



UNIVERSIDAD DE JAÉN
Centro de Estudios de Postgrado

**MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA Y
MAGNÉTICA DE LA ESTRUCTURA
PROFUNDA DEL MARGEN
SUROCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA
IBÉRICA**

Trabajo Fin de Máster

Alumno/a: Bello Matos, Akira Annalice

Tutor/a: Prof. D^a Lourdes González Castillo

Dpto: Geodinámica (Universidad de Granada)

Tutor/a: Prof. D^a M^a Selmira Garrido Carretero

Dpto: Ing. Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría
(Universidad de Jaén).

Marzo, 2022

Agradecimientos

Solo Dios sabe lo difícil que fue llegar hasta aquí, pero gracias a Él y a muchas personas que me apoyaron lo logré. Quiero agradecer a mi mamá porque a pesar lo difícil que fue el año pasado siempre me ayudó a no rendirme.

A mis tutoras María Selmira, que me guió por el camino correcto, y a Lourdes González que me ayudó muchísimo con la realización de este trabajo y al profesor Jesús Galindo que siempre encontró un tiempito para ayudarme.

Dedicatoria

Escribiendo esto solo puedo pensar en mi abuela Ceci, que me protege desde el cielo y Nina, desde que te fuiste todo es un poco más difícil, todos los días pienso en ustedes.

MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA DE LA ESTRUCTURA PROFUNDA DEL MARGEN SUROCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.

Los métodos geofísicos son esenciales para determinar la estructura profunda en zonas con escasos afloramientos y/o estructura compleja. El extremo suroccidental de la Península Ibérica se localiza geológicamente en el margen meridional del Macizo Ibérico y Cuenca del Algarve. Esta zona está caracterizada por la existencia de anomalías gravimétricas y magnéticas poco estudiadas hasta el momento. Este trabajo presenta la modelización gravimétrica y magnética de la estructura profunda del margen suroccidental de la Península Ibérica, mediante el tratamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos. El modelo cortical propuesto es el resultado de la integración de datos geológicos y geofísicos (gravimétricos, magnéticos y sísmicos) previos y datos gravimétricos y magnéticos de nueva adquisición. Estos datos han permitido estimar la distribución, geometría, susceptibilidad magnética y densidad de las estructuras del subsuelo. Los resultados obtenidos permiten concluir que las anomalías gravimétricas positivas observadas en esta región son debidas a la existencia de un cuerpo intrusivo máfico a ultramáfico subhorizontal emplazado entre 10 a 15 km de profundidad, de edad Carbonífero temprano. Sobre este cuerpo se localizan cuerpos someros de baja densidad a profundidades estimadas de 0.8 a 1km correspondientes a la Cuenca del Algarve y cuencas Neógenas. Se ha identificado también un cuerpo magnético a 2 km aproximadamente, situado a techo del macizo ibérico, posiblemente debido a mineralizaciones metálicas o fragmentos de rocas ígneas del Complejo de los Flysh del Baixo Alentejo y Dominio SW del Macizo Ibérico.

GRAVIMETRIC AND MAGNETIC MODELING OF THE DEEP STRUCTURE OF THE IBERIAN PENINSULA SOUTHWESTERNMOST BOUNDARY.

Geophysical methods are essential to determine deep structure in areas of scarce outcrops and/or complex structure. Geologically, the southwestern boundary of the Iberian Peninsula is located at the southern margin of the Iberian Massif and the Algarve Basin. This area is characterised by the presence of gravitational and magnetic anomalies that have not yet been well defined. In this work, gravimetric and magnetic modelling of the deep structure of the southwestern margin of the Iberian Peninsula is presented through the processing and interpretation of gravimetric and magnetic data. The proposed cortical model results from the integration of previous geological and geophysical data (gravimetric, magnetic and seismic) and newly acquired gravimetric and magnetic data. These data allow for the estimation of the distribution, geometry, magnetic susceptibility, and density of the subsurface structures. The results obtained suggest that the positive gravity anomalies observed in this region are due to the existence of a mafic to ultramafic sub-horizontal intrusive body located at a depth of 10 to 15 km of Early Carboniferous age. Above this, are shallow bodies with low density at an estimated depth of 0.8 to 1 km. A magnetic body has also been identified at a depth of about 2 km, located at the top of the Iberian Massif, possibly due to metallic mineralisation or igneous rock fragments from the Baixo Alentejo Flysch Group and the SW Domain of the Iberian Massif.

Índice

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Marco Geográfico.	1
1.2	Contexto geológico.	2
1.2.1	Zona Sudportuguesa.	3
1.2.2	La Cuenca del Algarve	5
1.3	Datos geofísicos previos.	5
2	OBJETIVOS	13
3	METODOLOGÍA	14
3.1	Fundamento teórico	14
3.1.1	Densidad de las rocas	15
3.1.2	Correcciones de gravedad	16
3.1.3	Anomalías Gravimétricas	21
3.1.4	Método Magnético	22
3.1.5	Análisis espectral de Fourier.	23
3.2	Descripción de datos empleados.	24
3.2.1	Datos gravimétricos.	24
3.2.2	Datos magnéticos.	24
3.3	Procesado de datos	25
3.3.1	Obtención anomalía de Bouguer	25
3.3.2	Obtención anomalía magnética.	27
3.3.3	Obtención datos de Topoiberia, con densidad 2,67 g/cm ³ .	28

3.3.4	Modelización 2D de anomalías Gravimétricas y Magnéticas	31
4	<i>RESULTADOS</i>	32
4.1	Interpretación cualitativa y cuantitativa de las anomalías gravimétricas y magnéticas.	32
4.1.1	Mapas de la zona con los datos de Topoiberia.	32
4.1.2	Espectro de potencia de los datos de Topoiberia.	34
4.1.3	Perfiles gravimétrico y magnético de los datos terrestres.	35
4.2	Modelos gravimétricos y magnético.	36
5	<i>DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</i>	41
6	<i>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.</i>	43
7	<i>ANEXOS</i>	46
7.1	Creación del modelo gravimétrico y magnético en <i>Gragmagv1.7c</i>	46
7.2	Descarga del Modelo digital de elevación (DEM).	49

Índice de Figuras

Figura 1. Ubicación de la zona de estudio.....	1
Figura 2. Mapa geológico general del Macizo Ibérico. Tomado y modificado de (Martínez et al., 2008).....	2
Figura 3. Mapa geológico de la parte suroccidental del Macizo Ibérico, distinguiendo los dominios de ZSP y la Cuenca Algarve (González. , 2015).	3
Figura 4. Mapa de anomalía de Bouguer de la Península Ibérica y Baleares. Tomado y modificado de (IGN, 1996).....	6
Figura 5. Mapa de anomalía de Bouguer de la Zona Sudportuguesa con detalle en la zona de estudio. Tomado y modificado (IGN, 1996).	6
Figura 6. Mapa de anomalía de Bouguer del sur de la Zona Sudportuguesa, generado a partir del modelo EGM08 (BGI, 2022).	7
Figura 7. a) Ubicación de los perfiles sísmicos utilizados para restringir la estructura de la corteza. La línea de puntos en la sección litosférica indica la sección transversal de la corteza. b) Geometría de las capas de la corteza en función de los datos sísmicos. Las velocidades de Onda P se muestran en km/s (Fernández et al., 2004).	8
Figura 8. Mapa de ubicación de los perfiles sísmicos profundos realizados en el suroeste de la Península Ibérica. 1: Ayamonte-Trafalgar; 2: Chipiona-Arcos de la Frontera; 3: Trigueros-Santa Olalla; 4: ILIHA D1; 5: ILIHA D2; 6: Sines-Azinhal; 7: Fuzeta-Cabo da Roca; 8: Sagres-Elvas. Las estrellas indican los puntos de disparo de los perfiles sísmicos (Gonzalez et al., 1998).	9
Figura 9. a) Topografía a lo largo del perfil se muestran las estaciones y los CDP, b) Imagen apilada del perfil y c) Imagen apilada y migración del tiempo d) interpretación estructural. Se indican las principales unidades tectónicas a lo largo del perfil sísmico: SPZ, Zona Sur de Portugal; OMZ, Zona de Ossa Morena; CIZ, Zona Ibérica Central; Sutura, complejo de acreción entre SPZ y OMZ; CU, cuña de acreción entre OMZ y CIZ, denominada Unidad Central. El cuerpo gris indica la ubicación y geometría del Cuerpo Reflectivo Ibérico (Simancas et al., 2003).	10
Figura 10 Estructura sísmica de SPZ. b) Interpretación geológica de la estructura sísmica cortical de la SPZ. Se indican una serie de eventos de reflexión. La Sutura entre la SPZ y la Ossa-Morena (OMZ) está formado por un complejo de acreción que incluye la Unidad Pulo do Lobo (PL) y la Anfíbolitas oceánicas de Beja-Acebuches (BAA) (Simancas, et al 2003).	11
Figura 11. Mapa de anomalía de magnética de la Península Ibérica. Tomado y modificado de (IGN, 2001).....	12
Figura 11. Mapa de anomalía de Bouguer de la zona Sudportuguesa con detalle en la zona de estudio. Tomado y modificado (IGN, 2001).	12
Figura 13. Comparación entre el esferoide de referencia y el geoide. (a) Deformación del geoide por una masa local. (b) Deformación a gran escala. Tomado y modificado de (Telford et al., 1990).	14
Figura 14. Corrección de Aire Libre.....	17

Figura 15. Representación de Correcciones de Anomalía de Bouguer. a) La Corrección de Aire Libre para una observación a una altura h encima del dato. b) La corrección Bouguer. La región sombreada equivale a una losa de roca del grosor h extendiéndose al infinito en ambas direcciones horizontales. c) La corrección del terreno. (Lowrie, 2007)	18
Figura 16. Atracción gravitacional de un prisma rectangular recto. Tomado de (Geosoft, 2006a).	19
Figura 17. Atracción gravitacional de un prisma cuadrado truncado. Tomado de (Geosoft, 2006a).....	19
Figura 18. Atracción gravitacional de segmento anular seccionado. Tomado de (Geosoft, 2006a).	20
Figura 19. Tomado y modificado de (Kearey, 2002).....	23
Figura 20. (a) Gravímetro Scintrex Autograv CG-05 sobre trípode; (b) Altímetro barométrico y GPS Garmin e-trex; (c) Realización de una medida gravimétrica sobre trípode.	24
Figura 21. Equipos de medida (a) magnetómetro GSM 8 de precesión de protones; (b) susceptómetro Exploranium kappameter KT-9; (c) Realización de medida de la intensidad del campo magnético total.	25
Figura 22. Espectro de potencia de la anomalía gravimétrica.	29
Figura 23. Filtro Gausseano dentro del programa Oasis Montaj v8.4.	30
Figura 24. Mapa anomalía de Bouguer, datos IGME.	32
Figura 25. Mapa anomalía de Bouguer regional, datos IGME.....	33
Figura 26. Mapa anomalía de Bouguer residual, datos IGME.	34
Figura 27. Perfil de anomalía de Bouguer de los datos adquiridos en campo.....	35
Figura 24. Perfil de anomalía magnética de los datos adquiridos en campo.....	36
Figura 29. Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado y modificado del Mapa de Geología de España y Portugal.....	37
Figura 30. Modelo gravimétrico hasta la profundidad de 24km. La línea roja representa la gravedad observada, la línea negra corresponde a la calculada.....	38
Figura 30. Modelo gravimétrico hasta la profundidad de 4km. La línea roja representa la gravedad observada, la línea negra corresponde a la calculada.....	38
Figura 32. Modelo magnético hasta la profundidad de 22 km. La línea roja representa la anomalía observada, la línea negra corresponde a la calculada.....	39
Figura 33. Corte geológico generado de la integración de los modelos gravimétrico y magnético y de la información previa en la zona.....	40
Figura 34. Seleccionar el tipo de datos a ingresar para el modelado.	46
Figura 35. Unidades para el modelado.....	46
Figura 36. Localizar la altura de las observaciones gravimétricas.....	46
Figura 37. Selección de ubicación de topografía.....	47
Figura 38. Ingresar como están localizados los datos en el archivo.dat.....	47
Figura 39. Colocar que columna corresponde a los datos gravimétricos y distancia.	48
Figura 40. Interfase del programa GlobalMapper v19.0.	49
Figura 41. Datos de topografía del SRTM Worldwire.	50

Figura 42.Opción para ingresar la ventana de localización a descargar. 51

Índice de Tablas

Tabla 1. Densidades de rocas comunes.Tomado y modificado de (Telford et al., 1990)	
.....	15
Tabla 2. Profundidades estimadas a partir del espectro de potencia.	34
Tabla 3. Densidades para el modelo gravimétrico en Gragmagv1.7c.	37

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Marco Geográfico.

El área de estudio se encuentra ubicada en la Península Ibérica al sur del Macizo Ibérico. Se analizan dos perfiles ubicados entre Portugal y España, definidos en este trabajo como Cabo 1 y Cabo 2 con dirección N-S en las coordenadas $37^{\circ} 0' 15.474''$ a $37^{\circ} 15' 37.046''$ de latitud y $8^{\circ} 48' 41.738''$ a $8^{\circ} 59' 29.731''$ de longitudes. Las cotas son de 145 a 15 m (s.n.m), las cuales van descendiendo de N a S y pertenecen a las hojas topográficas 609 y 601 escala 1:25.000 del I.G.N. Los datos se adquirieron en tramos de la carretera N-268, la cual tiene conexiones con la N120 y N125.

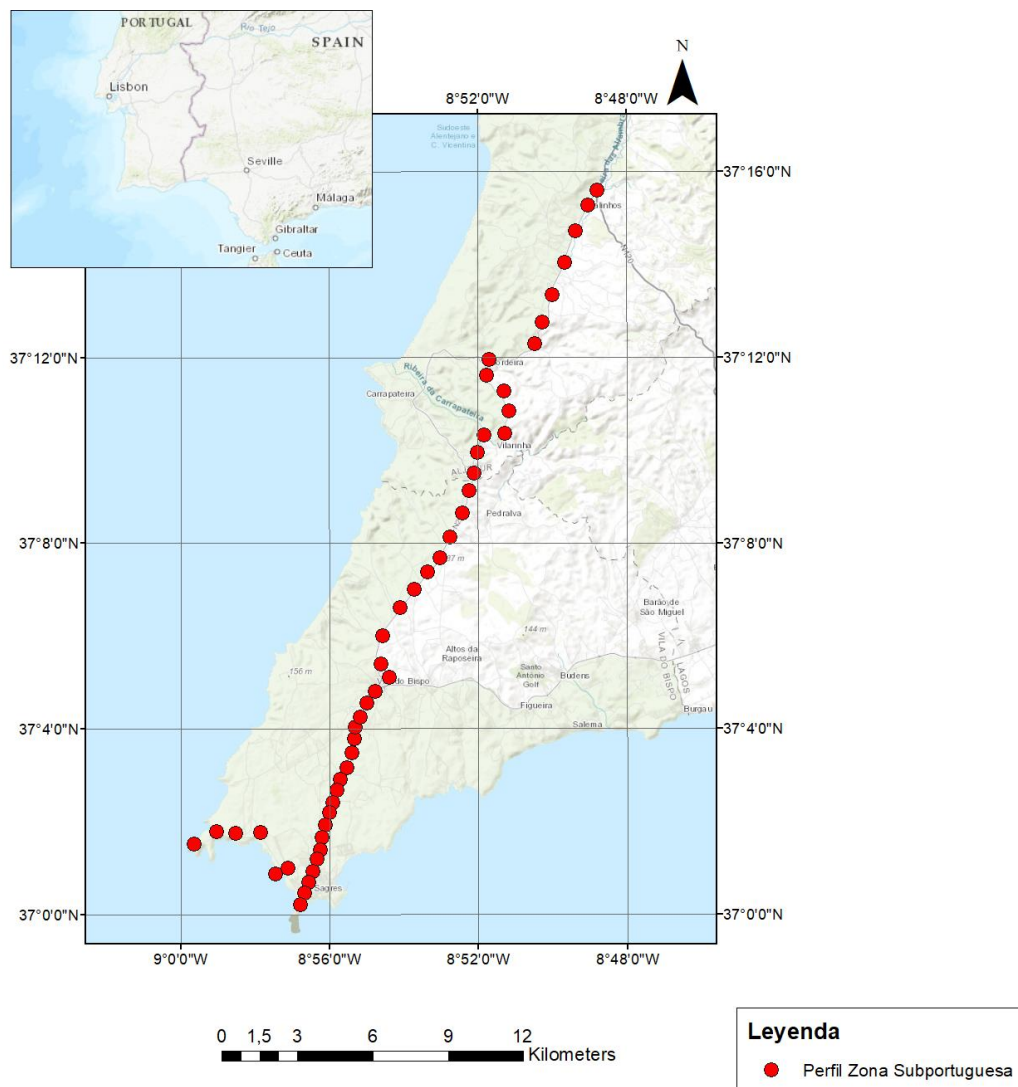


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio.

