins: A comparison of evidence from land and sea, Special Publications (Vol. 187, p. 9–30). London: Geological Society. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.02

Boillot, G. y Malod, J. (1988). The north and north-west Spanish continental margin: A review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 295-316.

Boillot, G., Recq, M., Winterer, E. L., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J. A., et al. (1987). Tectonic denudation of the upper mantle along passive margin: A model based on drilling results (Ocean Drilling Program leg 103, western Galicia margin, (Spain). *Tectonophysics*, 132(4), 335-342. https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90352-0

Boillot G., Winterer E.L., et al. (1988) Proc. ODP, Sci. Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 225–234. https:// doi.org/10.2973/odp.proc.sr.103.136.1988

Briggs I.C. (1974). Machine contouring using minimum curvature, *Geophysics*, 39, 39–48. http://dx.doi.org/10.1190/1.1440410

Brocher, T. M. (2005). Empirical relations between elastic wave speeds and density in the Earth's crust, *Bulletin of the Seismological Society of America*., 95(6), 2081-2092. http://dx.doi.org/10.1785/0120050077

Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G. y Munschy, M. (2011). Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. Na*ture Geoscience*, 4, 549-553. https://doi.org/10.1038/NGEO1201

Brun, J.P. y Beslier, M.O. (1996). Mantle exhumation at passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 161-173. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00080-5

Brun, J. P., Burg, J. P. (1982): Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planeary Science Letters*, 61: 319-332

Brune, S., Williams, S.E., Butterworth, N.P. y Müller, R.D. (2016). Abrupt plate accelerations shape rifted continental margins. *Nature*, v. 536, p. 201–204. https://doi.org/10.1038/nature18319.

Buck W.R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophys*ical *Research*, 96, p. 20161-20178. https://doi.org/10.1029/91JB01485

Burg J.P., Iglesias M., Laurent P., Matte P., Ribeiro A. (1981) Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 78: 161–177. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90012-3

Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J.A., Tugend, J.; Manatschal, G. y Minshull, T.A. (2018). Constraints imposed by rift inheritance on the compressional reactivation of a hyperextended margin: Mapping rift domains in the North Iberian margin and in the Cantabrian Mountains. *Tectonics*, 37, 758-785. https://doi.org/10.1002/2016TC004454

Cannat M. (1993) Emplacement of mantle rocks in the seafloor at Mid-Ocean Ridges. *Journal of Geophysical Research* 98-B3:4163–4172. https://doi.org/10.1029/92jb02221

Cannat, M., Sauter, D., Bezos, A., Meyzen, C., Humler, E., Le Rigoleur, M. (2008). Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems.* DOI: 10.1029/2007GC001676

Capdevila, R. y Mougenot, D. (1988). Pre-Mesozoic basement of the western Iberian continental margin and its place in the Variscan Belt. En: G. Boillot, E. L. Winterer, & A. W. Meyer (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results 103 (p. 3–12). College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.103.116.1988

Carbó, A., Muñoz, A., Llanes, P., Álvarez, J., y ZEE Working Group (2003). Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey. *Marine Geophysical Researches*, 24, 113-127. https://doi.org/10.1007/s11001-004-1336-2

Catalán, M., Galindo-Zaldivar, J., Davila, J.M., Martos, Y.M., Maldonado, A., Gambôa, L. y Schreider, A.A. (2013). Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics*, 585, p. 102-112.

Catalán, M., Martos, Y. M., Martín Dávila, J., Muñoz-Martín, A., Carbó, A. y Druet, M. (2015). Radiografía de un margen continental utilizando campos potenciales y espesor de sedimentos: el Margen Atlántico Ibérico. Boletín Geológico Y Minero, 126(2–3), 515–532.

Cebriá J.M., López-Ruiz J., Doblas M., Martins L.T., Munhá J. (2003). Geochemistry of the Early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal-Spain): implications on the origin of the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Petrology* 44(3):547–568. https://doi.org/10.1093/petrology/44.3.547

Chenin, P., Manatschal, G., Picazo, S., Müntener, O., Karner, G., Johnson, C., & Ulrich, M. (2017). Influence of the architecture of magma-poor hyperextended rifted margins on orogens produced by the closure of narrow versus wide oceans. *Geosphere*, 13(2), 559–576. https://doi.org/10.1130/GES01363.1

Chian, D. y Louden, K. E. (1994). The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin. *Journal of Geophysical Research*, 99, 9117-9135.

Chian, D., Louden, K., Minshull, T.A. y Whitmarsh, R.B. (1999). Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic

refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and173) transect. *Journal of Geophysical Research*, 104, 7443-7462.

Chian, D., Louden, K. E. y Reid, I. (1995). Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of non volcanic rifted margins. *Journal of Geophysical Research*, 100, 24, 239-24, 253. https://doi.org/10.1029/95JB02162

Christensen, N. I. y Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100, 9761-9788. https://doi.org/10.1029/95JB00259

Clark, S. A., Sawyer, D. S., Austin Jr., J. A., Christeson, G. L. y 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, B03408. DOI: 10.1029/2006JB004581

Clerc, C., Jolivet, L. y Ringenbach, J. C. (2015). Ductile extensional shear zones in the lower crust of a passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 1-7. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.038

Concherio, A. y Wise, S. J. (2001). Jurassic calcareous nanofossil from prerift sediments drilled during ODP Leg 173, Iberia Abyssal Plain and their implications for rift tectonics. En: Beslier, M. O., Whitmarsh, R. B., Wallace, P. J., y Girardeau, J. (eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 173, 1-36. College Sation, TX: Ocean Drilling Program.

Conti, M. A., De Alteriis, G., Marino, M. C., Pallini, G. y Tonielli, R. (2004). Discovery of Late Jurassic fossils inside modern sediments at Gorringe Bank (Eastern Atlantic Ocean) and some geological implications. *Terra Nova*, 16 (6), 331-337. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2004.00570.x

Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D. (2003). Analogue modelling of continental extension: A review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews*. 63, 169–247. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00035-7

Coward, M. P. (1986). Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth Planetary Science Letters*, 80, 325-336. https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90114-7

Cowie, L., Kusznir, N. Y Manatschal, G. (2015). Determining the COB location along the Iberian margin and Galicia Bank from gravity anomaly inversion, residual depth anomaly and subsidence analysis. *Geophysical Journal International*, 203(2), 1355-1372. https://doi.org/10.1093/ gji/ggv367

Crosby, A., White, N., Edwards, G. y Shillington, D. (2008). Evolution of the Newfoundland-Iberia conjugate rifted margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 214-226. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.06.039

Cunha, P.P. (1992). Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, al este de Coimbra. Ph.D. Thesis, Univ. Coimbra, 262 p.

Cunha, P. P., Pimentel, N. L. y Pereira, D. I. (2000). Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal, A descontinuidade sedimentar Valesiano terminal-Turoliano. *Ciências da Terra*, 14, 61-72.

Cunha, P. P., Reis, R. P. (1995). Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research* 16: 155–170

Curtis, M. L. (1999). Structural and kinematic evolution of a Miocene to Recent sinistral restraining bend: the Montejunto massif, Portugal. *Journal of Structural Geology*, 21, 39-54. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00095-9

Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J., Bastida, F. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from 40Ar/39Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics* 277:307–337. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00035-8

Davis, M. y Kusznir, N. (2004). Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. Proc. NSF Rifted Margins Theoretical Institute 1, 92-136.

Davy, R. G., Minshull, T.A., Bayrakci, G., Bull, J.M., Klaeschen, D., Papenberg, C., Reston, T.J., Sawyer, D.S. y Zelt, C.A. (2016): Continental hyperextension, mantle exhumation and thin oceanic crust at the continent-ocean transition, West Iberia: New insights

from wide-angle seismic. *Journal of Geophysical Research*, 121, 3177-3199. DOI: 10.1002/2016JB012825

De Bruijne, C.H., and Andriessen, P.A.M. (2002). Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349, 161-184. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)

De Charpal, O., Guennoc, P., Montadert, L., y Roberts, D. G. (1978). Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay, *Nature*, 275, p. 706-711.