1.2 Contexto geológico.

El macizo Ibérico es uno de los afloramientos con mayor extensión del Cinturón Varisco, ubicado en la región occidental, se formó debido a la colisión entre los continentes de Laurentia y Gondwana (Ribeiro et al., 1979; Fernández et al., 2004). Está compuesto principalmente por 5 zonas de NE al SO: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental leonesa, Zona Galicia Tras-Os-Montes, Zona-Centro Ibérica, Zona Ossa Morena y Zona (ZOM) Sudportuguesa (ZSP). El área de estudiada en este trabajo se encuentra en la Zona Sudportuguesa y en la Cuenca del Algarve. Ambas regiones, ubicadas al sur del Macizo Ibérico, representan las Zonas Externas del orógeno Varisco. A continuación, se describe de forma general la geología de estas zonas:

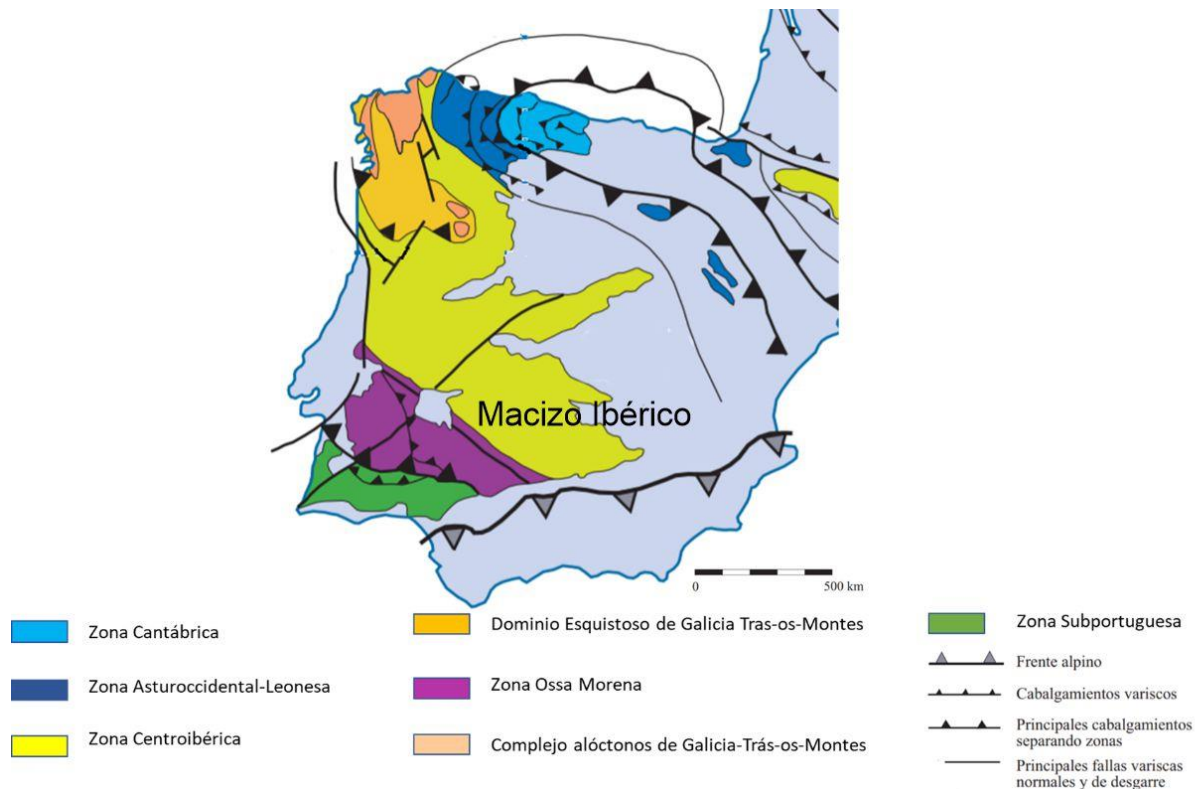


Figura 2. Mapa geológico general del Macizo Ibérico. Tomado y modificado de (Martínez et al., 2008).

1.2.1 Zona Sudportuguesa.

La zona Sudportuguesa esta principalmente formada por materiales carboníferos y devónicos caracterizados por un bajo grado de metamorfismo (areniscas, conglomerados, pizarras,) (Oliveira, 1990; Fernández et al., 2004). El contacto entre la ZOM y la ZSP está formado por una banda de anfibolitas de afinidad oceánica que se extiende hasta 100 km de longitud llamada Unidad de Anfibolitas de Beja-Acebuches. Tradicionalmente se ha considerado la sutura devónica del océano Rhéico (Bard et al., 1977). Sin embargo, estudios recientes la identifican como corteza oceánica de edad carbonífero inferior relacionada con el episodio volcánico que dio lugar a la intrusión de sulfuros masivos (Azor et al., 2008).

A su vez, la zona Sudportuguesa se subdivide en 5 dominios, en función de criterios estratigráficos y estructurales:

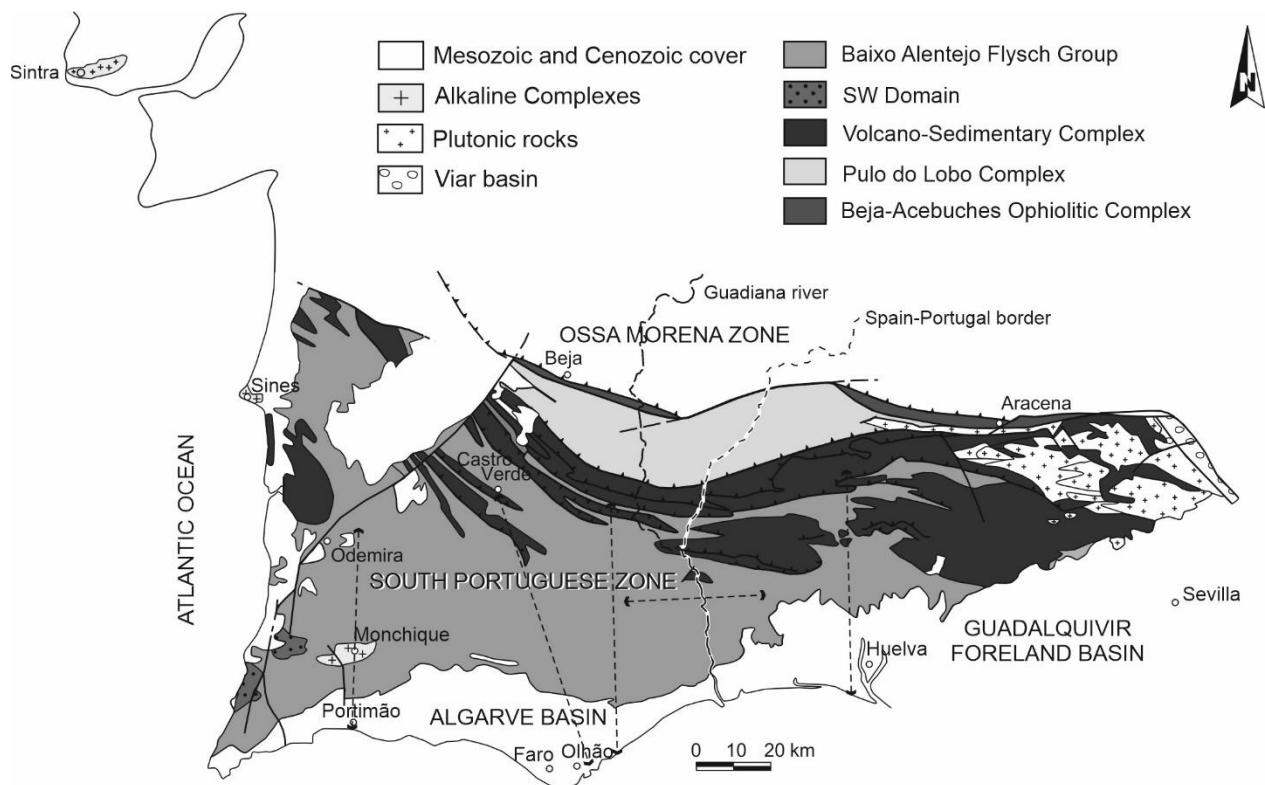


Figura 3. Mapa geológico de la parte suroccidental del Macizo Ibérico, distinguiendo los dominios de ZSP y la Cuenca Algarve (González-Castillo, 2015).

Dominio de Pulo do lobo.

Situado en el límite norte de la ZSP, está formado por metasedimentos detríticos con rocas máficas que han sido interpretados como depósitos del prisma de acreción asociado a una antigua zona de subducción (Azor et al., 2008). Está formado por micaesquistos, filitas, cuarcitas, algunas intercalaciones volcánicas con la presencia de basaltos de afinidad MORB y niveles de pizarras y areniscas en las formaciones más meridionales.

Cabe destacar, que los metabasaltos con carácter oceánico encontrados en la formación Pulo do lobo sugieren que estos y los de las Ofiolitas de Beja-Acebuches se crearon en entornos cercanos, en una cuenca oceánica pequeña, dicha teoría es apoyada por la existencia de una anomalía gravimétrica positiva sobre la formación Pulo do Lobo, posiblemente atribuida a las rocas básicas en la base de una cuenca sedimentaria (Oliveira, 1990).

Faja Pirítica.

Constituye un depósito vulcano sedimentario de edad Devónico-Carbonífero. Es considerada como una de las provincias metalogénicas más importantes del mundo. Está constituida de muro a techo por una formación de pizarras y cuarcitas, una secuencia vulcanosedimentaria con sulfuros masivos (pizarras, limonitas, cuarcitas y algunas calizas interestratificadas con materiales volcánicos y piroclásticos ácidos y básicos) y una formación sedimentaria post-volcánica (Tornos, 2008).

Flysch del Baixo Alentejo.

También conocido como Grupo Culm, está conformado por sedimentos de flujo de gravedad que forman una progradación continua hacia el sur. Compuesto por una sucesión de areniscas, pizarras, limolitas y turbiditas afectadas por una sola fase de deformación. Constituyen la mayor parte de la ZSP.

Dominio del Suroeste Portugués.

El Dominio del Suroeste portugués aflora sólo en Portugal y con escasa extensión. Presenta una secuencia litoestratigráfica con una base detrítica definida por areniscas, conglomerados y lutitas, y capas de dolomías y calizas (Oliveira, 1990).

Desde el cretácico superior, se produjeron episodios magmáticos a lo largo del margen continental de la Península Ibérica, relacionados con el movimiento de la placa Ibérica sobre una pluma mantelar (Merle et al., 2009). Podemos encontrar tres complejos subvolcánicos correspondientes al Cretáceo Tardío con dirección NO-SE, formados por los macizos de Sintra, Sines y Monchique. El macizo Monchique es considerado el complejo más grande y joven compuesto por un lacolito subvolcánico emplazado en sedimentos marinos del Carbonífero Tardío, ubicado en el Sur de la zona Sudportuguesa, al norte de la cuenca Algarve (Rock, 1978) . El complejo posee una forma elíptica de dirección E-O. El magma procedente del manto superior ascendió por fracturas variscas de dirección ESOWSO reactivadas posteriormente como fallas normales durante la formación de la Cuenca del Algarve (Ribeiro et al., 1990).

1.2.2 La Cuenca del Algarve

Está localizada en el Sur de Portugal compuesto por sedimentos carbonatados y en menor proporción, areniscas, margas y arcillas (Heimhofer et al., 2008). Estos depósitos se forman durante el Mesozoico por colapso y desmantelamiento del orógeno varisco e inicio de la apertura de los océanos Atlántico y Tethys. Esto generó márgenes pasivos en el oeste y suroeste de Iberia (La cuenca Lusitana y Algarve). Las rocas predominantes de la cuenca son margas yesíferas, calizas bioclásticas y dolomitas que se han depositado en un entorno marino poco profundo y parcialmente evaporítico (Heimhofer et al., 2008). La evolución tectónica se basa en la reactivación compresional de las fallas variscas, encontradas en el Complejo Monchique y la deformación del relleno Mesozoico, además con estructuras frágiles de orientaciones ENE-OSO y NNE -SSO (Boogaard, 1967; Moniz et al., 2003).

1.3 Datos geofísicos previos.

La recopilación de datos geofísicos previos en la zona de estudio es fundamental para establecer criterios de partida en la elaboración de modelos gravimétricos y magnéticos coherentes con la geología de la zona. Eso nos permitirá obtener un modelo de estructura cortical con la precisión adecuada.

El mapa de Anomalía de Bouguer del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 1996), muestra una tendencia general de anomalías negativas en la Península Ibérica relacionadas con el engrosamiento de la corteza continental (Figura 4). También se observa que entre las zonas internas y externas de la cordillera Bética se localizan unos mínimos negativos (-160 mGal), atribuidos a la presencia de una corteza de mayor espesor por debajo de las cuencas Guadalquivir, Ronda y Guadix Baza. Además, en la zona de la costa estas anomalías se aproximan a cero.

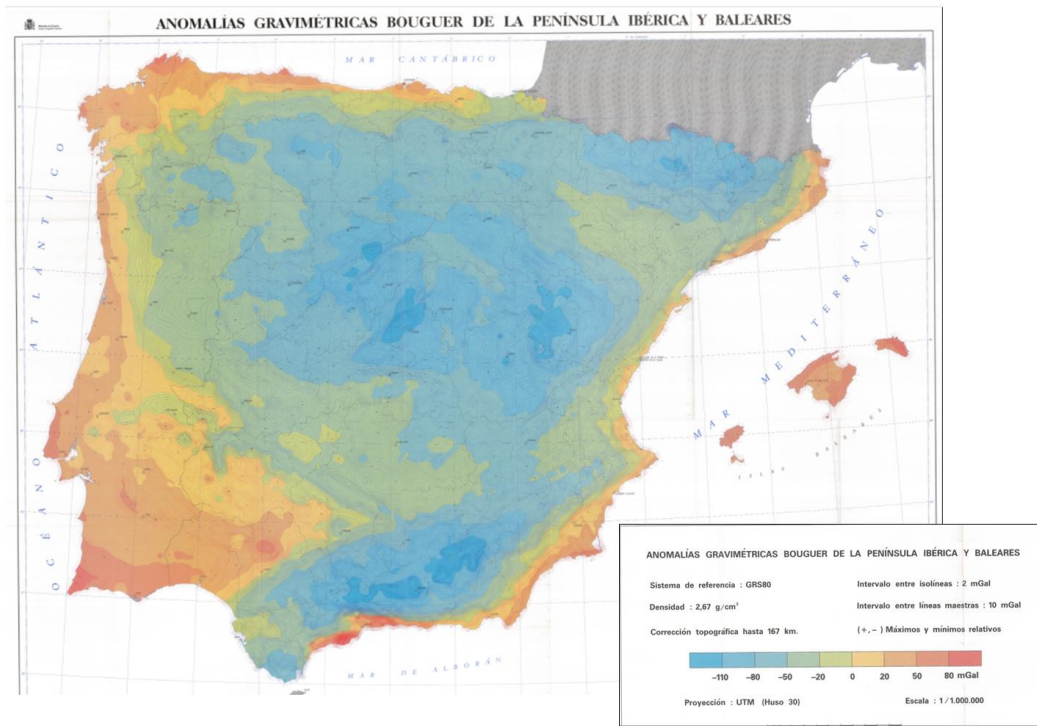


Figura 4. Mapa de anomalía de Bouguer de la Península Ibérica y Baleares. Tomado y modificado de (IGN, 1996).