De la Muela, A.S., Cascone, L., Muñoz, A., Mantilla, A. y Arnáiz, A. (2015). New Insights on Peniche Basin (West Iberian Margin): Crustal Structure Based on Gravity Data Interpretation. Conference Paper. 77th EAGE Conference & Exhibition 2015 IFEMA Madrid, Spain, 1-4 June 2015. DOI: 10.3997/2214-4609.201412975

De Vicente, G., (ed.) (2004). Estructura alpina del antepaís Ibérico. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, pp.587-634.

De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J., Fernández-Lozano, J. (2008). Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics* 27: 1–22. https://doi.org/10.1029/2006tc002093

De Vicente, G., Cunha, P.P., Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S.A.P.L., Olaiz, A. y Vegas, R. (2018). The Spanish-Portuguese Central System: An example of intense intraplate deformation and strain partitioning. *Tectonics*, 37. https://doi.org/10.1029/2018TC005204.

De Vicente, G., Olaiz, A., Muñoz-Martín, A., y Cunha, P. P. (2021). Longest and still longer: The Messejana-Plasencia dyke and its links with later Alpine deformation belt in Iberia. *Tectonophysics*, *815*. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229009

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González-Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A., Olaiz, A., 2007a. Cenozoic thick-skinned and topography evolution of the Spanish Central System. Global and Planetary Change 58, 335–381.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J. (2009)

Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470: 224–242. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.003

Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B. y Louden, 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 40º 20' N. *Journal of Geophysical Research*, 105: 5859-5885. https://doi.org/10.1029/1999JB900301

Dentith, M., y Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.

Dean, S.L., Sawyer, D.S. y Morgan, J.K. (2015). Galicia Bank ocean-continent transition zone: new seismic reflection constraints. *Earth Planetary Science Lett*ers, 413, 197–207. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.12.045

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., y Knott, S.D. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. In M.P. Coward, D. Dietrich, & R.G. Park (Eds.), Alpine tectonics, *Geological Society of London, Special Publication*, Vol. 45, 265-283.

Díaz García, F. (1992). Propuesta de una nueva zona en el Hercínico de la Península Ibérica. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 17: 199-207 ISSN: 0213-4497

Díaz, J., Gallart, J. y Carbonell, R. (2016). Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys. *Tectonophysics* 692A, 74-85. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.08.023

Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015). The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654, 96-100. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.001

Díez Fernández, R., Arenas, R., Pereira, M.F., Sánchez Martínez, S., Albert, R., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Matas, J. (2016). Tectonic evolution of Variscan Iberia: Gondwana-Laurussia collision revisited. *Earth-Science Reviews*. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.002

Díez Montes, A., Martínez Catalán, J.R., Bellido Mulas, F. (2010). Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Research* 17:363–376. DOI: 10.1016/j.gr.2009.09.001

Dilek, Y. y Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprint of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4), 387–411. https://doi.org/10.1130/B30446.1

Doré, T. y Lundin, E. (2015). Research focus: hyperextended continental margins-Knowns and unknowns. *Geology*, 43(1), 95-96. http://dx.doi.org/10.1130/focus012015.1

Dragoi-Stavar D., Hall D. (2009). Gravity modelling of the ocean-continent transition along the South Atlantic margins. *Journal of Geophysical Research* 114:B09401. DOI: 10.1029/2008JB006014

Druet, M. (2016), Geodinámica del margen continental de Galicia: estructura profunda y morfotectónica, PhD Thesis, 251 p., Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Druet, M., Muñoz-Martín, A., Granja-Bruña, J.L., Carbó-Gorosabel, A., Acosta, J., Llanes, P. y Ercilla, G. (2018). Crustal structure and continent-ocean boundary along the Galicia continental margin (NW Iberia): insights from combined gravity and seismic interpretation. *Tectonics*, *37*(5), 1576-1604. https://doi.org/10.1029/2017TC004903

Druet, M., Muñoz-Martín, A., Granja-Bruña, J.L., Carbó-Gorosabel, A., Acosta, J., Llanes, P., Catalán, M., Maestro, A., Bohoyo, F., Matín-Dávila, J. (2019). Bouguer anomalies of the NW Iberian continental margin and the adjacent abyssal plains. *Journal of Maps*, 15:2, 635-641. DOI: 10.1080/17445647.2019.1644214.

Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B., Ugidos, J.M. (1998). A comparison of the age and composition of the Selbourne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35: 1110–1115.

Dunning, G.R., Díez Montes, A., Matas, J., Martín Parra, L.M., Almarza, J., Donaire, M. (2002). Geocronología U/Pb del volcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa) *Geogaceta*, 32, p. 127-130.

Eagles, G., Pérez-Diaz, L. y Scarselli, N. (2015). Getting over continent ocean boundaries. Earth-Science Reviews, 1– 56. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.10.009

Eddy, M.P., Jagoutz, O., Ibañez-Mejia, M. (2017). Timing of initial seafloor spreading in the Newfoundland-Iberia rift. *Geology* 45, G38766.1. https://doi.org/10.1130/g38766.1

Eguiluz, L. (1987). Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral, Universidad Pais Vasco: 694 p

Eldholm, O., Skogseid, J., Planke, S. y Gladczenko, T. P. (1995). Volcanic margin concepts, in Rifted Ocean-Continent Boundaries, NATO ASI Ser., edited by E. Banda, M. Torne, and M. Talwani, p. 1 – 16, Kluwer Acad., Norwell, Mass.

Escada, C. (2019). Post-Rift Magmatism on the Central West Iberian Margin (Extremadura Spur): New Evidences from Potential Field Data. Universidade de Lisboa.

Escada, C., Santos, F., Represas, P., Pereira, R., Mata, J., Rosas, F. y Silva, B. (2019). Post-Rift Magmatism on the Central West Iberian Margin: New Evidence from Magnetic and Gravimetric Data Inversion in the Extremadura Spur. EGU General Assembly 2019, Geophysical Research Abstracts.

Expósito, I. (2000): Evolución estructural de la mitad septentrional de la Zona de Ossa Morena, y su relación con el límite Zona de Ossa Morena / Zona Centroibérica. Tesis Doctoral Universidad de Granada: 296 p.

Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Azor, A., Martínez Poyatos, D.J. (2002). La estructura de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena: deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Revista de la Sociedad Geológica de Esp*aña, 15, 3–14.

Fairhead, J. D.: Advances in Gravity and Magnetic Processing and Interpretation, EAGE Publications bv, 2015.

Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquinez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo-Maciá, J. G., Rodríguez Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central. Memórias da Fac. Ciências, Univ. do Porto, 1, 411–431.

Féraud, G., York, D., Mével, C., Cornen, G., Hall, C. M. y Auzende, J.-M. (1986). Additional 40Ar-39Ar dating of the basement and the alkaline volcanism of Gorringe Bank (Atlantic Ocean). Earth and Planetary Science Letters, 79(3–4), 255–269. https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90184 -6

Fernandez, O., Olaiz, A., Cascone, L., Hernandez, P., Pereira, A. de F., Tritlla, J., Ingles, M., Aida, B., Pinto, I., Rocca, R., Sanders, C., Herrá, A. y Tur, N. (2020). Geophysical evidence for breakup volcanism in the Angola and Gabon passive margins. *Marine and Petroleum Geology*, 104330. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104330

Fynlayson, D. M., Collins, C. D. N., Lukaszyk, I. y Chudyk, E. C. (1999). A transect across Australias's southern margin in the Otway basin region: crustal architecture and the nature of rifting from wide-angle seismic profiling. *Tectonophysics*, 288, 177-189.

Franke, D. (2012). Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geol*ogy. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003

Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A., Schreider, A. A. (2003). Gorringe Ridge gravity and magnetic anomalies are compatible with thrusting at crustal scale. *Geophysical Journal International,* 153(1): 586–594. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01922.x

Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: Perfiles ESCI-N. Trabajos de Geología Univ de Oviedo 22:9–231.