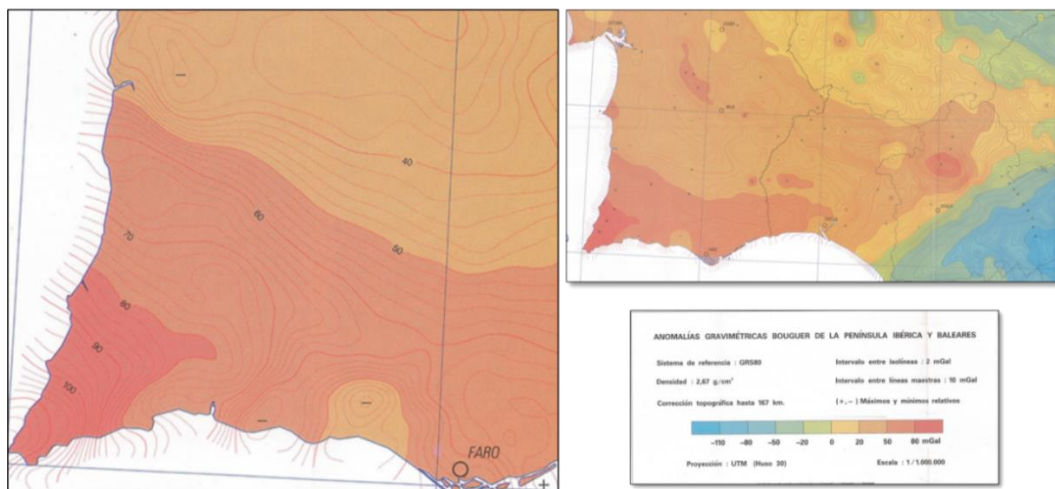


Figura 5. Mapa de anomalía de Bouguer de la Zona Sudportuguesa con detalle en la zona de estudio. Tomado y modificado (IGN, 1996).

El modelo Gravitacional de la Tierra oficial EGM2008, publicado por el National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) (Figura 6), tiene una precisión de 2.5 minuto de arco por 2.5 minuto de arco. Los mapas se calculan con el Bureau Gravimetric International (BGI) a partir de los coeficientes esféricos de EGM2008 (Pavlis et al., 2008). Las correcciones de Bouguer son calculadas a escala regional con el código FA2BOUG realizado por (Fullea et al., 2008) con densidad de 2.67 g/cm³. La corrección topográfica

se aplica hasta una distancia de 167 km utilizando el modelo de elevación digital ETOPO1 de 1 minuto de arco por 1 minuto de arco.

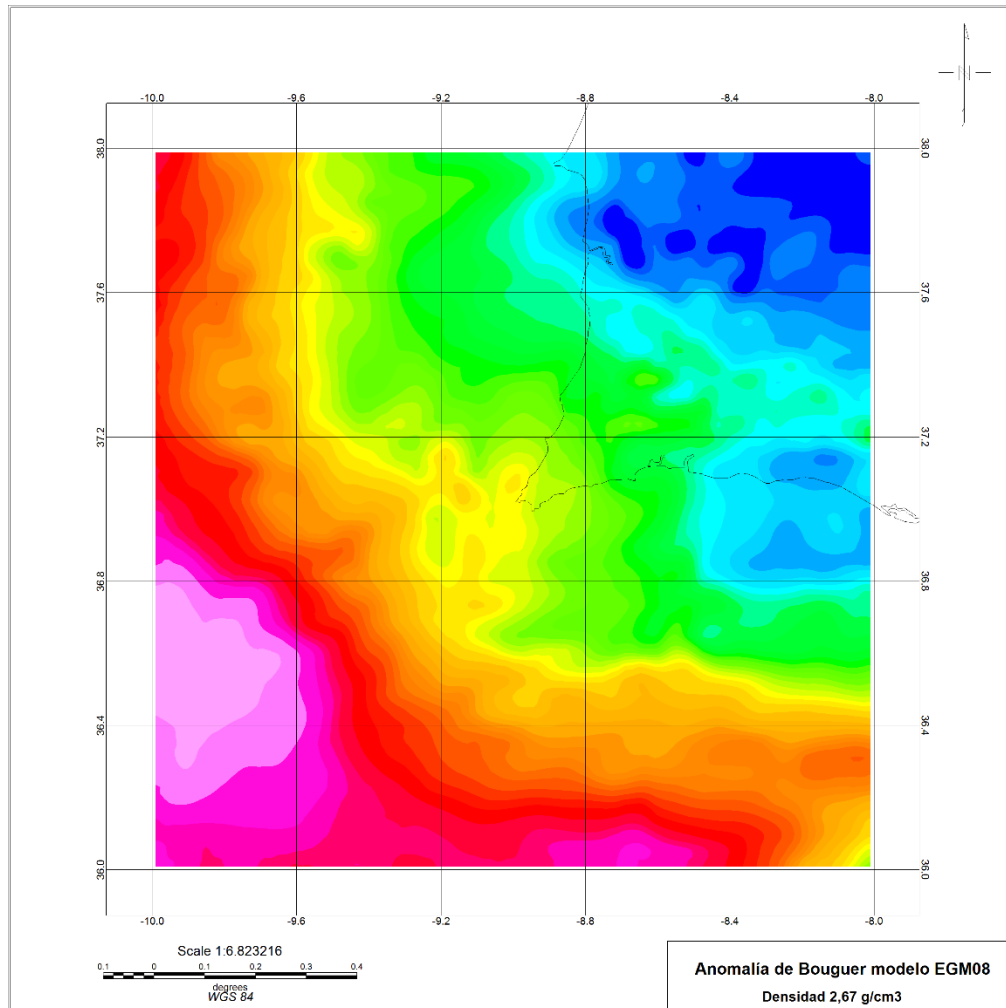


Figura 6. Mapa de anomalía de Bouguer del sur de la Zona Sudportuguesa, generado a partir del modelo EGM08 (BGI, 2022).

Algunos estudios proponen un engrosamiento cortical en ZSP relacionado con valores positivos de la Anomalía de Bouguer regional que sugieren exceso de masa atribuido a las litologías propias de estas zonas. Sin embargo, (Fernández et al.,2004) muestra un espesor constante de la corteza en las ZOM y ZSP de 30 km aproximadamente que puede variar lateralmente. Además, estiman el espesor de la corteza superior en la ZOM a 7 km, en la zona Sud Portuguesa a 8 a 9 km (Figura 7).

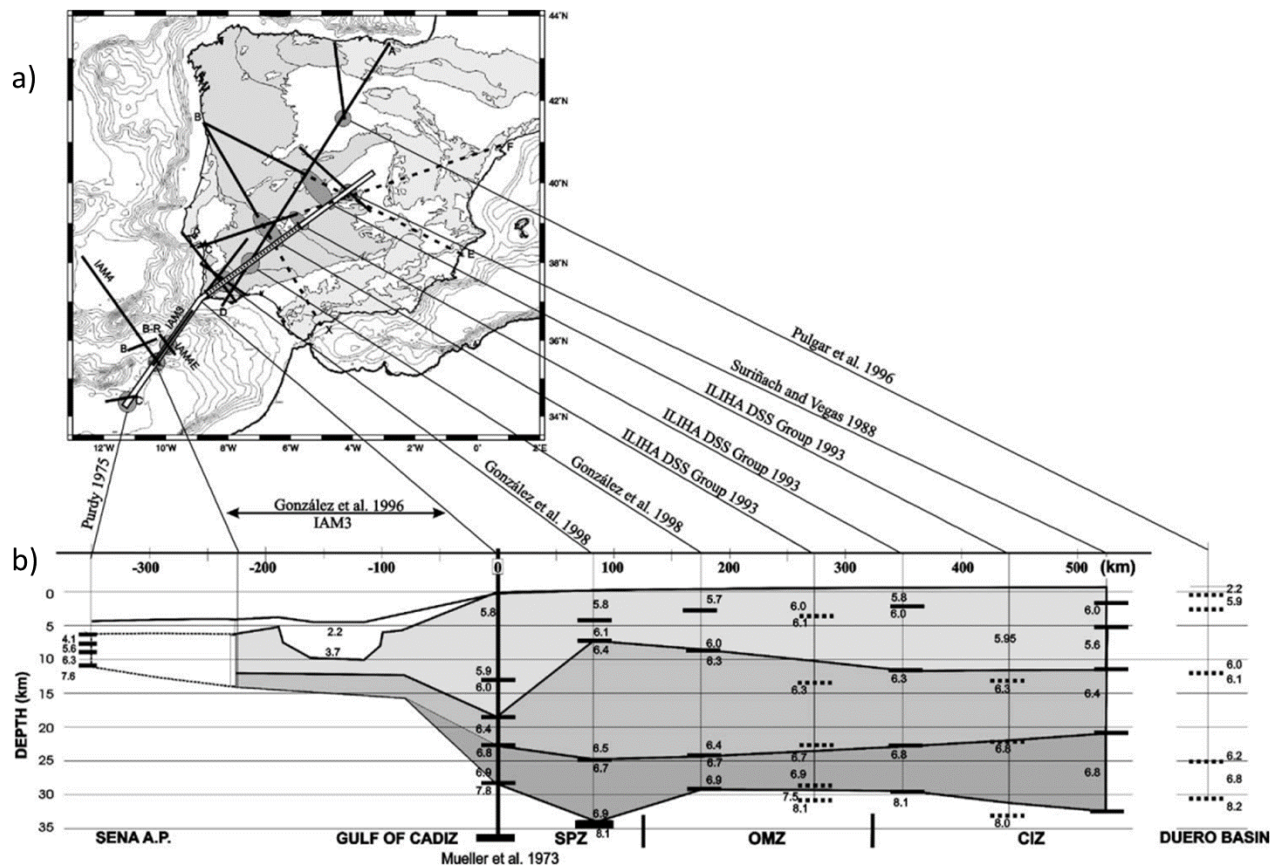


Figura 7.a) Ubicación de los perfiles sísmicos utilizados para restringir la estructura de la corteza. La línea de puntos en la sección litosférica indica la sección transversal de la corteza. b) Geometría de las capas de la corteza en función de los datos sísmicos. Las velocidades de Onda P se muestran en km/s (Fernández et al., 2004).

(Gonzalez et al., 1998) elaboró perfiles de sismica de reflexión y refracción al Suroeste de Portugal y el Golfo de Cádiz (Figura 8), mostrando que el basamento Paleozoico aflora en la zona Sudportuguesa, con velocidades de 5.7 km/s a 5.9 km/s. Además, se han encontrado velocidades en la corteza superior de la Zona Sudportuguesa de 6.4 km/s con profundidad de 7 km lo que podría estar relacionado con rocas máficas y ultramáficas de la Unidad de Beja-Acebuches. La corteza inferior muestra velocidades de 6.7 km/s a 6.9 km/s con espesor de 29 km en la Cuenca de Guadalquivir a 35 km en la zona de Sur Portuguesa.

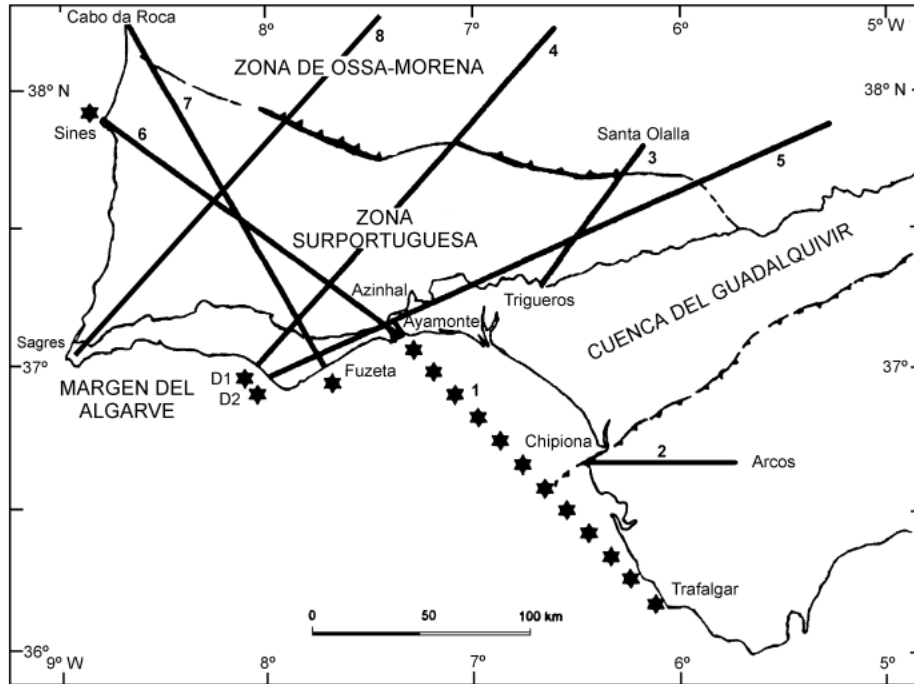


Figura 8. Mapa de ubicación de los perfiles sísmicos profundos realizados en el suroeste de la Península Ibérica. 1: Ayamonte-Trafalgar; 2: Chipiona-Arcos de la Frontera; 3: Trigueros-Santa Olalla; 4: ILIHA D1; 5: ILIHA D2; 6: Sines-Azinhal; 7: Fuzeta-Cabo da Roca; 8: Sagres-Elvas. Las estrellas indican los puntos de disparo de los perfiles sísmicos (Gonzalez et al., 1998).

El perfil de reflexión sísmica profunda IBERSEIS (Simancas et al., 2003) tiene una longitud de 303 km y 20 s de profundidad sísmica, y se extiende por las Zonas Sudportuguesa, de Ossa-Morena y Centro-Ibérica. En él La Moho se identifica a lo largo del todo transecto de 10 a 11 s, indicando un espesor promedio de la corteza de 30 a 35 km. Además, se observa un cuerpo de alta reflectividad y densidad (Figura 9) en la Zona de Ossa Morena y parte de la Zona Centro-Ibérica, con una profundidad media de 15km. El cuerpo tiene una forma tabular y un espesor de 4-5 km.