García-Senz, J., Pedrera, A., Ayala, C., Ruiz-Constán, A., Robador, A., Rodríguez-Fernández, L. (2020). Inversion of the North-Iberian hyperextended margin: the role of exhumed mantle indentation during continental collision. En: Hammerstein, J.A., Di Cuia, R., Cottam, M.A., Zamora, G., Butler, R.W.H. (Eds.), Fold and Thrust Belts: Structural Style, Evolution and Exploration, vol. 490. *Geological Society, London. Special Publications* SP490-2019-2112.

Geldmacher, J., Hoernle, K., Kluegel, A., Boogaard, P. van den, Wombacher, F., Berning, B. (2006) Origin and geochemical evolution of the Madeira-Tore Rise (eastern North Atlantic*). Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 111:B09206. https://doi.org/10.1029/2005jb003931

Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1395–1408. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006

Geosoft (2013). Geosoft Oasis Montaj Geophysics How-to Guide: Applying Filters with montaj Geophysics.

Geosoft (2015b). Calculating the Analytic Signal and Generalised and Tilt Derivatives in MAGMAP, En: MAGMAP Filtering How-To Guide. p. 4.

Getech (2016). Multi-Satellite Altimeter Gravity Programme (Multi-Sat). Report G1613. 100 p.

Getech (2018). Global G&M database. December 2018.

Gillard, M., Manatschal, G. y Autin, J. (2016). How can asymmetric detachment faults generate symmetric ocean continent transitions? *Terra Nova*, 28(1), 27–34. https://doi.org/10.1111/ter.12183

González, A., Córdoba, D. y Vales, D. (1999). Seismic crustal structure of Galicia continental margin, NW Iberian Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 26, 1061-1064. https://doi.org/10.1029/1999GL900193

Gràcia, E., Dañobeitia, J.J., Vergés, J., Bartolomé, R. (2003). Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics* 22 (4): 1033–1057. https://doi.org/10.1029/2001TC901045

Granado, C., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A.J., Fernandez, O., Druet, M. (2021). 3D crustal-scale structure of the West Iberia margin: a novel approach to integrated structural characterization of passive margins. *Marine Geophysical Research* 42**,** 10. https://doi.org/10.1007/s11001-021-09432-2

Grange, M., Schärer, U., Cornen, G. y Girardeau, J. (2008). First alkaline magmatism during iberia-newfoundland rifting. *Terra Nova*, 20, 494–503. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00847.x

Grange, M., Scharer, U., Merle, R., Girardeau, J. y Cornen, G. (2010). Plume-lithosphere interaction during migration of cretaceous alkaline magmatism in Sw Portugal: evidence from U-Pb Ages and Pb–Sr–Hf isotopes. *Journal of Petrology*, 51, 1143–1170. https://doi.org/10.1093/petro logy/egq018

Groupe Galice (1979). The continental margin of Galicia and Portugal, acoustic stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. En B. F. Ryan & J. C. Sibuet (Eds.), Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, (Vol. 47, pp. 633–662). Washington, DC.

Haase, C., Ebbing, J. y Funck, T. (2016). A 3D regional crustal model of the NE Atlantic based on seismic and gravity data. En: Péron-Pinvidic, G., Hopper, J.R., Stoker, T., Gaina, C., Doornebal, H., Funck, T. y Árting, U. (eds) The NE Atlantic Region: A Reappraisal of Crustal Structure, Tectonostratigraphy and Magmatic Evolution. Geological Society, London, Special Publications, 447. First published online October 12, 2016. https://doi.org/10.1144/SP447.8

Hafid, M., Ait Salem A. y Bally, A.W. (2000). The western termination of the Jbilet -High Atlas system (Offshore Essaouira Basin, Morocco), *Marine Petroleum Geology*,17, 431-443. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00082-8

Haupert, I., Manatschal, G., Decarlis, A. y Unternehr, P. (2016). Upper-plate magma-poor rifted margins: Stratigraphic architecture and structural evolution, *Marine Petroleum Geology*, 69, 241–261. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.10.020

Hellinger, S.J. y Sclater, J.G. (1983). Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins: *Journal of Geophysical Research*, 88, 8251-8269. https://doi.org/10.1029/JB088iB10p08251

Hevia, I. M. (2004). Geología de España: *Una Historia de Seicientos Millones de Años.* Madrid: Editorial Rueda. 277p.

Henning, A.T., Sawyer, D.S. y Templeton, D.C. (2004). Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition on the northern West Iberia margin: evidence from pre-stack depth migration and total tectonic subsidence analyses, *Journal of Geophysical Research*, 109(B5). DOI: 10.1029/2003JB002526

Hopper, J.R., Funck, T., Tucholke, B.E., Larsen, H.C., Holbrook, W.S., Louden, K.E., Shillington, D. y Lau, H. (2004). Continental break-up and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin. *Geology*, 32, 93–96. DOI: 10.1130/G19694.1

Hubbard, R., Pape, J. y Roberts, D.E. (1985). Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. En: Berg, O.R. & Woolverton, D.G. (eds), Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach. *AAPG Memoirs*, 39, 79–91.

Jokat, W. y Schmidt-Aursch, M. C. (2007). Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean, *Geophysical Journal* International, 168, no. 3, 983–998. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03278.x

Jiménez-Munt, I., Fernàndez, M., Vergés, J., Afonso, J.C., Garcia-Castellanos, D., Fullea, J. (2010). Lithospheric structure of the Gorringe Bank: insights into its origin and tectonic evolution. *Tectonics*, 29(5). http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002458

Jones, M. T., Jerram, D. A., Svensen, H. H. y Grove, C. (2016). The effects of large igneous provinces on the global carbon and sulphurcycles, Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 441, 4–21.

Julivert, M. y Marcos, A. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000, Memoria explicativa, tech. report, Instituto Geológico y Minero de España.

Kane, M.F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462. https://doi.org/10.1190/1.1439044

Karner, G. D., Manatschal, G. y Pinheiro, L. M. (2007). Imaging, mapping and modelling continental lithosphere extension and breakup: an introduction. En: Imaging, mapping and modelling continental lithosphere extension and breakup. G. D. Karner, G. Manatschal and L. M. Pinheiro. London, *Geological Society of London*, 282, 1-8. https://doi.org/10.1144/SP282.1

Karner, G. y Watts, A. Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges*, Journal of Geophysical Research*, 88 (1983), 10449-10477. https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10449

Keen, C.E., Hall, B.R. y Sullivan, K.D. (1977). Mesozoic evolution of the Newfoundland Basin*. Earth and Planetary Science Letters,* V. 3 7 ,307-320.

Klitgord, K. D. y Schouten, H. (1986). Plate kinematics of the central Atlantic, En: The Geology of North America (Vol. M): The Western North Atlantic Region, P. R. Vogt y B. E. Tucholke, eds., *Geological Society of America*, Boulder, CO, 351-378.

Kornprobst, J. y Chazot, G. (2016). Peridotites and mafic igneous rocks at the foot of the Galicia margin: An oceanic or continental lithosphere? A discussion. *Boletín Geológico y Minero*, 127(2/3), 317-332.

Krawczyk, C. M., Reston, T. J., Beslier, M. O. y Boillot, G. (1996). Evidence for detachment tectonics on the Iberia abyssal plain rifted margin. En: R. B. Whitmarsh, et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results, Vol. 149, 603-615. College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.149.244.1996

Kullberg JC, Rocha RB, Soares AF, et al. (2013). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg, Geologia de Portugal no contexto da Ibéria, Escolar Editora. 195–347.

Lavier, L., Ball, P.J., Manatshcal, G. Heumann, M.J., Mcdonald, J., Matts, V., Schneider, C. (2019). Heatflow, magmatism, hydrothermal circulation, and rift domain mapping: a new understanding of crustal-scale rift-related processes within the Kwanza Basin, Angola. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* https://doi.org/10.1029/2019GC008580

LCT Gravity and magnetics, version 2006 for Linux: modeling software. Houston: Fugro Robertson Inc, 2006.

Le Pichon X., Barbier F. (1987). Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: The northern Bay of Biscay margin. *Tectonics* 6:133–150. https://doi.org/10.1029/TC006i002p00133

Lesur, V., Hamoudi, M., Choi, Y., Dyment, J. y Thébault, E. (2016). Building the second version of the world digital magnetic anomaly map (WDMAM). *Earth, Planets and Space*, 68, 1-13. https://doi.org/10.1186/s40623-016-0404-6

Letros, S., Strangway, D.W., Tasillo-Hirt, A.M., Geissman, J.W. y Jensen, L.S. (1983). Aeromagnetic interpretation of the Kirkland Lake – Larder Lake portion of the Abitibi greenstone belt, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(4): 548–560. https://doi.org/10.1139/e83-052

Lister, G. S., Etheridge, M. A. y Symonds, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 10, 246-250. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Lister, G. S., Etheridge, M. A. y Symonds, P. A. (1991). Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10, 1038-1064. https://doi.org/10.1029/90TC01007

Lonergan, L., y White, N. (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504–522. DOI:10.1029/96TC03937.

Longman, I. M. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and sun, Journal of Geophysical Research, 64, 2351-2355. https://doi.org/10.1029/JZ064i012p02351

Lotze, F. (1945). Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. forsch., 6, 78-92.

Louden, K. E. y Chian, D. (1999). The deep structure of non-volcanic rifted continental margins. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A, 357, 767–805. https://doi.org/10.1098/rsta.1999.0352

Lundin, E. R. y Doré, A. G. (2011). Hyperextension, serpentinization and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation. *Geology*, 39(4), 347–350. https://doi.org/10.1130/G31499.1

Ludwig, W.J., Nafe, J.E. y Drake, C.L. (1970). Seismic refraction. En: A. E. Maxwell (Ed.), The sea, Vol. 4, 53-84). New York: Wiley-Interscience.

Lymer, G., Cresswell, D. J. F., Reston, T. J., Bull, J. M., Sawyer, D. S., Morgan, J. K., Stevenson, C., Causer, A., Minshull, T. A. y Shillington, D. J. (2019). 3D development of detachment faulting during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, 515, 90–99. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.018

Malod, J. A. y Mauffret, A. (1990). Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184(3-4), 261–278. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90443-C

Malod, J. A., Murillas, J., Kornprobst, J. y Boillot, G. (1993). Oceanic lithosphere at the edge of a Cenozoic active continental margin (northwest slope of the Galicia Bank, Spain). *Tectonophysics*, 221(2), 195–206. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90332-E

Mamet, B., Comas, M. C. y Boillot, G. (1991). Late Paleozoic basin on the West Galicia Atlantic margin. *Geology*, 19, 738–741. DOI: 10.1130/0091-7613(1991)0192.3.CO;2

Manatschal, G. (2004). New models for evolution of magma poor rifted margins based on a review of data and concepts from the West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93(3), 432–466. https://doi.org/10.1007/00531-004-0394-7

Manatschal, G. y Bernoulli, D. (1998). Rifting and early evolution of ancient ocean basins: The record of the Mesozoic Tethys and of the Galicia-Newfoundland margins. *Marine Geophysical Research*, 20, 371-381. DOI: 10.1023/A:1004459106686

Manatschal, G. y Bernoulli, D. (1999). Architecture and tectonic evolution of non-volcanic margins: Present day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, 18, 1099-1119. https://doi.org/10.1029/1999TC900041

Manatschal, G., Lavier, L. y Chenin, P. (2015): The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modelling. *Gondwana Research*, 27, 140-164. DOI: 10.1016/J.GR.2014.08.006

Martínez Catalán, J.R. (1990) A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics* 179:253–272.

Martínez Catalán, J. R. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23, 241–247. https://doi.org/10.1111/j.13653121.2011.01005.x, 2011

Martínez Catalán, J. R., Álvarez Lobato, F., Pinto, V., Gómez Barreiro, J., Ayarza, P., Villalaín, J. J. y Casas, A. (2012). Gravity and magnetic anomalies in the allochthonous Órdenes Complex (Variscan belt, northwest Spain): Assessing its internal structure and thickness, *Tectonics*, 31, 1–18. https://doi.org/10.1029/2011TC003093

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J., Marquínez García, J. (1996). Variscan exhumation of a subducted paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics* 15, 106–121. https://doi.org/10.1029/95TC02617

Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández Suárez, J., et al. (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3), 114–126. https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.004

Martínez Catalán, J. R., Rubio Pascual, F. J., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Dias da Silva, Í., González Clavijo, E., Ayarza, P. y Alcock, J. E. (2014). The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution, *Geological Society of London, Special Publications*, 405, 225–247. https://doi.org/10.1144/SP405.1

Martínez-Loriente, S., Sallarès, V., Gràcia, E., Bartolome, R., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N. Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa-Eurasia plate boundary: New insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 119 (2014), p. 127-149. DOI: 10.1002/2013JB010476

Martins, L.T., Madeira, J., Youbi, N., Munhá, J., Mata, J., Kerrich, R. (2008). Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, Southern Portugal. *Lithos* 101: 102–124. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.010

Martins, S., Mata, J., Munhá, J., Mendes, M.H., Maerschalk, C., Caldeira, R., Mattielli, N. (2010). Chemical and mineralogical evidence of the occurrence of mantle metasomatism by carbonate-rich melts in an oceanic environment (Santiago Island, Cape Verde) *Mineralogy and Petrology*, 99, p. 43-65. https://doi.org/10.1007/s00710-009-0078-x

Mata, J., Alves, C. F., Martins, L., Miranda, R., Madeira, J., Pimentel, N., Martins, S., Azevedo, M. R., Youbi, N., De Min, A., Almeida, I. M., Bensalah, M. K. y Terrinha, P. (2015). 40ar/39ar ages and Petrogenesis of the west Iberian margin onshore magmatism at the Jurassic-cretaceous transition: geodynamic implications and assessment of open-system processes involving saline materials. *Lithos*, 236–237, 156–172. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.001

Matos, J.E.D. (1979). Estudo de microfácies de rochas da vertente continental portuguesa. Serviços Geológicos de Portugal, Lisbon.

Matte, P. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90237-4

Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13:112–128.

https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x

Mauffret, A., Mougenot, D., Miles, P.R., and Malod, J.A. (1989). Results from multichannel reflection profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal)-Comparison with the Canadian Margin. En: Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (eds), Extension Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. *AAPG Memoirs*, 46, 379-393.

Mauffret, A. y Montadert, L. 1987. Rift tectonics on the passive continental margin o Galicia (Spain). *Marine and Petroleum Geol*ogy, 4, 49-70.

McKenzie, D. (1978). Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins, *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7

Medialdea, T., Somoza, L., Bohoyo, F., Vázquez, J. T., Vegas, R., Patriat, M., et al. (2009). Compresión cenozoica en la Cuenca de la Unión y Monte Submarino Armoricano (Llanura Abisal de Vizcaya). 6th Symposium on the Atlantic Iberian Margin, Abstract book (p. 77–80). https://doi.org/10.13140/2.1.4439.0089

Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (2002). Characteristics of volcanic rifted margins. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), Volcanic Rifted Margins, *Geological Society of America, Special Paper*, vol. 362, pp. 1–14.

Merle, O. (2011). A simple continental rift classification. *Tectonophysics* 513, 88–95. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.004

Merle, R., Jourdan, F., Marzoli, A., Renne, P. R., Grange, M. y Girardeau, J. (2009). Evidence of multi-phase cretaceous to quaternary alkaline magmatism on tore-madeira rise and neighbouring seamounts from 40ar/39ar ages. *Journal of the Geological Society*, 166, 879–894. http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492008-060

Merle, R., Schärer, U., Cornen, G., Girardeau, J. (2006). Cretaceous seamounts along the continent-ocean transition of the Iberian Margin: U–Pb ages and Pb–Sr–Hf isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(19): 4950–4976. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.004

Miles, P.R., Verhoef, J., Macnab, R. (1996). Compilation of magnetic anomaly chart West of Iberia. In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D., Klaus, A., Masson, D.G. (eds) Proceedings

of the ocean drilling program scientific results, vol 149. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp 659-663. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.149.242.1996

Miller, H. G. y Singh, V. (1994). Potential field tilt-a new concept for location of potential field sources. Jour of Appl. Geophysics, 32, 213-217

Miranda, R. (2010). Petrogenesis and geochronology of the Late Cretaceous alkaline magmatism in the west Iberian Margin, PhD thesis, University of Lisbon, Lisbon.