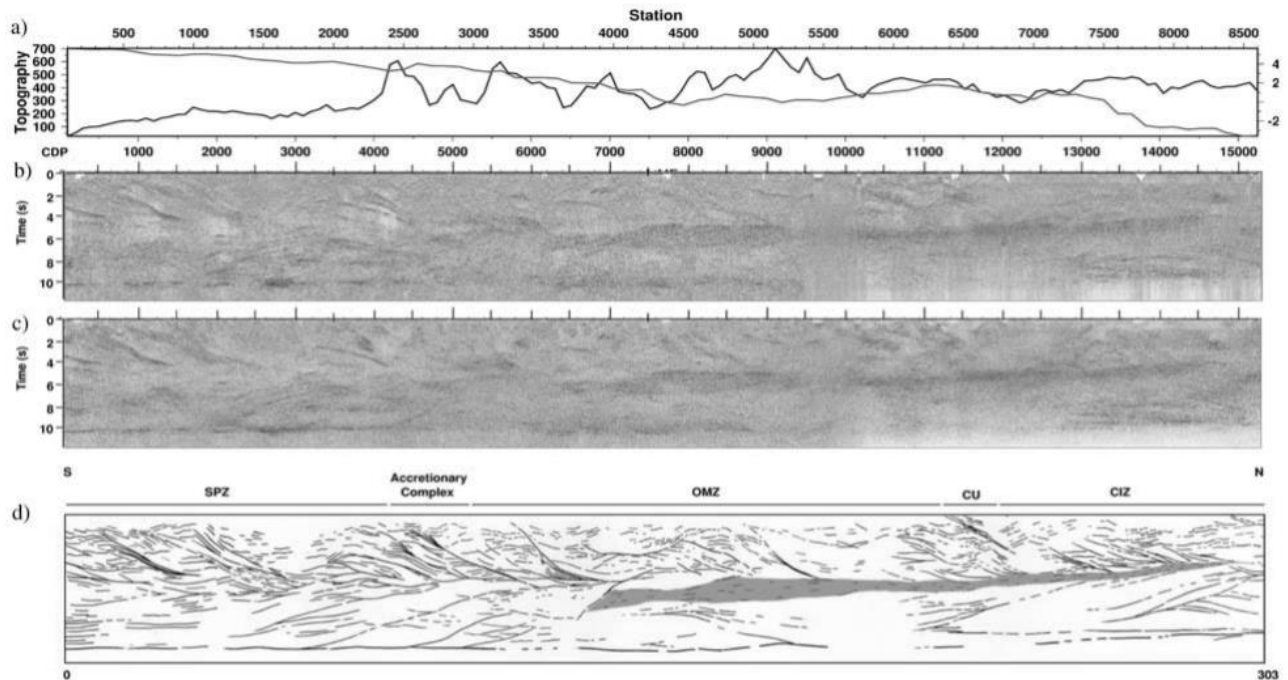


Figura 9. a) Topografía a lo largo del perfil se muestran las estaciones y los CDP, b) Imagen apilada del perfil y c) Imagen apilada y migración del tiempo d) interpretación estructural. Se indican las principales unidades tectónicas a lo largo del perfil sísmico: SPZ, Zona Sur de Portugal; OMZ, Zona de Ossa Morena; CIZ, Zona Ibérica Central; Sutura, complejo de acreción entre SPZ y OMZ; CU, cuña de acreción entre OMZ y CIZ, denominada Unidad Central. El cuerpo gris indica la ubicación y geometría del Cuerpo Reflectivo Ibérico (Simancas et al., 2003).

En la Zona Sudportuguesa en base a la interpretación de bandas reflectantes de gran amplitud, se identifican una serie de cabalgamientos y pliegues en la corteza superior, cuya reflectividad puede haber sido aumentada por cuerpos ígneos emplazados dentro de las fallas 2 y 5, o en estratificaciones como en la región 9 (Figura 10). Además, se observa un cuerpo subhorizontal reconocido como despegue basal localizado en 12 - 15 km de profundidad (UB), de baja reflectividad, lo cual probablemente se deba a su compleja estructura interna y/o naturaleza. Sin embargo, se le adjudica una edad geológica Precámbrica-Paleozoica.

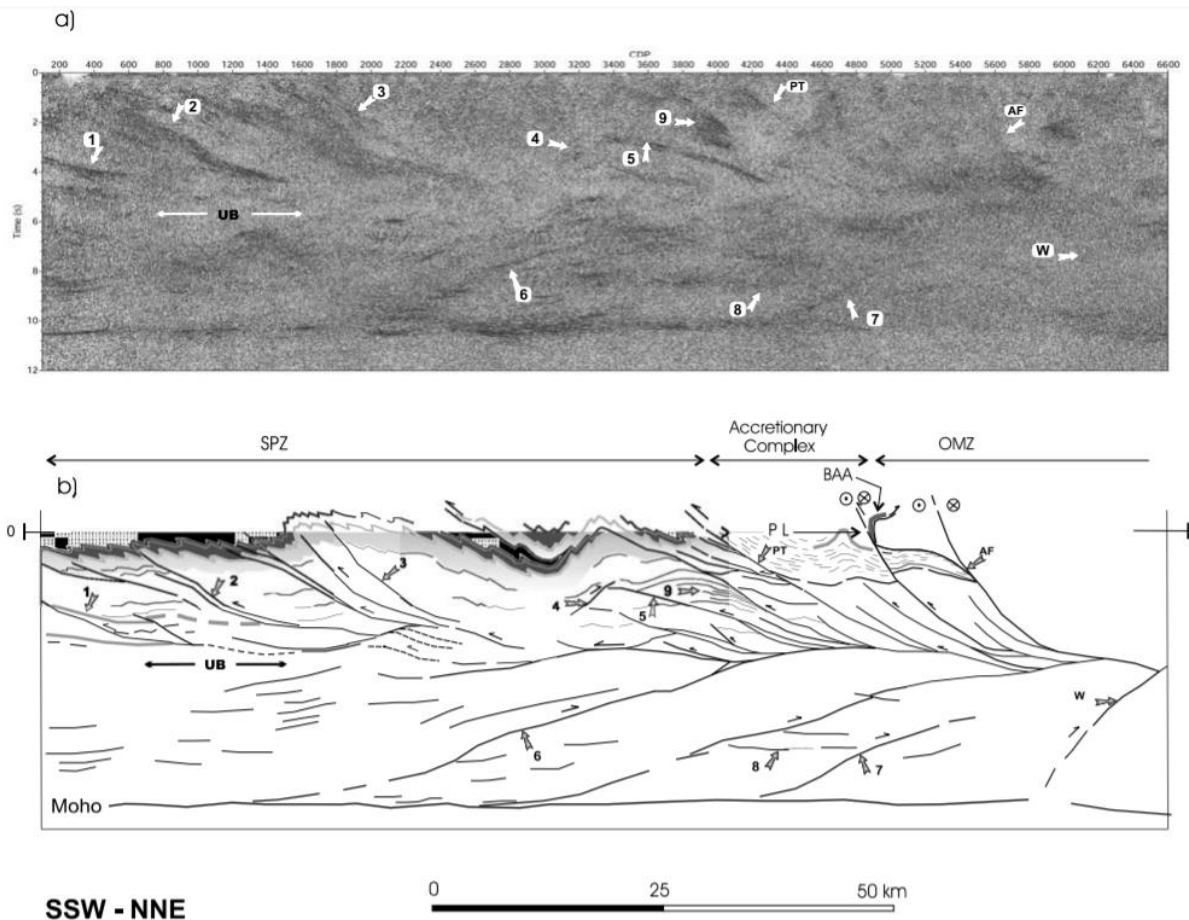


Figura 10 Estructura sísmica de SPZ. b) Interpretación geológica de la estructura sísmica cortical de la SPZ. Se indican una serie de eventos de reflexión. La Sutura entre la SPZ y la Ossa-Morena (OMZ) está formada por un complejo de acreción que incluye la Unidad Pulo do Lobo (PL) y la Anfibolitas oceánicas de Beja-Acebuches (BAA) (Simancas, et al 2003).

El mapa de anomalías magnéticas del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2001). constituye la integración del mapa aeromagnético de España y el mapa aeromagnético de Portugal (Figura 11). Este mapa ayuda a conocer las características de las estructuras mayores de la corteza debido al espaciamiento medio de 10 km y altura barométrica media de 3.000 m por lo que no caracteriza en detalle las estructuras superficiales.

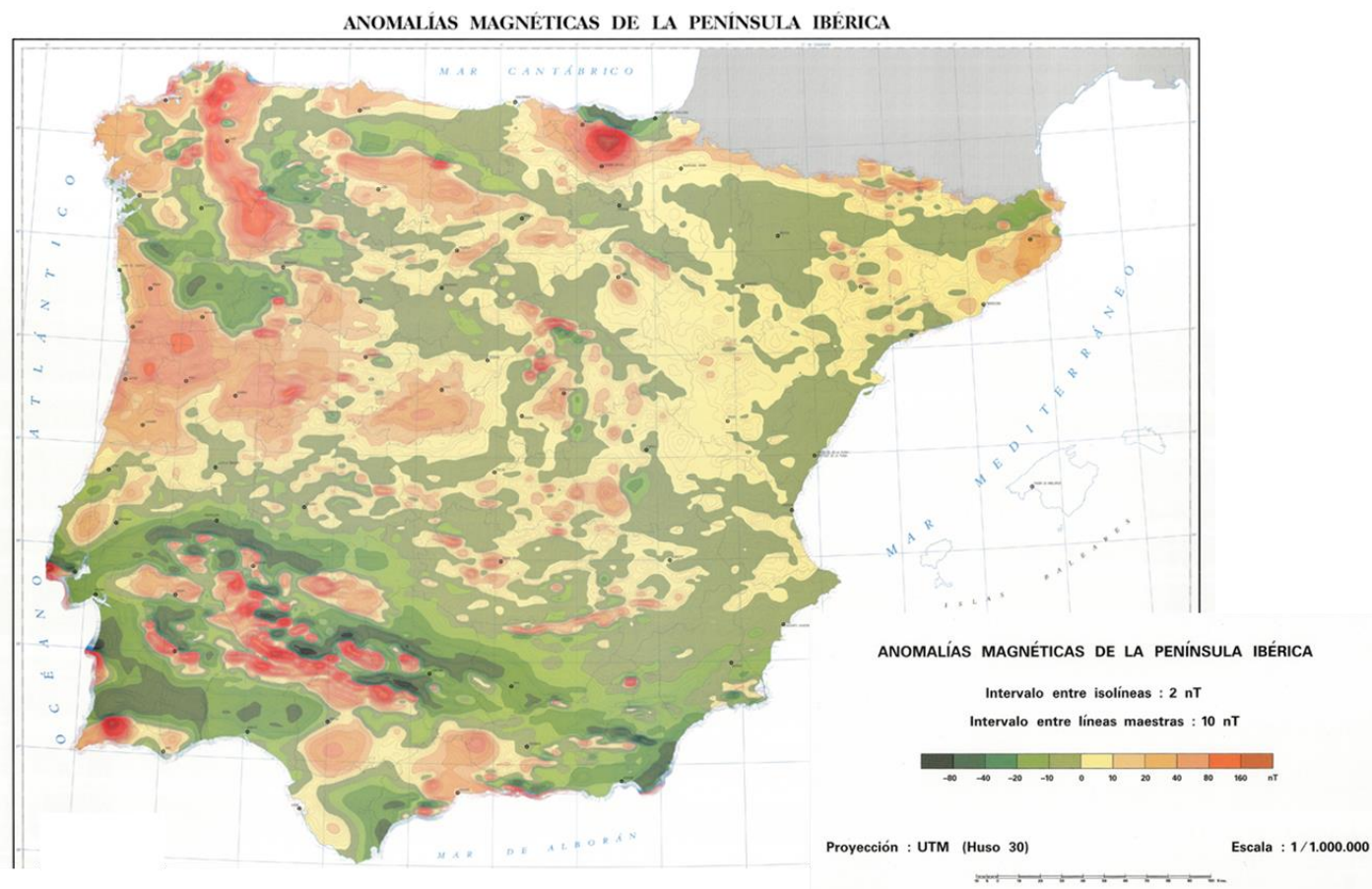


Figura 11. Mapa de anomalía de magnética de la Península Ibérica. Tomado y modificado de (IGN, 2001).

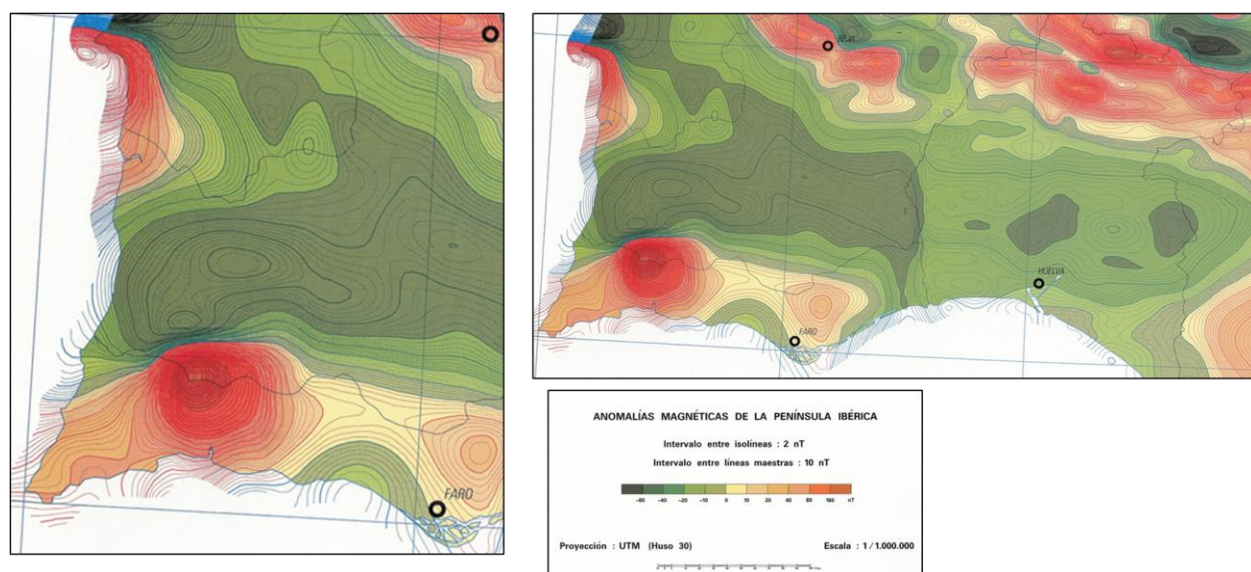


Figura 12. Mapa de anomalía de Bouguer de la zona Sudportuguesa con detalle en la zona de estudio. Tomado y modificado (IGN, 2001).

2 OBJETIVOS

El extremo suroccidental de la Península Ibérica se localiza geológicamente en el margen meridional del Macizo Ibérico y Cuenca del Algarve. Esta zona está caracterizada por la existencia de anomalías gravimétricas y magnéticas poco estudiadas hasta el momento. Los trabajos presentados hasta el momento, se centran en describir la zona a grandes rasgos sin definir las estructuras con detalle. Además, la geología de superficie no es determinante para conocer la morfología de la estructura geológica en el subsuelo.

El objetivo principal de este trabajo es aportar nueva información que permita describir con más precisión las anomalías gravimétricas y magnéticas del extremo suroccidental de la Península Ibérica y definir las estructuras responsables de esas anomalías. La interpretación conjunta de datos geológicos y modelos geofísicos a partir de datos gravimétricos y magnéticos de nueva adquisición es esencial para comprender y mejorar tanto la estructura como los modelos de evolución tectónica del suroeste peninsular. Para alcanzar dicho objetivo se plantean los siguientes objetivos:

- Análisis de datos geológicos y geofísicos previos.
- Caracterización de las anomalías gravimétricas y magnéticas asociadas a estructuras geológicas de interés presentes en el área de estudio a través del procesado de nuevos datos de campo.
- Elaboración de un nuevo mapa de Anomalía de Bouguer a partir de los datos de Topoiberia.
- Estimación de la profundidad de los cuerpos a partir del análisis espectral de datos gravimétrico de Topoiberia.
- Modelización de los nuevos perfiles gravimétricos y magnéticos a partir de datos de campo de nueva adquisición.
- Integración de los resultados obtenidos con los datos geofísicos y geológicos previos para la interpretación geológica de las anomalías analizadas.

3 METODOLOGÍA

La aplicación de métodos geofísicos es fundamental para determinar la estructura profunda del extremo suroccidental del Macizo Ibérico dada la escasez de afloramientos de buena calidad y la limitación de las observaciones en superficie para establecer la estructura del subsuelo. En este trabajo se aplican el método gravimétrico y el magnético para analizar las anomalías y caracterizar las estructuras responsables de las mismas.

3.1 Fundamento teórico

La prospección gravimétrica implica la medición de las variaciones ocurridas en el campo gravitacional. Estas variaciones o anomalías pueden ser medidas con un instrumento llamado gravímetro, y dependen de varios factores: latitud, profundidad, topografía del terreno, mareas terrestres y las variaciones de la densidad en el subsuelo.

Existe un cambio en el valor de la gravedad que va desde el Ecuador a los Polos de 5 Gal o 0.5% del valor promedio de g (980 Gal), y el efecto de la elevación puede ser tan grande como 0.1 Gal o 0.01% de g (Telford et al., 1990).

La geometría de la Tierra está estrechamente relacionada con la forma de una superficie equipotencial de gravedad, que coincide con el nivel medio del mar y la mejor aproximación matemática que la representa es la de un elipsoide achatado, o esferoide (Figura 13).

La superficie equipotencial de gravedad se conoce como geoide y refleja la verdadera distribución de las masas dentro de la Tierra. Éste coincide con la superficie libre del océano, excluyendo los efectos temporales de las mareas y los vientos; sobre los continentes. El Geoide se ve afectado por la masa de Tierra sobre el nivel medio del mar (Lowrie, 2007).

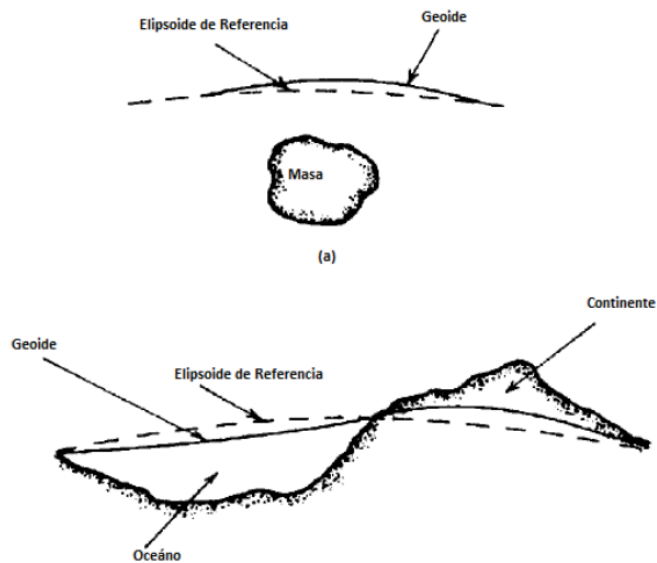


Figura 13. Comparación entre el esferoide de referencia y el geoide. (a) Deformación del geoide por una masa local. (b) Deformación a gran escala. Tomado y modificado de (Telford et al., 1990).

3.1.1 Densidad de las rocas

La mayoría de las rocas de la corteza tienen densidades entre 2.0 y 2.9 g/cm³. El valor de 2.67 g/cm³ fue adoptado como valor promedio para la corteza superior y es usado para el modelado y para calcular correcciones de elevación para mapas de gravedad estandarizados (Milson, 2003).

Las anomalías de gravedad son el resultado de la diferencia de densidad, o contraste de densidad, entre un cuerpo de roca y sus alrededores. Para un cuerpo de densidad ρ_1 incrustado en material de densidad ρ_2 , el contraste de densidad $\Delta\rho$ está dado por la siguiente ecuación:

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 \quad (1)$$

El signo del contraste de densidad determina el signo de la anomalía de gravedad y esta densidad depende de la composición mineral de la roca y de su porosidad. La variación en la porosidad es la causa principal de la variación de la densidad en rocas sedimentarias. Por lo tanto, la densidad tiende a aumentar con la profundidad, debido a la compactación, a la edad y a la progresiva cementación. En las rocas ígneas y metamórficas la porosidad es despreciable y la principal causa de la variación en su densidad es su composición mineral. La densidad aumenta generalmente a medida que disminuye la acidez, por ello existe un progresivo aumento de densidad desde rocas ígneas básicas a ultrabásicas (Kearey et al., 2002).

Los rangos de densidades para algunas rocas comunes se encuentran en la Tabla 1.

Tabla 1. Densidades de rocas comunes. Tomado y modificado de (Telford et al., 1990).

Roca	Densidad (g/cm ³)
Arenisca	1.61-2.76
Serpentinita	2.40-3.10
Lutita	1.77-3.2
Gneiss	2.59-3.0
Pizarra	2.70-2.90
Granito	2.50-2.81
Dolorita	2.50-3.10
Basalto	2.70-3.10
Caliza	1.93-2.90
Gabro	2.70-3.50
Cuarcita	2.50-2.70
Peridotita	2.78-3.37
Ígnea básica	2.09-3.17
Ígnea ácida	2.30-3.11

La densidad promedio de las rocas sedimentarias es 2.50 g/cm³.

3.1.2 Correcciones de gravedad

Debido a que las mediciones de gravedad se realizan sobre la superficie terrestre, la cual es irregular y heterogénea, se deben aplicar una serie de correcciones, con el propósito de determinar el valor equivalente de las mediciones de gravedad que deberían tener en una superficie equipotencial de referencia conocida como Geoide.

Corrección por latitud

La Tierra es achatada en los Polos y abultada en el Ecuador, es decir, la distancia al centro de la Tierra es máxima en el Ecuador, por lo que su valor de gravedad es mínimo. En cambio, en los Polos el valor de gravedad es máximo debido a su mayor proximidad con el centro de la Tierra. El valor de la gravedad en el Ecuador es de 9.78m/s² y de 9.83 m/s² en el Polo.

La corrección se realiza restando al valor de gravedad el valor de la gravedad teórica, calculada a partir de la formula Internacional de Gravedad para el GRS80 (Ecuación 2).

$$G_l = 978032.7[1 + 0.005278895 \sin^2(\varphi) + 0.000023462 \sin^4(\varphi)] \quad (2)$$

Donde:

Φ : Latitud de la estación

978032.7, representa la gravedad normal en el Ecuador en mGal.

0.005278895: aplanamiento gravimétrico

0.000023462: factor que depende del aplanamiento geométrico.

Corrección de Aire Libre

Como la gravedad varía inversamente al cuadrado de la distancia, es necesario corregir los cambios de altura entre las estaciones para reducir las lecturas de campo a una superficie de referencia (Figura 14). La corrección de aire libre es añadida a las lecturas de campo cuando la estación está por encima del plano de referencia y sustraída cuando se encuentra por debajo. Cabe destacar, que esta corrección no toma en cuenta el material existente entre la estación y el datum (Telford et al., 1990).

$$C_{AL} = 0.3086 * h \quad (3)$$

Donde h , es la diferencia en metros entre el datum y la estación medida, es decir, la cota de la estación.

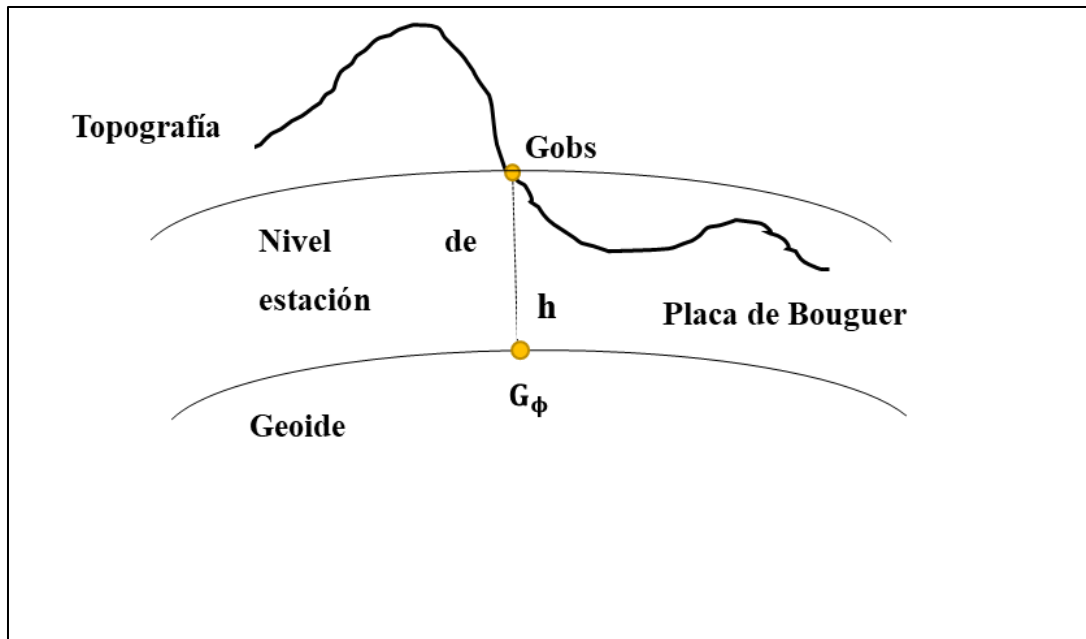


Figura 14. Corrección de Aire Libre.

Corrección de Bouguer.

Las masas topográficas están distribuidas irregularmente, por lo que sus efectos son difíciles de calcular con precisión y debido a ello es necesario estimar valores aproximados. A diferencia de la Corrección de Aire-Libre, la Corrección de Bouguer supone que, si la estación estuviera ubicada centralmente en una losa de extensión horizontal infinita, con densidad y espesor constante, la lectura de gravedad incrementaría por la atracción de esta losa entre la estación y el datum (Figura 15). La Corrección de Bouguer es opuesta a la de aire libre debido a que es sustraída si la estación se encuentra por encima del datum y añadida cuando se encuentra por debajo (Telford et al., 1990). La Corrección de Bouguer viene dada por:

$$C_B = 0.04192 * h * \rho \quad (4)$$

Donde

h : es la altura de la estación de metros respecto al nivel del mar.

ρ : es la densidad de la losa horizontal

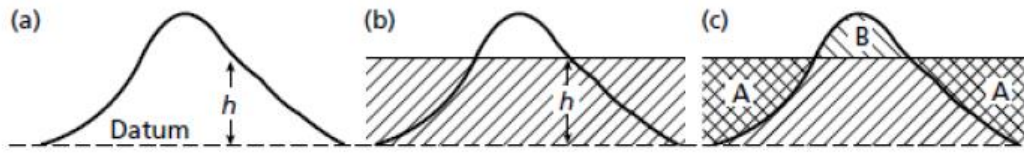


Figura 15. Representación de Correcciones de Anomalía de Bouguer. a) La Corrección de Aire Libre para una observación a una altura h encima del dato. b) La corrección Bouguer. La región sombreada equivale a una losa de roca del grosor h extendiéndose al infinito en ambas direcciones horizontales. c) La corrección del terreno. (Lowrie, 2007)

Corrección Topográfica.

Se aplica para corregir las irregularidades en los alrededores de una estación, es decir, las colinas o montañas por encima de la elevación de la estación ejercen un empuje hacia arriba de la gravedad y en los valles, la falta de material por debajo de la estación ejerce un empuje hacia abajo. Estos efectos topográficos desempeñan un efecto en las mediciones de gravedad en el mismo sentido; es por ello que la corrección topográfica siempre es añadida a las lecturas de campo (Telford et al., 1990). Para el cálculo de la corrección se emplea la Ecuación 5 y el valor real de CT es la suma de la corrección regional y local.

$$C_T = T * \sigma \quad (5)$$

El programa *Oasis Montaj v8.4* a través de su módulo “Gravity and Terrain Correction” realiza esta corrección topográfica con el uso de algoritmos computacionales basados en los métodos expuestos por (Nagy, 1996) y (Kane, 1962), ambos citados por (Geosoft, 2006a). La corrección es calculada en función de las contribuciones de una zona cercana, intermedia y lejana:

- Zona cercana (0-1 celdas): El algoritmo suma los efectos de cuatro triángulos inclinados, los cuales describen una superficie entre la estación de gravedad y la elevación de cada extremo de la diagonal.

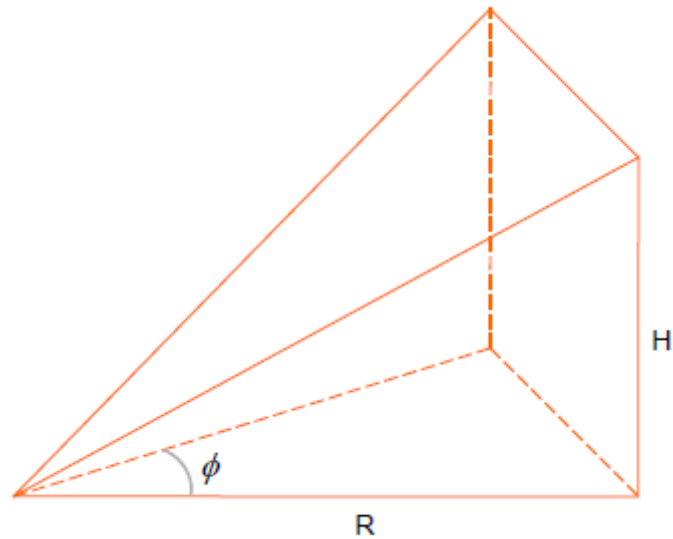


Figura 16. Atracción gravitacional de un prisma rectangular recto. Tomado de (Geosoft, 2006a).

- Zona Intermedia (1-8 celdas): El efecto del terreno es calculado en cada punto siguiendo el enfoque del prisma cuadrado truncado definido por (Nagy, 1996).

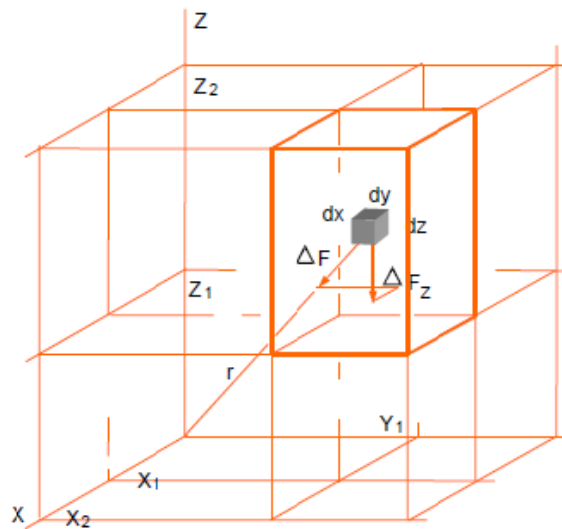


Figura 17. Atracción gravitacional de un prisma cuadrado truncado. Tomado de (Geosoft, 2006a).

- Zona lejana (> 8 celdas): Los efectos del terreno son corregidos basados en la aproximación de la sección anular del anillo a un prisma cuadrado como lo expone (Kane, 1962).

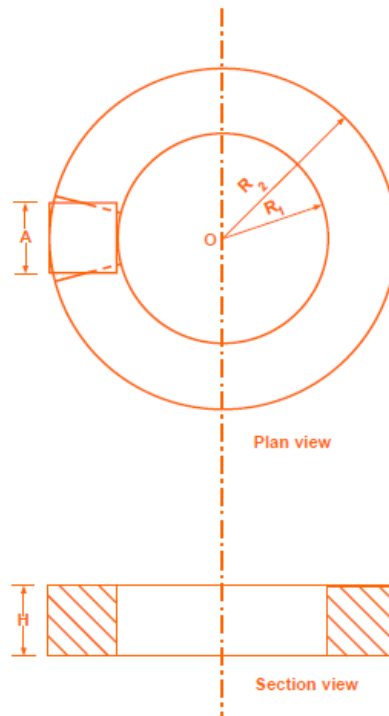


Figura 18. Atracción gravitacional de segmento anular seccionado. Tomado de (Geosoft, 2006a).

Corrección por mareas.

La gravedad medida en un lugar varía con el tiempo debido a la variación periódica en los efectos gravitacionales del Sol y la Luna asociados con sus movimientos orbitales. A pesar de su masa mucho más pequeña, la atracción gravitacional de la Luna es más grande que la del Sol debido a su proximidad con la Tierra (Kearey et al., 2002). Las mediciones que se llevan a cabo con los gravímetros varían en el tiempo, debido a que éstas son afectadas por las mareas lunares y solares.

Sin embargo, los gravímetros actuales son capaces de registrar y corregir tales efectos con un rango de hasta 0.3 mGal. Igualmente, existen distintos algoritmos computacionales que calculan la corrección por mareas considerando la latitud geográfica y la fecha y hora de adquisición (Telford et al., 1990).

Corrección por deriva Instrumental.