Miranda, R., Terrinha, P., Mata, J., Azevêdo, M. D. R., Chadwick, J., Lourenço, N. y Moreira, M. (2010). Caracterização Geoquímica Do Monte Submarino De Fontanelas, Margem Oeste Ibérica. X Congresso de geoquímica dos países de lingua oficial portuguesa, XVI Semana de geoquímica, Porto, Portugal, Universidade do Porto.

Mohn, G., Karner, G.D., Manatschal, G., and Johnson, C.A. (2015). Structural and stratigraphic evolution of the Iberia-Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modelling approach. En: Gibson, G.M., Froure, and Manatschal, G. (eds.), Sedimentary Basins and Crustal processes at Continental Margins: From Modern Hyperextended Margins to Deformed Ancient Analogues. *Geological Society of London, Special Publications*, 413. DOI: 10.1144/SP413.9

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., and Kusznir, N. (2012). Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. *Tectonics*, 31, TC1012. https://doi.org/10.1029/2011TC002961

Mohn, G., G. Manatschal, O. Müntener, M. Beltrando, and E. Masini (2010) Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins, *International Journal of Earth Sciences*, 99, 75–101.

Montadert, L., Roberts, D., Auffret, G. et al. (1977). Rifting and subsidence on passive continental margins in the North East Atlantic. *Nature* 268, 305–309. https://doi.org/10.1038/268305a

Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F., y González-Lodeiro, F. (1999). Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea. *Geology*, 27(8), 735–738. DOI:10.1130/0091-7613(1999)027<0735:ACSBTB>2.3.CO;2.

Mougenot, D. (1989). Geologia da Margem Portuguesa. Documento Técnico no32, Instituto Hidrográfico

Mougenot, D., Monteiro, J.H., Dupeuble, P.A. y Malod, J.A. (1979). La margecontinentale sud-portugaise: évolutionstructurale et sédimentaire. *Ciências da Terra*, 5, 223-246.

Müller, M. R., Robinson, C. J., Minshull, T. A., White, R. S. y Bickle, M. J. (1997). Thin crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwest Indian Ridge? *Earth and Planetary Science Letters*, 148, p. 93-107. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00030-7

Murillas, J., Mougenot, D.G., 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.

Mutter, J. C. (1993). Margins declassified, *Nature*, 364, pp. 393-394.

Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, *31*(2), 362-371. https://doi.org/10.1190/1.1439779

Neres, M., Bouchez, J. L., Terrinha, P., Font, E., Moreira, M., Miranda, R., Launeau, P. y Carvallo, C. (2014). Magnetic fabric in a cretaceous sill (Foz Da Fonte, Portugal): Flow model and implications for regional magmatism. *Geophysical Journal International*, 199, 78–101. https://doi.org/10.1093/gji/ggu250

Neres, M., Terrinha, P., Custódio, S., Silva, S. M., Luis, J. y Miranda, J. M. (2018). Geophysical evidence for a magmatic intrusion in the ocean-continent transition of the Sw Iberia margin. *Tectonophysics*, 744, 118–133. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.06.014

Nettleton, L. L. (1971). Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists. Tulsa*: Society of Exploration Geophysicists*, 121p. (Geophysical Monograph Series, n. 1). https://doi.org/10.1190/1.9781560802433

Nettleton, L. L. (1976). *Gravity and Magnetics in Oil Prospecting*, McGraw-Hill Book Co., New York, 462 p.

Neves, M. C., Terrinha, P., Afilhado, A., Moulin, M., Matias, L., Rosas, F. (2009). Response of a multi-domain continental margin to compression: Study from seismic reflection–refraction and numerical modelling in the Tagus Abyssal Plain. *Tectonophysics,* 468: 113– 130. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.008

Nirrengarten, M.Manatschal, G., Tugend, J., Kusznir, N.J. y Sauter, D. (2017). Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: implications for plate reconstructions. *Terra Nova*, 29, 20-28. DOI: 10.1111/ter.12240

Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kusznir, N. y Sauter, D. (2018). Kinematic evolution of the southern North Atlantic: Implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics*, 37. https://doi.org/ 10.1002/2017TC004495

Olaiz, A., Muñoz-Martin, A., de Vicente, G., Vegas, R., y Cloetingh, S. A. P. L. (2009). European continuous active tectonic strain-stress map. *Tectonophysics*, *474*, 33-40. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.023

Oldenburg, D.W. (1974) "the inversion and interpretation of gravity anomalies," *Geophysics*, (39), p. 526-536.

Olhoeft, G.R.; Johnson, G.R. (1989). Densities of Rocks and Minerals. En: Carmichael, R.S. (Ed.) CRC Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. Boca Raton: CRC Press, p.139–176.

Oliveira J. T. (1990) Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism. En: Dallmeyer R.D., Garcia E.M. (eds) Pre-Mesozoic Geology of Iberia. IGCP-Project 233 (Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens). *Springer*, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-83980-1_23

Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la Plaque Ibérique. Bulletin des Centres de Recherches Exploration- Production Elf-Aquitaine, 20, 131-195.

Osmundsen, P. T. y Redfield, T. (2011). Crustal taper and topography at passive continental margins. *Terra Nova*, 23, 349-361. http://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01014.x

Parga Pondal, I., Parga Peinador, J. R., Vegas, R. y Marcos, A. (1982). Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico escala 1:500.000, tech. report, Pobl. Área de Xeoloxia e Mineria do Seminario de Estudios Galegos.

Parker, R. L. (1972). The Rapid Calculation of Potential Anomalies, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31, 447-445. DOI: 10.1111/J.1365-246X.1973.TB06513.X

Pedrera, A., García-Senz, J., Ayala, C., Ruiz-Constán, A., Rodríguez-Fernández, L.R., Robador, A., González-Menéndez, L. (2017). Reconstruction of the exhumed mantle

across the North-Iberian margin by crustal-scale 3D gravity inversion and geological cross section. *Tectonics* 36, 3155–3177. https://doi.org/10.1002/2017TC004716

Pedrera, A., García-Senz, J., Peropadre, C., Robador, A., López-Mir, B., Díaz-Alvarado, J., Rodríguez- Fernández, L. R. (2021). The Getxo crustal- scale cross- section: Testing tectonic models in the Bay of Biscay-Pyrenean rift system. *Earth- Science Reviews*, 212, 103429. https://doi.org/10.1016/j.earsc irev.2020.103429

Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., García-Senz, J., Azor, A., Marín-Lechado, C., Ayala, C., Díaz de Neira, J.A., Rodríguez-Fernández, L.R. (2020). Evolution of the South-Iberian paleomargin: from hyperextension to continental subduction. *Journal of Structural Geology*. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104122

Pereira, R. y Alves, T. M. (2011). Margin segmentation prior to continental breakup: a seismic–stratigraphic record of multiphased rifting in the North Atlantic. *Tectonophysics*, 505, 17–34. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.03.011

Pereira, R. y Alves, T. M. (2012). Tectono-stratigraphic signature of multiphase drifting on divergent margins (deep-offshore Southwest Iberia, North Atlantic). *Tectonics*, 31, TC4001. https://doi.org/10.1029/2011TC003001

Pereira, R. y Alves, T. M. (2013). Crustal deformation and submarine canyon incision in a meso-cenozoic first-order transfer zone (Sw Iberia, North Atlantic Ocean). *Tectonophysics*, 601, 148–162. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.007

Pereira, R., Alves, T. M. y Mata, J. (2017). Alternating crustal architecture in West Iberia: a review of its significance in the context of NE Atlantic rifting. *Journal of the Geological Society of London, Special Publications*, 174(3), 522-540. https://doi.org/10.1144/jgs2016-050

Pereira, R., Rosas, F., Mata, J., Represas, P., Escada, C., Silva, B. (2021). Interplay of tectonics and magmatism during post-rift inversion on the central West Iberian Margin (Extremadura Spur). *Basin Research*, 33:1497–1519. https://doi.org/10.1111/bre.12524

Pérez-Gussinyé, M. (2013). A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia – Newfoundland conjugate margins. From Mohriak WU, Danforth A, Post PJ, Brown DE, Tari GC, Nemčok M, Sinha ST. Conjug.