La deriva es la variación que experimentan las lecturas en una misma estación con respecto al tiempo. Se debe a deformaciones no perfectamente elásticas del sistema de muelles (fatiga) y a otras variaciones por efecto de la temperatura y perturbaciones que eventualmente sufre un instrumento durante una adquisición o trabajo de campo (Lowrie, 2007). Esta variación se compensa durante la etapa de adquisición por medio de la realización de circuitos cerrados, que implican volver a la estación designada como base, calculando el valor de la deriva instrumental.

$$D_{inst} = \frac{T_{est}(Lect_{final} - Lect_{inic})}{t_{total}} \quad (6)$$

Dónde:

T_{est} = es la diferencia de tiempo en cada estación.

$Lect_{final}$ y $Lect_{inic}$ = La lectura final e inicial del circuito.

t_{total} = Tiempo total del circuito en minutos.

3.1.3 Anomalías Gravimétricas

Se establece como la diferencia entre la gravedad observada (medida y corregida) y la gravedad teórica en una estación. Las anomalías gravimétricas se determinan generalmente mediante el ajuste del valor conocido de la aceleración de la gravedad (absoluta) en una estación de referencia, mediante correcciones de Bouguer, de Aire Libre, corrección topográfica, entre otras y la substracción de éstas a los datos para su reducción al nivel de referencia (Lowrie, 2007).

Anomalía de Bouguer

La Anomalía de Bouguer se determina a partir de la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad modelada, utilizando la Corrección de Aire Libre, Corrección de Bouguer y la Corrección topográfica. La Anomalía de Bouguer Completa se define mediante la siguiente ecuación:

$$A_B = Gobs_d^m + (C_{AL} - C_B + C_T) - G_{teo} \quad (7)$$

Anomalía Regional y Residual

Una anomalía de gravedad resulta de la distribución no homogénea de densidad en la Tierra. La aparición de una anomalía de gravedad se ve afectada por las dimensiones, densidad y profundidad del cuerpo anómalo. Por lo general, un mapa de las anomalías gravitatorias de Bouguer contiene anomalías superpuestas de varias fuentes. Las anomalías de longitud de onda largas debido a los contrastes de densidad profunda se llaman anomalías regionales, las cuales son importantes para el entendimiento de la estructura a gran escala de la corteza de la Tierra, como crestas oceánicas y zonas de subducción. Las anomalías de longitudes de ondas cortas se deben a masas anómalas superficiales que pueden ser de interés para la explotación comercial (Lowrie, 2007).

3.1.4 Método Magnético

Los métodos magnéticos y gravimétricos tienen mucho en común, pero la magnetometría es generalmente más compleja y las variaciones en el campo magnético son más erráticas y localizadas. El objetivo de un estudio magnético es investigar la geología del subsuelo sobre la base de anomalías en el campo magnético terrestre, resultado de las propiedades magnéticas de las rocas subyacentes. El campo magnético terrestre se compone de tres partes (Telford et al., 1990):

- 1) El campo principal, el cual varía lentamente y tiene un origen interno debido a las corrientes de convección de los materiales conductores en el núcleo exterior. Este núcleo está compuesto por una mezcla de hierro y níquel.
- 2) Un campo más pequeño en comparación al anterior, que varía rápidamente y se produce fuera de la Tierra, ocurre debido a la presencia de corrientes inducidas por la actividad Solar al desplazarse éstas respecto al campo terrestre; dicho campo es asimétrico y está conformado por cinturones de radiación alargados en la dirección opuesta al Sol conocidos como cinturones de Van Allen.
- 3) Variaciones espaciales del campo principal, que son generalmente más pequeñas que el campo principal; y son causadas por anomalías magnéticas locales en la corteza superior de la Tierra.

En el caso de los métodos magnéticos la susceptibilidad es el parámetro fundamental de las rocas. Siendo definida la susceptibilidad magnética como la capacidad de imantación de un cuerpo. El conocimiento del comportamiento del campo geomagnético es necesario en la reducción de datos magnéticos a un datum adecuado y en la interpretación de las anomalías resultantes. Por ello, para describirlo adecuadamente se habla de los elementos geomagnéticos. La magnitud del campo magnético está dada por el vector de intensidad de campo magnético F , usualmente medido en nano-Teslas (nT) o su equivalente el gamma (γ), y su dirección está definida por los ángulos de declinación D , que es el ángulo entre el Norte magnético y el geográfico, e inclinación I , que es el ángulo con el cual buza el vector F , respecto a su proyección en el plano horizontal H . F varía en fuerza desde aproximadamente 25000 nT en la región ecuatorial y alrededor de 7000nT en los polos. (Figura 19); (Kearey, 2002 ;Lowrie, 2007).

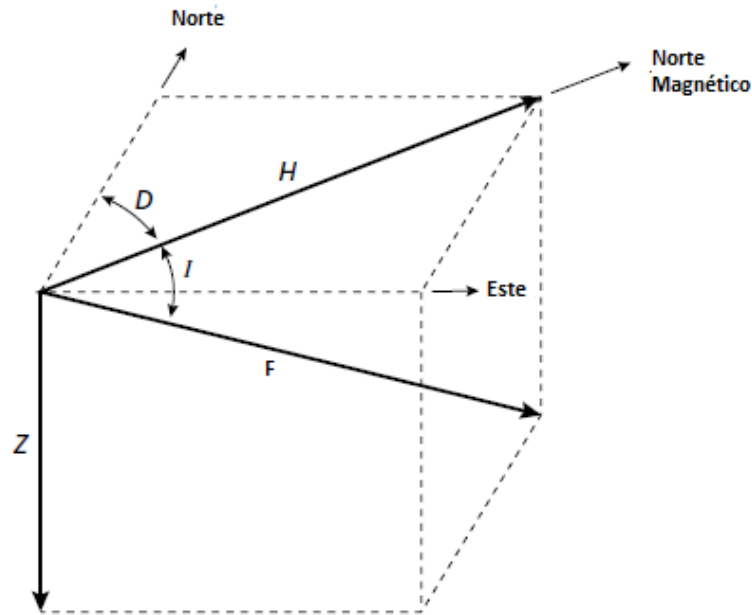


Figura 19. Tomado y modificado de (Kearey, 2002).

Magnetismos de las rocas y minerales.

Las anomalías magnéticas son causadas por minerales magnéticos (mayormente magnetita y pirrotita) contenidos en las rocas. Las sustancias pueden ser divididas en función de su comportamiento cuando son expuestas a un campo externo. Una sustancia es diamagnética, cuando el momento magnético de los átomos se opone a la presencia de un campo externo, presentando susceptibilidad magnética negativa. Los materiales diamagnéticos más comunes son el grafito, mármol, cuarzo y sal (Telford et al., 1990).

Cuando el momento magnético en presencia de un campo externo se ordena en la misma dirección de este, las sustancias son consideradas paramagnéticas y su susceptibilidad es constante. Ciertos elementos paramagnéticos, como el hierro, cobalto y níquel tienen una fuerte interacción magnética por lo que se les conoce como sustancias ferromagnéticas. Las sustancias ferromagnéticas en presencia de un campo exterior se ordenan de forma similar a las paramagnéticas y el valor de la susceptibilidad es altamente positivo (Telford et al., 1990).

3.1.5 Análisis espectral de Fourier.

El método de análisis espectral consiste en una transformación de los datos del dominio espacial al dominio de la frecuencia, para posteriormente establecer una estimación de la profundidad de la fuente anómala en función de las relaciones que existen entre la amplitud y la fase (Spector et al., 1970). Esta herramienta matemática permite separar la contribución de distintas fuentes de anomalía de gravedad en función

del número de onda radial de la señal completa. Al graficar la amplitud en escala logarítmica versus la frecuencia en escala lineal, es posible observar intervalos de frecuencia al representar los logaritmos de las amplitudes por líneas rectas de frecuencia con pendiente negativa. Dicha pendiente será proporcional a la profundidad del tope del cuerpo, para calcular la profundidad del contraste o tope de un cuerpo geológico, donde z es la profundidad y m es la pendiente del logaritmo del espectro.

$$Z = -\frac{m}{4 * \pi} \quad (8)$$

3.2 Descripción de datos empleados.

3.2.1 Datos gravimétricos.

Los datos gravimétricos se midieron en la superficie terrestre y fueron aportados por la Universidad de Granada, los cuales fueron tomados con un gravímetro Scintrex Autograv CG-5 que tiene una precisión de 0.001 mGal; para las coordenadas de las estaciones se usó un GPS modelo Garmin e-trex con precisión de 5 m. Además, los valores de cota fueron medidos con un altímetro barométrico con precisión de 0.5 m. El perfil se adquirió en tramos de la carretera N-268 y tiene una longitud de 48km aproximadamente, el espaciamiento de las medidas varía desde 0.5 km a 1 km.

Para la corrección topográfica, se empleó el programa *Global Mapper v19.0* para descargar el Modelo digital de elevación (DEM), específicamente de La Misión Topográfica Shuttle Radar (1-arc-second Resolution, SRTM Plus v3).



Figura 20. (a) Gravímetro Scintrex Autograv CG-05 sobre trípode; (b) Altímetro barométrico y GPS Garmin e-trex; (c) Realización de una medida gravimétrica sobre trípode.

3.2.2 Datos magnéticos.

Al igual que los gravimétricos, los datos son de medidas en superficie terrestre y proporcionados por la Universidad de Granada

La intensidad del campo magnético total se midió con un magnetómetro GSM 8 de precisión de protones con una precisión máxima de 1 nT. La medida de

susceptibilidad magnética de algunos afloramientos se realizó con un susceptómetro Exploranium kappameter KT-9. Estos datos se adquirieron de manera simultánea a la realización de las medidas gravimétricas, por lo que el perfil tiene 48 km de longitud y el espaciamiento entre las medidas varía desde 0.5 km a 1km.



Figura 21. Equipos de medida (a) magnetómetro GSM 8 de precesión de protones; (b) susceptómetro Exploranium kappameter KT-9; (c) Realización de medida de la intensidad del campo magnético total.

3.3 Procesado de datos

3.3.1 Obtención anomalía de Bouguer

Para la obtención de los valores de Anomalía de Bouguer, se utilizó el programa *Excel*, para realizar la serie de cálculos explicados a continuación:

1. Con la información referente a la hora de adquisición de cada estación se calculó el tiempo en minutos:

$$\text{Tiempo en min} = \text{HORA}(A1) * 60 + \text{MINUTOS}(A1) + \text{SEGUNDO}(A1)/60 \quad (9)$$

Donde A1= corresponde a la hora de medición de cada estación.

2. Se calculó el Δt , para conocer el tiempo transcurrido desde la primera medida en la estación base hasta cerrar el circuito.

$$\Delta t = (\text{Tiempo en min (estación anterior)} - \text{Tiempo en min (estación actual)}) + \Delta t (\text{anterior}) \quad (10)$$

3. El Δt sirve para calcular el Varmin (Variación de lecturas por minuto) con la siguiente ecuación:

$$\text{Varmin} = \frac{L_{\text{final}} - L_{\text{inicial}}}{\Delta t_{\text{total}}} \quad (11)$$

L_{final} = Lectura del circuito final.
 $L_{inicial}$ = Lectura del circuito inicial.

Para finalmente obtener la corrección por deriva instrumental que consiste en

$$\text{Corrección por deriva} = \Delta t * V_{armin} \quad (12)$$

Esta corrección es sustraída de las lecturas adquiridas en campo, para obtener la lectura corregida por deriva instrumental.

4. Posteriormente, se calculó la gravedad relativa.

$$Gr = \text{Lectura corregida por deriva(estación)} - \text{Lectura corregida por deriva(base)} \quad (13)$$

5. Una vez obtenido el paso anterior, se obtuvo la gravedad observada (corregida por marea y deriva instrumental)

$$G_{obs_d}^m = \text{Gravedad absoluta de la base} + \text{Gravedad relativa de cada estacion} \quad (14)$$

6. Para el cálculo de la corrección por latitud se utilizó la formula del 1980, con precisión de 0.1 mGal.

La cual requiere el uso de la Gravedad Teórica de la estación

$$G_l = 978032.7 [1 + 0.005278895 \sin^2(\varphi) + 0.0000023462 \sin^4(\varphi)] \quad (15)$$

7. La corrección de Aire libre y la corrección de Bouguer se calcularon con las siguientes ecuaciones:

$$C_{AL} = 0.3086 * cota(m) \quad (16)$$

$$C_B = 0.04192 * cota(m) * 2.67 g/cm^3 \quad (17)$$

8. La corrección Topográfica, se realizó por medio del programa *Oasis Montaj v8.4*, a través de su modulo *Gravity*, el cual debe ser cargado en la opción *GX>Load Menu>* seleccionar el módulo deseado.

En el *Gravity Menu*, se seleccionó la opción *Terrain Corrections y Create a Regional Correction Grid*, en el cual se agrega un DEM (modelo digital de elevación) local y un DEM regional, extraídos a través del programa *Global Mapper v19.0*. La fuente de datos es La Misión Topográfica Shuttle Radar (1-arc-second Resolution, SRTM Plus v3).

El DEM local fue tomado con una ventana de las mismas dimensiones de la zona de estudio y el regional con una ampliación de un 1 grado. Al crear ese Grid se seleccionó la opción *Terrain Corrections* y el programa generó la corrección topográfica.

9. Para calcular la Anomalía de Bouguer Completa se siguió la siguiente ecuación

$$A_B = Gobs_d^m + (C_{AL} - C_B + C_T) - G_{teo} \quad (18)$$

3.3.2 Obtención anomalía magnética.

Una vez procesados los datos gravimétricos, se procesaron los datos magnéticos para obtener la Anomalía magnética.

1. Los datos se corrigieron con respecto a la estación de Observación magnética en este caso se usó la estación SFER (San Fernando) con coordenadas 36.667°N y 4.055°E.

Para descargar los datos de la estación SFER, se ingresó en la página web de INTERMAGNET (<https://www.intermagnet.org/>) que contiene una red global de observatorios los cuales monitorean el campo magnético terrestre.

2. Se seleccionó la opción *Data>Data Download*, ingresando la fecha de un día antes y después de la fecha del levantamiento en campo.
3. Se colocó el formato de data IAGA2002, y el tipo de data definitivos o semi definitivos. En este caso, solo estaban disponibles los primeros por lo que se tuvo que calcular el campo magnético total:

$$B = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}. \quad (19)$$

4. Posteriormente se realizó la corrección de las lecturas tomadas en campo con respecto a los valores del observatorio magnético SFER.

A los valores corregidos, se les efectuaron una serie de correcciones similares a las gravimétricas: Se calcula la diferencia de la lectura de la base con respecto a las demás estaciones, que consiste calcular el promedio de la lectura de la base en la apertura y cierre del circuito.

5. El valor promedio se sustrae a la lectura de la base tomada en la apertura.
6. El valor obtenido, se suma a cada estación.

$$Lectu_{dif-base} = Lectura\ de\ cada\ estacion + Diferencia\ con\ base \quad (20)$$

7. Posteriormente, igual que con los datos gravimétricos, se calculó el Δt (tiempo en minutos) para conocer el tiempo transcurrido desde la primera medida en la estación base hasta el cierre del circuito.
8. Se obtiene la variación por minuto conocida como Varmin y, la corrección por deriva:

$$Correccion\ por\ deriva: \Delta t * Varmin \quad (21)$$

9. La lectura corregida sigue la misma ecuación anterior:

$$Lectura\ corregida\ por\ deriva = Lectu_{dif-base} - Correccion\ por\ deriva \quad (22)$$

Ahora para obtener la anomalía magnética se debe realizar la corrección por variación diurna:

10. Se ingresa en la web del NOAA National Centers for Environmental Information (NCEI) (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>) para obtener el valor del campo magnético según el IGRF de cada una de las estaciones ingresando los valores de longitud, latitud y cota.
11. Para obtener el valor del campo magnético de la estación SFER, en cada minuto del día del levantamiento, se ingresa nuevamente en la web [intermagnet.org](http://www.intermagnet.org), en la opción *Data> Magnetic Field*, se selecciona la fecha y el observatorio el cual se puede buscar desde el nombre o con el código IAGA.

12. Se realiza el cálculo de la variación diurna siguiendo la ecuación:

$$VD = Campo\ magentico\ SFER\ del\ dia - Campo\ magnetico\ SFER\ de\ cada\ hora \quad (23)$$

13. Para el cálculo de la anomalía magnética se realiza este simple calculo:

$$A_m = Lectura\ en\ campo + Variación\ diurna - Campo\ magnetico\ ITRF \quad (24)$$

3.3.3 Obtención datos de Topoiberia, con densidad 2,67 g/cm³.

El mapa de anomalía de Bouguer de la base de datos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

Las correcciones gravimétricas de estos datos fueron obtenidas con valor de densidad de 2,60 g/cm³. Por lo que se han generado nuevas anomalías con la modificación en las fórmulas sustituyendo el valor de densidad por 2,67 g/cm³ en las correcciones de Bouguer y la corrección de aire libre.

Con el fin de comparar dichos datos con los valores obtenidos del procesamiento de datos terrestres, al generar el mapa de anomalía de Bouguer de la zona.

Mapas de Anomalía de Bouguer.

Una vez obtenidos los valores de anomalías, se usa el *programa Oasis Montaj v8.4* para elaborar el Grid de cada respuesta en el menú *Grid and Image>Gridding>Minimum Curvature*.

Para la separación Regional-Residual se aplica primero un análisis espectral, que consiste en obtener el espectro radial de potencia de gravedad, representado por el gráfico de Número de Onda vs. Logaritmo de la potencia (Figura 22).

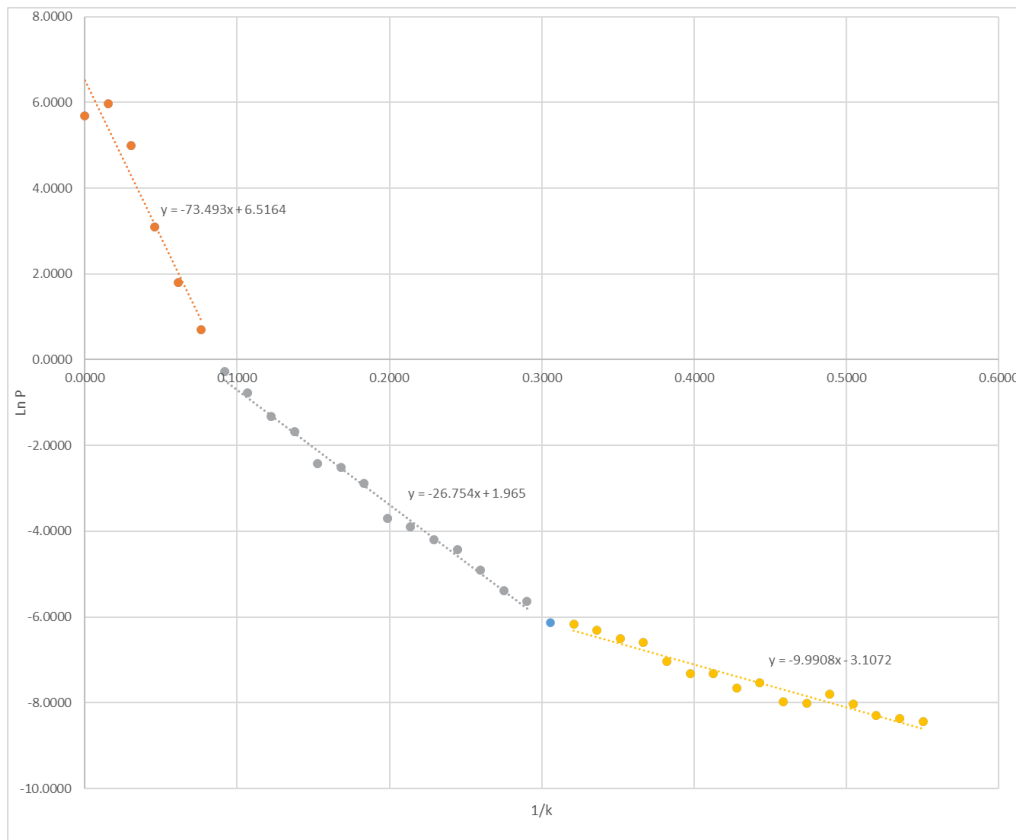


Figura 22. Espectro de potencia de la anomalía gravimétrica.

En el gráfico, se seleccionan las diferentes pendientes observadas (cambio de tendencia) de la curva. Para ello los datos se exportan al programa *Excel*, donde se seleccionan dichas tendencias, las cuales conservan una relación directa con la profundidad del cuerpo en función de los contrastes de densidad o susceptibilidad magnética, según sea el caso. Para el cálculo de la profundidad de la estructura o cuerpo, se usó la siguiente fórmula:

$$Z = -\frac{m}{4 * \pi} \quad (25)$$

Para obtener el análisis espectral, se utiliza el módulo *MAGMAP* opción *Interactive Filtering*, donde al seguir el orden de las opciones se puede obtener el *Radial Average Spectrum*.

Por último, para obtener la respuesta Regional y Residual, se usa de nuevo el módulo *MAGMAP*, pero esta vez la opción *Step by Step*, donde se pueden definir filtros sobre el Grid; en este estudio se utilizó el Gausseano el cual a través de la opción *Interactive Spectral Filter* (Figura 23), separa la componente regional y residual del mapa de Anomalía de Bouguer Completa.

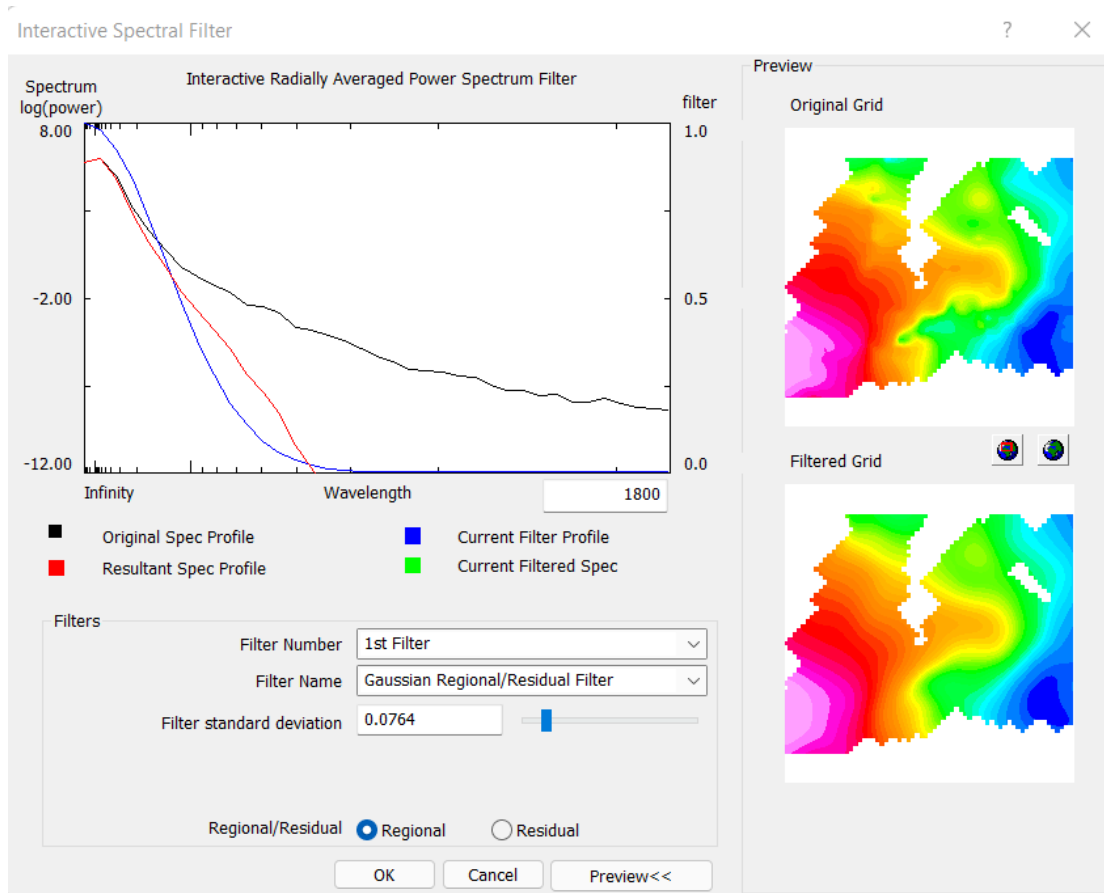


Figura 23. Filtro Gausseano dentro del programa Oasis Montaj v8.4.

Para obtener la anomalía residual se realizó una simple sustracción, en la opción *Grid and Image> Grid Math*, donde se agrega la siguiente fórmula:

$$A_{Bresidual} = A_{Bcompleta} - A_{Bregional} \quad (26)$$

3.3.4 Modelización 2D de anomalías Gravimétricas y Magnéticas

En la modelización de anomalías gravimétricas y magnéticas se usó el programa *Gragmagv1.7c*. Este programa incluye modelización directa y optimización para la interpretación de situaciones estructurales complejas. Los modelos son creados a partir de polígonos, con diferentes formas, profundidades a los que se les atribuyen distintas propiedades como la densidad y susceptibilidad magnética. Los pasos seguidos para el cálculo de modelos se indican en el Anexo 7.1.

4 RESULTADOS

4.1 Interpretación cualitativa y cuantitativa de las anomalías gravimétricas y magnéticas.

4.1.1 Mapas de la zona con los datos de Topoiberia.

Se generó el mapa del IGME Figura 24, con densidad $2,67\text{g/cm}^3$ para relacionarlo con los datos terrestres en el perfil al sur de la Zona Sudportuguesa (Figura 24). Los mapas muestran la tendencia positiva de las anomalías de Bouguer, y dentro del perfil estudiado, se presentan anomalías desde 87 mGal hasta 107 mGal, siendo este el máximo alcanzado en todo el mapa. La orientación de los contornos del mapa son N-S salvo en la región central donde se observan valores intermedios de anomalía de Bouguer promedio de 75 mGal. Al realizar la separación de la respuesta regional de la residual, del mapa de anomalía de Bouguer completa; el mapa regional (Figura 25), no presenta gran diferencia con el mapa original, lo que indica que la respuesta gravimétrica, se debe a un cuerpo profundo.

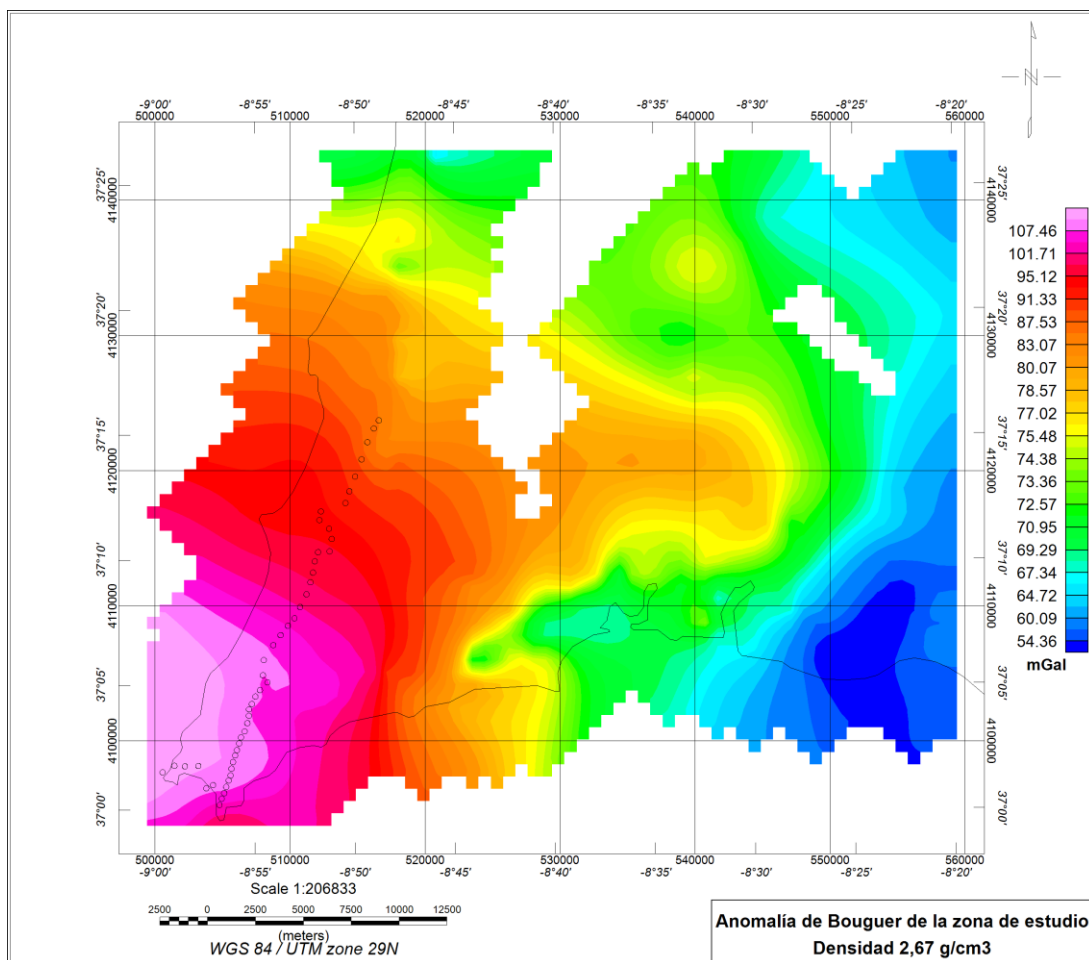


Figura 24. Mapa anomalía de Bouguer, datos IGME.

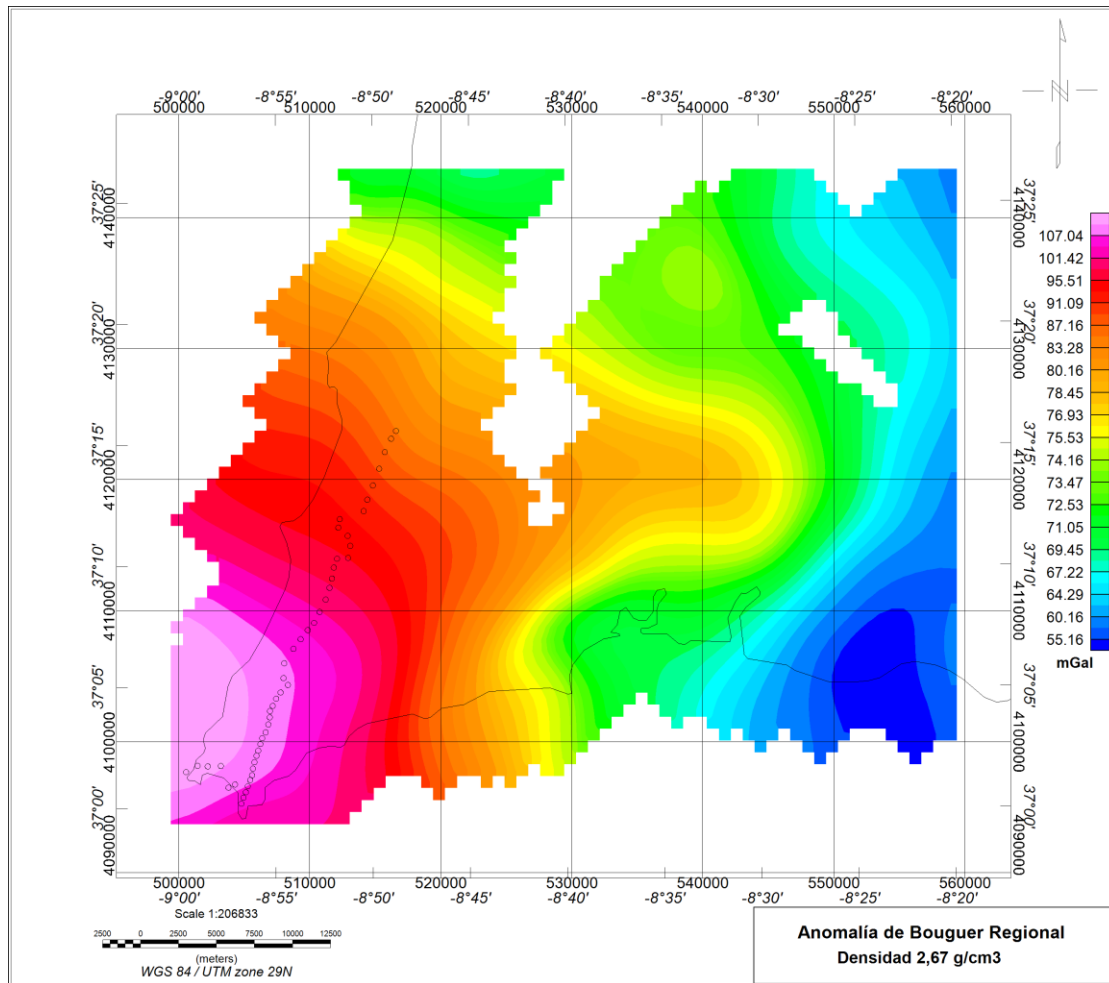


Figura 25. Mapa anomalía de Bouguer regional, datos IGME.