Divergent Margins. *Journal of the Geological Society of London, Special Publications*, 369: 403–427

Pérez-Gussinyé, M., Ranero, C. R. y 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. https://doi.org/10.1029/2001JB000901

Pérez-Gussinyé, M. y Reston, T. J. (2001). Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: Onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup. *Journal of Geophysical Research*, 106, 3961-3975. https://doi.org/10.1029/2000JB900325

Péron-Pinvidic, G. y Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1581-1597. DOI: 10.1007/s00531-008-0337-9

Peron-Pinvidic, G. y Manatschal, G. (2010). From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? *Petroleum Geoscience* 16, 189–97. http://dx.doi.org/10.1144/1354-079309-903

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Masini, E., Sutra, E., Flament, J. M., Haupert, I. y Unternehr, P. (2015). Unravelling the along-strike variability of the Angola-Gabon rifted margin: A mapping approach. In T. SabatoCeraldi, R.A. Hodkinson, and G. Backe (Eds.), Petroleum Geoscience of the West Africa Margin, *Geological Society of London, Special Publication*, 438, 49-76. https://doi.org/10.1144/SP438.1

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. y Osmundsen, P.T. (2013). Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 21-47. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002

Pickup, S. L. B., Whitmarsh, R. B., Fowler, C. M. R. y Reston, T. J. (1996). Insight into the nature of the ocean-continent transition west of Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile. *Geology*, 24(12), 1079-1082. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1079:IITNOT>2.3.CO;2

Pinheiro, L. M., Whitmarsh, R. B., Miles, P. R. (1992). The ocean continent boundary off the western continental-margin of Iberia II. Crustal structure in the Tagus Abyssal-Plain. *Geophysical Journal International*, 109(1), 106-124.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00082.x

Pinheiro, L. M., Wilson, R. C. L., Pena dos Reis, R., Whitmarsh, R. B. y Ribeiro, A. (1996). The Western Iberia Margin: A geophysical and geological overwiew. En: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., and Masson, D.G. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 149.

Pinto, V. H., Manatschal, G., Karpoff, A. M., Ulrich, M., Viana, A. R. (2016). Seawater storage and element transfer associated with mantle serpentinization in magma-poor rifted margins: a quantitative approach. *Earth and Planet Science Letters*, 459, 227-237. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.023

Pitman, W. C. y Talwani, M. (1972). Sea-Floor Spreading in the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin* 83: 619-646.
DOI: 10.1130/0016-7606(1972)83[619:SSITNA]2.0.CO;2

Prieto, C.; Grow, T.; Curtis, C. (1993). Gulf of Mexico – Understanding the magnetic response.

Quesada, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, 225-245. DOI: 10.1016/0040-1951(91)90446-Y

Rabinowitz, P. D., Cande, S. C. y Hayes, D. E. (1978). Grand Banks and J-Anomaly Ridge. *Science*, 202, 71-73. DOI: 10.1126/science.202.4363.71

Rabinowitz, P. D., Cande, S. C. y Hayes, D. E. (1979). The J anomaly in the central North Atlantic Ocean. In: Tucholke, B., Vogt, P.R., et al. Initial Reports of the DSDP, 43, 879-885 (U.S. Govt, Printing Office), Washington.
DOI: 10.2973/dsdp.proc.43.145.1979

Ramos A., Fernandez O., Terrinha P., Muñoz J. A. (2017a) Neogene to recent contraction and basin inversion along the Africa-Iberia boundary in SW Iberia, *Tectonics* 36: 257–286. https://doi.org/10.1002/2016tc004262

Ramos, A., Fernández, O., Torne, M., Sanchez de la Muela, A., Muñoz, J. A., Terrinha, P., Manatschal, G., Salas, M. C. (2017b) Crustal structure of the SW Iberian passive margin: the westernmost remnant of the Ligurian Tethys? *Tectonophysics* 705:42–62. https://doi.org/10.1016/j.tecto .2017.03.012

Ramos, A., Fernandez, O., Muñoz, J. A. y Terrinha, P. (2017c). Impact of basin structure and evaporite distribution on salt tectonics in the Algarve Basin, Southwest Iberian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 21-47. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2017.09.028

Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P., Muñoz, J.A., Arnaiz, Á. (2020). *International Journal of Earth Sciences*. 109, 1871–1895. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01878-w

Ranero, C. R. y Pérez-Gussinyé, M. (2010). Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins. *Nature*, 468(7321), 294-299. https://doi.org/10.1038/nature09520.

Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C. y Vejbaek, O. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian basin in Portugal and the shelf slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300, 199-225.

Ravat, D. (2007). Reduction to pole, Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, D. Gubbins and E. Herrero-Bervera (eds.), *Springer*, 856-857. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6

Reguzzoni, M. y Sampietro, D. (2015). GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35, 31-43. https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002

Reid, I. (1994). Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland. Journal of Geophysical Research, 99, 15,161-15,180. https://doi.org/10.1029/94JB00935

Reston, T. J. (2007). The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere: The example of the West Iberian margin. 282, 77-110. https://doi.org/10.1144/SP282.5

Reston, T.J. (2009). The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. *Tectonophysics*, 468, 6-27. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.09.002

Reston, T. J., Leythaeuser, T., Booth-Rea, G., Sawyer, D., Klaeschen, D. y Long, C. (2007). Movement along a low-angle normal fault: The S reflector west of Spain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, Q06002.

https://doi.org/10.1029/2006GC001437.

Reston, T. y McDermott, K. (2014). An assessment of the cause of the 'extension discrepancy' with reference to the west Galicia margin. *Basin Research*, 26(1), 135-153. https://doi.org/10.1111/bre.12042.

Reston, T. J. y Morgan, J. P. (2004). Continental geotherm and the evolution of rifted margins. *Geology*, 32, 133-136. DOI: 10.1130/G19999.1

Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, P., Rocha, R. B., Ferreira Soares, A., Zbyszewsky, G., Almeida, F. M., Carvalho, D., Monteiro, J. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p

Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Manuppella, G. y Phipps, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184(3-4), 357-366. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90448-H

Robardet, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sub-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *CR Acad Sci Paris* 283:999–1002

Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O.y Ellouz, N. (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, 30, TC2001. https://doi.org/10.1029/2010TC002735

Roest, W. R., Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology* 19:613–616. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPBB>2.3.CO;2

Roque, C. (2007). Tectonostratigrafia do Cenozóico das margens continentais Sul e Sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismostratigráfica. PhD Thesis. University of Lisbon, 316 p.

Roque, C. (2009). Caracterização de Estruturas Tectónicas Ativas da Região Sul de Portugal com Recurso a Ferramentas SIG. O caso da falha de São Marcos-Quarteira. Universidade Nova de Lisboa.

Rosa, D. R. N., Finch, A. A., Andersen, T., Inverno, C. M. C. (2008). U-Pb geochronology of felsic volcanic rocks hosted in the Gafo Formation, South Portuguese Zone: the

relationship with Iberian Pyrite Belt magmatism. *Mineralogical Mag*azine, 72, 1103–1118. DOI: 10.1180/minmag.2008.072.5.1103

Rosenbaum, G., Lister, G.S. (2004). Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediterranean region. *Geological Society of America Special Papers* 383, 41-56.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117-129.

Rosenbaum, G., Weinberg, R. F. y Regenauer-Lieb, K. (2008). The geodynamics of lithospheric extension. *Tectonophysics*, 458, 1-8. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.07.016

Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Arzate, J. A., Pous, J., Anahnah, F., Heise, W., Santos, F. A. M, y Marin-Lechado, C. (2010), Deep deformation pattern from electrical anisotropy in an arched orogen (Betic Cordillera, western Mediterranean). *Geology*, 38(8), 731–734. DOI:10.1130/G31144.1

Ruiz-Constán, A., Pedrera, A., Galindo-Zaldívar, J., Pous, J., Arzate, J., Roldán-García, F. J., Marin-Lechado, C., y Anahnah, F. (2012). Constraints on the frontal crustal structure of a continental collision from an integrated geophysical research: The central-western Betic Cordillera (SW Spain). *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 13, Q08012. DOI:10.1029/2012GC004153

Russell S. M., Whitmarsh R. B. (2003) Magmatism at the west Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analyses of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International,* 154:706–730. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01999.x

Sallarès, V., Gailler, A., Gutscher, M. A, Graindorge, D., Bartolomé, R., Gràcia, E., Díaz, J., Dañobeiria, J.J., Zitellini, N. (2011) Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin). *Earth and Planetary Science Letters*, 311:112–123. https ://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.003

Sallarès, V., Martinez-Loriente, S., Prada, M., Gracia, E., Ranero, C. R., Gutscher, M. A., Bartolome, R., Gailler, A., Dañobeitia, J. J. y Zitellini, N. (2013). Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Gorringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia), *Earth and Planetary Science Letters,* 365, 120-131, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.021

Sampietro, D., Reguzzoni, M. y Negretti, N. (2013). The GEMMA crustal model: First validation and data distribution. ESA SP-722.

Sánchez de la Muela, A. (2014). Estudio gravimétrico de la cuenca de Peniche (Portugal) integrando datos geofísicos, vol. 48 p, Tesis de fin de Máster, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

Sanz de Galdeano, C., y Vera, J. A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4, 21–36. DOI:10.1111/j.1365-2117.1992.tb00040.x

Sawyer, D. S., Whitmarsh, R. B., Klaus, A., et al. (1994). Proc. ODP, Initial Reptorts, 149: College Station, TX (Ocean Drilling Program). DOI: 10.2973/odp.proc.ir.149.1994

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 Planetary Science Letters*, 181 (4), 555-572. DOI: 10.1016/s0012-821x(00)00220-x

Schermerhorn, L. J. G., Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. T., y Verschure, R. H. (1978). Age and origin of the Messejana dolerite fault–dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geology*, 86, 299-309.

Serrano, I., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Morales, J., Zhao, D. (2002). Geophysical signatures of a basic body rock placed in the upper crust of the External Zones of the Betic Cordillera (Southern Spain). *Geophysical Research Letters* 29, 1-4.

Shahverdi, M., Namaki, L., Montahaei, M. (2017). Interpretation of magnetic data based on Tilt derivatie methods and enhancement of total horizontal gradient, a case study: Zanjan Depression. *Journal of the Earth and Space Phys*ics, 43, No. 1, 8. DOI: 10.22059/JESPHYS.2017.58910

Shillington, D. J., Holbrook, W. S., Tucholke, B. E., Hoper, J. R., Louden, K. E., Larsen, H. C. y Nunes, T. (2006). Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient oceanic accretion from seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research*, B09402 (23 p). DOI: 10.1029/2005JB003981

Sibuet, J. C. (1992). New constrains on the formation of the non-volcanic continental Galicia–Flemish Cap conjugate margins. *Journal of the Geological Society of Lond*on, 149, 829–840. DOI: 10.1144/gsjgs.149.5.0829

Sibuet, J. C. y Collete, B. J. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. Geology, 19(5), 522–525. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019%3C0522:TJOBOB%3E2.3.CO;2

Sibuet, J. C., Louvel, V., Whitmarsh, R. B., White, R. S., Horsefield, S. J., Sichler, B., León, P., Recq, M. (1995). Constraints on rifting processes from refraction and deep-tow magnetic data: The example of the Galicia continental margin (West Iberia). En: E. Banda, et al. (Eds.), Rifted ocean-continent boundaries. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers. 197-217. https://doi.org/10.1007/978-94-011-0043-4_11

Sibuet, J. C., Mazé, J. P., Amortilla, P. y Le Pichon, X. (1987). Physiography and structure of the western Iberian continental margin off Galicia, from sea beam and seismic data. En: G. Boillot, E. L. Winterer, A. W. Meyer, et al. (Eds.), Initial reports of the Ocean Drilling Program, part A, (Vol. 103, p. 77–97). College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.103.105.1987

Sibuet, J. C., Srivastava, S. P. y Manatschal, G. (2007). Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associates magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 112, B06105, https://doi.org/10.1029/2005JB003856

Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., y Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, *109*(B8). https://doi.org/10.1029/2003JB002514

Silva, P. F., Henry, B., Marques, F. O., Font, E., Mateus, A., Vegas, R., Miranda, J. M., Palomino, R. y Palencia-Ortas, A. (2008). Magma flow, exsolution processes and rock metasomatism in the Great Messejana–Plasencia dyke (Iberian Peninsula). *Geophysics Journal International,* 175 (2), 806-824. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03920.x

Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G. R., Pascual, E., Sáez, R.,

Expósito, I. (2003). Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics* 22. https://doi.org/10.1029/2002tc001479

Simancas, J. F., Ayarza, P., Azor, A., Carbonell, R., Martínez Poyatos, D., Pérez-Estaún, A., and González Lodeiro, F. (2013). A seismic geotraverse across the Iberian Variscides: Orogenic shortening, collisional magmatism, and orocline development, *Tectonics*, 32, 417–432, https://doi.org/10.1002/tect.20035

Sleep, N. H. (1971). Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break-up. *Geophys. J. R*. Astron. Soc., 24, 325-350.

Smith, W. H. F. y Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature in tension. *Geophysics*, 55, 293-305. https://doi.org/10.1190/1.1442837

Srivastava, S. P., Schouten, H., Roest, W. R., Kiltgord, K.D., Kovacs, L. C., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990a). Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344, 756-759.

Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Levesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990b). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin. *Tectonophysics*, 184(3-4), 229–260. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90442-B

Srivastava, S. P., Sibuet, J. C., Cande, S., Roest, W. R. y 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(1), 61–76. https://doi.org/10.1016/s0012-821x(00)00231-4

Stanton, N., Manatschal, G., Autin, J., Sauter, D., Maia, M. y Viana, A. (2016). Geophysicalfingerprints of hyper-extended, exhumed and embryonic oceanic domains: theexample for the Iberia-Newfoundland rifted margins. *Marine Geophysical Researches*, DOI: 10.1007/s11001-016-9277-0

Stapel, G., Cloetingh, S. y Pronk, B. (1996). Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin (western Iberian margin). *Tectonophysics*, 266, 493–507. DOI: 10.1016/S0040-1951(96)00203-X

Staub, R. (1926). Gedanken zum Strukturbild Spaniens. XIV Congrès Géologique International 3:949–996

Staub, R. (1928). Gedanken zum Strukturbild Spaniens. Extrait des Comptes-Rendus, XIV Congrès Géologique International, 1926. Gráficas Reunidas, Madrid, pp 1–50

Steckler, M. S. y Watts, A. B. (1978). Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 1-13, https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90036-5

Stich, D., Mancilla, F. y Morales, J. (2005). Crust mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW Iberia). *Geophysical Research Lett*ers, 32, L13306, DOI: 10.1029/2005GL023098

Sullivan, K. D. (1983). The Newfoundland basin: Ocean-continent boundary and Mesozoic seafloor spreading history, *Earth and Planetary Science Lett*ers, 62, 321–339. https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90003-1

Sutra, E. y Manatschal, G. (2012). How does the continental crust this in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. *Geology*, 40(2), 139-142, DOI: 10.1130/G32786.1.

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G. y Unternehr, P. (2013). Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 14, DOI: 10.1002/ggge.20135.

Svartman Dias, A. E., Hayman, N. W., Lavier, L. L. (2016). Thinning factor distributions viewed through numerical models of continental extension. *Tectonics*, 35, pp. 3050-3069, DOI: 10.1002/2016TC004266

Swain C. J. (1976). A FORTRAN IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature, *Computers & Geosciences*, 1, 231–240. DOI: 10.1016/0098-3004(76)90071-6

Talwani, M. y Heirtzler, J. R. (1964). Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape. En: G.A. Parks (Ed.), Computers in the mineral industries, part 1. Stanford University publications, *Geological Sciences*, 9, 464-480.

Talwani, M., Worzel, J. L. y Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64, 49-59, https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049

Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (1989). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins: Introduction. En: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. A. J. Tankard and H. R. Balkwill, AAPG. 46, 1-6. https://doi.org/10.1306/M46497

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*, Second. ed. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932

Terrinha, P., Pinheiro, L. M., Henriet, J. P., Matias, L., Ivanov, M. K., Monteiro, J. H., Akhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P., Rovere, M., the TTR10 Shipboard Scientific Party. (2003). Tsunamigenic seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology.* 3266 1–19. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00682-5

Terrinha, P., Kullberg, J. C., Neres, M., Alves, T., Ramos, A., Ribeiro, C., Mata, J., Pinheiro, L., Afilhado, A., Matias, L., Luís, J., Muñoz, J. A. (2019). Rifting of the Southwest and West Iberia Continental Margins, en: Quesada, C., Oliveira, J.T. (Eds.), The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. *Springer International Publishing*, pp. 251–283. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0

Tucholke, B. E. y Ludwig, W. J. (1982). Structure and origin of the J anomaly Ridge, western North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 87(B11), 9389-9407. https://doi.org/10.1029/JB087iB11p09389

Tucholke, B. E., Sawyer, D. S. y Sibuet, J. C. (2007). Breakup of the Newfoundland-Iberia rift. In G. D. Karner, G. Manatschal y L. M. Pinheiro (Eds.), Imaging, mapping and modelling continental lithosphere extension and breakup. *Geological Society of London, Special Publications*, 282, 9–49.

Tucholke, B. E. y Sibuet, J. C. (2007). Leg 210 synthesis: Tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift. In: Tucholke BE, Sibuet JC, Klaus A (eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, ScientificResults 210: College Station, Texas Ocean Drilling Program, p 1–56. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.210.101.2007

Tucholke, B. E. y Sibuet, J. C. (2012). Problematic plate reconstruction. *Nature Geoscience*, 5(10), 676-677. https://doi.org/10.1038/ngeo1596

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N. J. y Masini, E. (2015). Characterizing and identifying structural domains at rifted continental margins: Application to the Bay of Biscay margins and its Western Pyrenean fossil remnants. *Geological Society of London, Special Publications*, 413(1), 171. https://doi.org/10.1144/SP413.3

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N. J., Masini, E., Mohn G. y Thinon, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33. DOI: 10.1002/2014TC003529

Uchupi, E., y Emery, K. O. (1991). Pangean divergent margins: Historical perspective. *Marine Geology*, 102, 1-28.

Valadares, V. (2012) The morphotectonics offshore Southwest Iberia and the origin and the evolution of the South Portuguese submarine canyons, PhD thesis, University of Lisbon, 255 p.

Valenzuela, A., Donaire, T., Pin, C., Toscano, M., Hamilton, M., Pascual, E. (2011). Geochemistry and U-Pb Dating of felsic volcanic rocks in the Río Tinto-Nerva unit, Iberian Pyrite Belt, Spain: crustal thinning, progressive crustal melting and massive sulphide genesis. *Journal of the Geological Society*, 168:717-731. DOI: 10.1144/0016-76492010-081

Vázquez, J. T., Alonso, B., Fernandez-Puga, M.C., Gomez-Ballesteros, M., Iglesias, J., Palomino, D., Roque, C., Ercilla, G. y Diaz-Del-Rio, V. (2015). Seamounts along the Iberian continental margins. *Boletin Geologico y Minero*, 126, 483-514.

Vázquez, J. T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández Puga, M. C., et al. (2008). Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249(1-2), 128–149. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.09.014

Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N. (2007). 40Ar/39Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Marocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244:308–325. https://doi.org/10. 1016/j.palaeo.2006.06.033

Verduzco, B., Fairhead, J., Green, C., MacKenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural maping. The *Leading Edge* 23, 116–119. https://doi.org/10.1190/1.1651454

Vergés, J. (1999). Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. Servei Geològic. Monografia Tècnica, 7, 192 p.

Vissers, R. L. M., Meijer, P. T. h. (2012) Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews* 110: 93–110. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.001

Walcott, R. (1972). Gravity, flexure, and the growth of sedimentary basins at a continental edge. G*eological Society of America Bull*etin, 83, 1845-1848.

Watts, A. B. y Ryan, W. B. F. (1976). Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics,* 36, 25-44. DOI: 10.1016/0040-1951(76)90004-4

Welford, J. K., Smith, J. A., Hall, J., Deemer, S., Srivastava, S. P. y Sibuet, J. C. (2010). Structure and rifting evolution of the northern Newfoundland Basin from Erable multichannel seismic reflection profiles across the southeastern margin of Flemish Cap. *Geophysical Journal International*, *180*(3), 976-998. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04477.x

Wernicke, B. (1981.) Low angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogeny. *Nature* 291: 645–698. https://doi.org/10.1038/291645a0

Wessel, P. y Luis, J. F. (2017). The GMT/MATLAB Toolbox. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *18*(2), 811-823. https://doi.org/10.1002/2016GC006723

White, R. S., Spence, G. D., Fowler, S. R., McKenzie, D. P., Westbrook, G. K., y Bowen, A. N. (1987). Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, 330, 439-444.

Whitmarsh, R. B., Beslier, M. O. y Wallace, J. P. (1998). Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports, (Vol. 173). College Station, TX: Ocean Drilling Program. DOI: 10.2973/odp.proc.ir.173.1998

Whitmarsh, R. B., Miles, P. R. (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,* 100:3789–3806. https://doi.org/10.1029/94JB02877

Whitmarsh, R. B., Miles, P. R. y Pinheiro, M. (1990) The seismic velocity structure of some NE Atlantic continental rise sediments; a lithification index? *Geophysical Journal International*, 101, 367-378. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06575.x

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,* 12–5:1230–1239. https://doi.org/10.1029/93TC00059

Whitmarsh, R. B. y Sawyer, D. S. (1996). The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental rifting to seafloor-spreading processes. En: R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer and A. Klaus (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 149, 713-733. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.149.249.1996

Whitmarsh, R. B., Wallace, P. J. (2001). The rift-to-drift development of the West Iberia nonvolcanic continental margin: A summary and review of the contribution of ocean drilling program leg 173. En: Beslier, MO, Whitmarsh RB, Wallace PJ, Girardeau J (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station, TX, 173, pp 1–36.

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, *Journal of Geophysical Research*, 101, 28,291– 28, 314. https://doi.org/10.1029/96JB02579

Whittaker, J., Goncharov, A., Williams, S., Müller, R. D. y Leitchenkov, G. (2013). Global sediment thickness dataset updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8), 3297-3305, https://doi.org/10.1002/ggge.20181

Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G., y Gradstein, P. M. (1989). The Lusitanian Basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic stratigraphic and subsidence history. En: A.J. Tankard and H.R. Balkwill (Eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins, *AAPG Memoirs*, 46, 341-361.

Wilson, R. C. L., Manatschal, G. y Wise, S. (2001). Rifting Along Non-Volcanic Passive Margins: Stratigraphic and Seismic Evidence from the Mesozoic Successions of the Alps and Western Iberia. En: R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, & N.

Froitzheim (Eds.), Non-volcanic rifting of the continental margins: a comparison of evidence from Land and Sea. *Geological Society of London*. 197, 429-452. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.21

Won, I.J. y Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics,* 52, 232-238. https://doi.org/10.1190/1.1442298

Zelt, C. A., Sain, K., Naumenko, J. V. y Sawyer, D. S. (2003). Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography, *Geophysical Journal International,* 153(3), 609-626. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01919.x

Zitellini, N., Chierici, F., Sartori, R., Torelli, L. (1999). The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Annali di Geofisica* 42 (1): 49–55.

Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M. A., De Alteriis, G., Henriet, J. P., Dañobeitia, J. J., Masson, D. G. y Mulder T. (2009). The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1–4), 13-50. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.12.005