El mapa de anomalía de Bouguer residual (Figura 26), muestran valores de anomalías muy bajos próximos a cero, con máximo de 1.18 mGal y mínimo de -2 mGal, a este mapa se le realizó un filtro de continuación analítica hacia arriba para eliminar el ruido superficial.

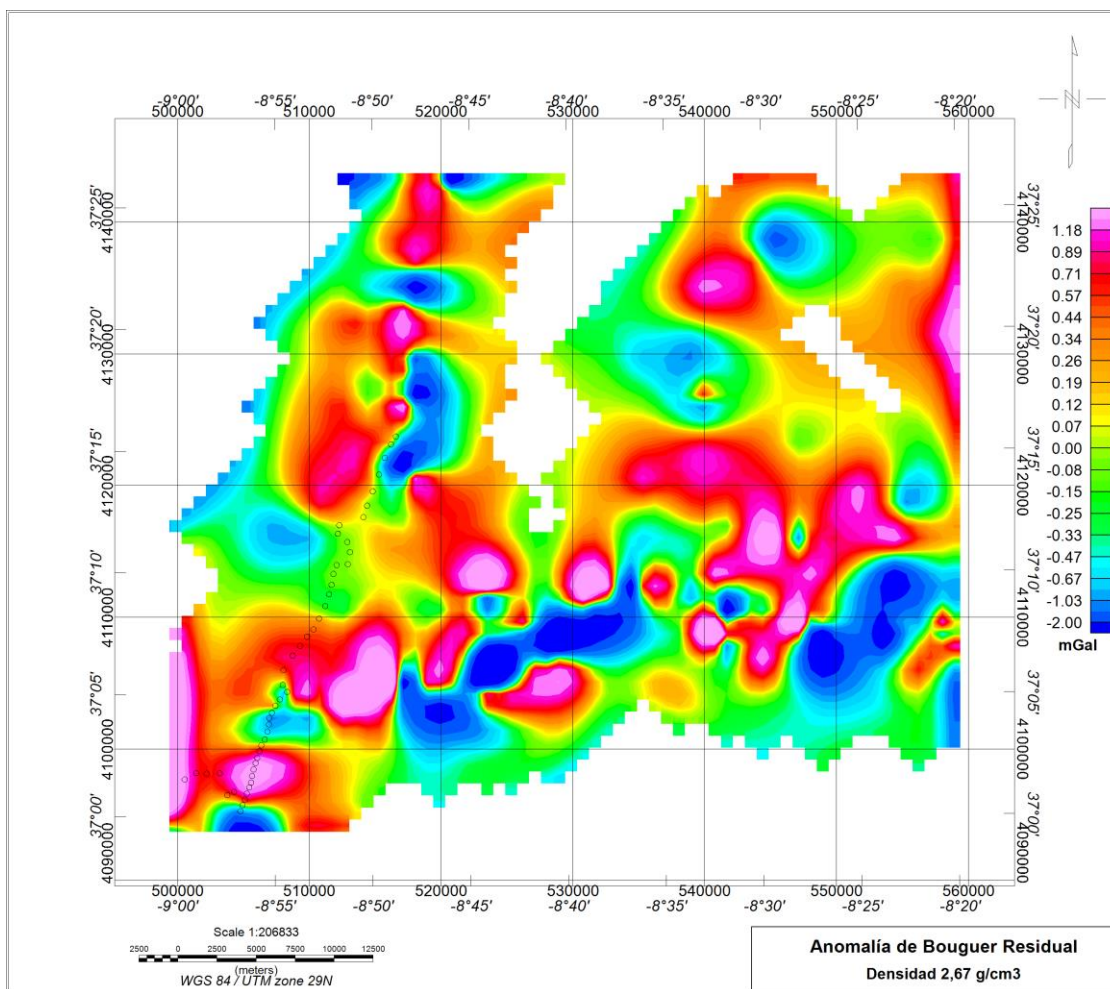


Figura 26. Mapa anomalía de Bouguer residual, datos IGME.

4.1.2 Espectro de potencia de los datos de Topoiberia.

En la Tabla 2, se exponen los resultados obtenidos del espectro radial de potencia de gravedad.

Tabla 2. Profundidades estimadas a partir del espectro de potencia.

Fuente	Profundidad(km)
Profunda	5.85
Intermedia	2.12
Somera	0.80

4.1.3 Perfiles gravimétrico y magnético de los datos terrestres.

En esta sección se describirán los resultados obtenidos del procesamiento de los datos gravimétricos y magnéticos terrestres.

Perfil gravimétrico.

Los datos terrestres procesados, presentan valores de anomalía de Bouguer con un máximo de 112 mGal y mínimo de 84 mGal, que se encuentran presentados en un perfil distancia vs anomalía de Bouguer (Figura 27). Los valores de anomalías de Bouguer aumentan de norte a sur; sin embargo, a lo largo del perfil se observan dos mínimos gravimétricos entre 25 km y otro a 40 km aproximadamente de 108 mGal y 90 mGal respectivamente.

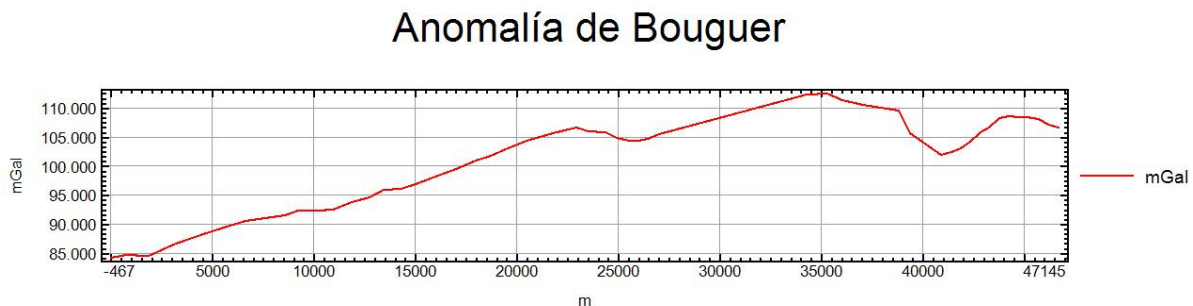


Figura 27. Perfil de anomalía de Bouguer de los datos adquiridos en campo.

Al comparar estos resultados con la información previa se confirma el comportamiento general de las anomalías gravimétricas del área. El mapa de anomalía de Bouguer publicado por el IGN (Figura 4), donde la zona de estudio presenta valores de anomalía de Bouguer positivos cuyos valores de N a S son 80 a 110mGal y los contornos presentan una tendencia principal NE-SO, con gradientes suaves.

Por otro lado, en el mapa correspondiente EGM008 (Figura 6), concuerda con el mapa anteriormente descrito, presenta valores positivos de anomalías entre 80 a 120 mGal en el área, pero la orientación de los contornos se vuelve más vertical.

Perfil magnético.

El cálculo de anomalías magnéticas con los datos terrestres, se presenta de igual forma en un perfil distancia vs anomalía magnética (Figura 28), con valor máximo de 155.6nT y mínimo -88 nT, estos datos son más precisos que los del mapa aeromagnético (Figura 12). A través del perfil se presentan valores mínimos en 1.8 km de -88.6 nT, en 23 km de -66.6 nT y cerca del final del perfil a 44 km de -84 nT.

Anomalía magnética

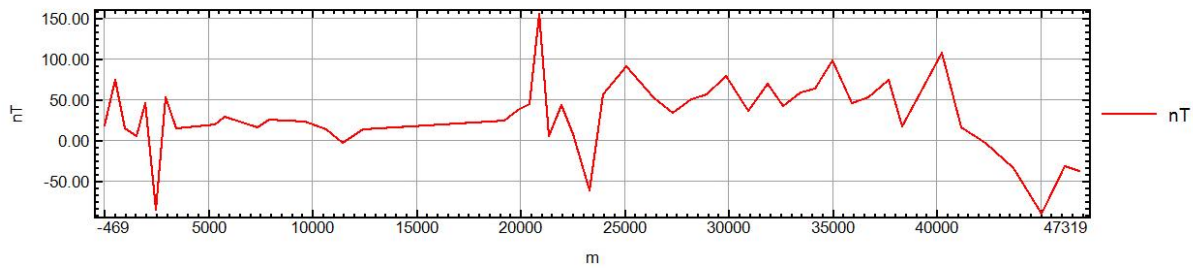


Figura 28. Perfil de anomalía magnética de los datos adquiridos en campo.

El mapa de anomalía de magnética publicado por el IGN (Figura 12) expone en la región NE un dipolo magnético con un valor máximo de intensidad magnética de 160 nT y valores mínimos que oscilan entre -40 a -80nT. Al sur solo se presentan valores positivos de contornos con dirección NO-SE y valores con tendencia creciente de 20 a 30 nT.

4.2 Modelos gravimétricos y magnético.

Con el estudio de la geología de la zona (Figura 29), investigaciones previas y de los nuevos datos aportados por este trabajo se presentan los modelos gravimétrico y magnético, ambos generados con el programa *Gravmagv1.7c*; desde el norte se ubican cuerpos ubicados a poca profundidad (hasta aproximadamente 2 km) los cuales afloran, y posteriormente se ubica una pequeña cuenca y al final del perfil otro cuerpo alargado (Figura 30).

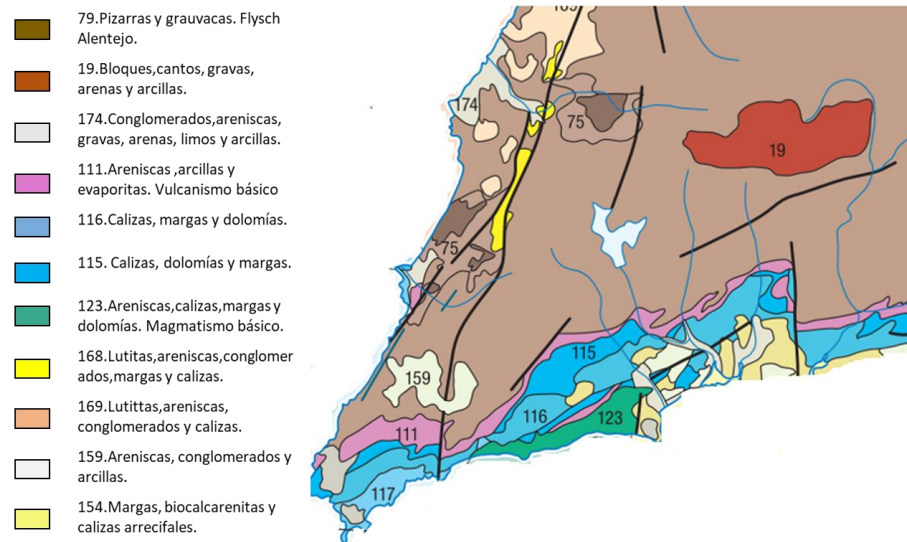


Figura 29. Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado y modificado del Mapa de Geología de España y Portugal.

Sin embargo, al modelizar estos cuerpos superficiales la pendiente de la curva producida por la anomalía gravimétrica, no se generaba por lo que se agregó un cuerpo a una profundidad de 10 a 12 km con densidad 3 g/cm^3 , el cual modela la tendencia general de la curva y las anomalías positivas. (Simancas et al., 2003) expone una estructura de 15 km aproximadamente en la región ZOM, definida como una intrusión máfica a ultramáfica del Carbonífero Temprano dentro un desprendimiento de la corteza media. Por lo cual se sugiere la extensión de este cuerpo de alta reflectividad hasta la zona Sudportuguesa.

Al estudiar los perfiles de sísmica profunda en el trabajo de (Simancas et al., 2003), se observa que la anomalía de Bouguer aumenta en la zona Sudportuguesa y la topografía descende, con una Moho plana, debe existir un cuerpo que produzca estos valores positivos.

Tabla 3. Densidades para el modelo gravimétrico en Gragmagv1.7c.

Densidad(g/cm^3)	
	2.67
	2.50
	2.48
	2.50
	3.00

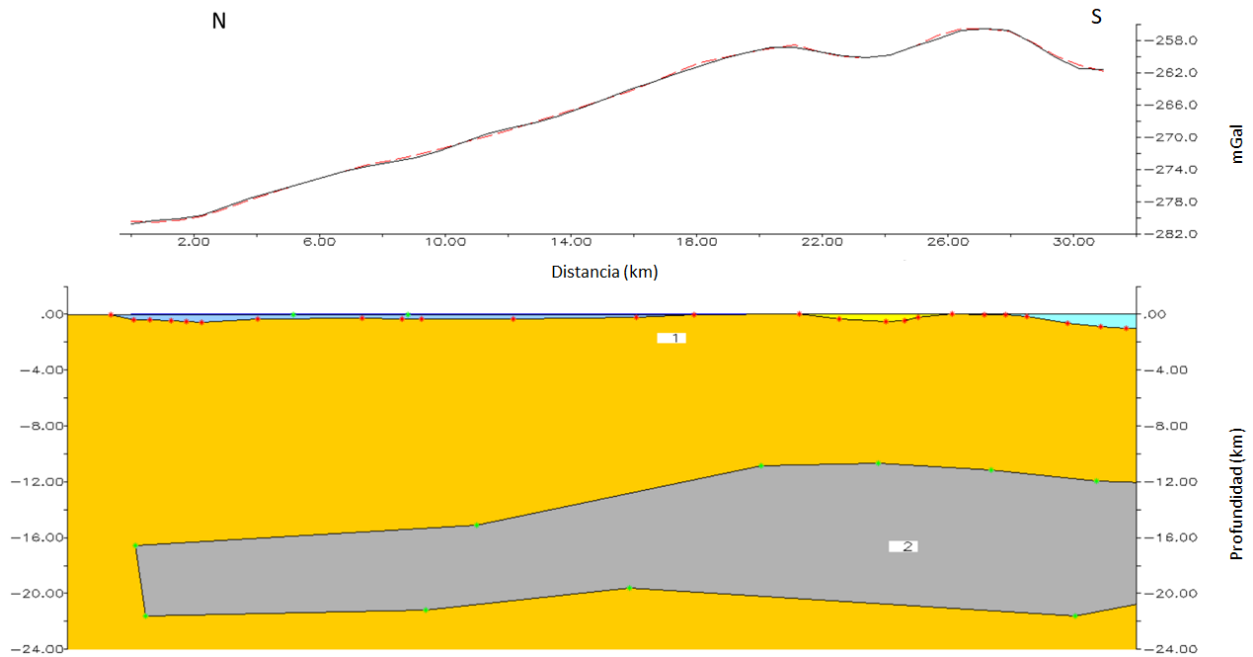


Figura 30. Modelo gravimétrico hasta la profundidad de 24km. La línea roja representa la gravedad observada, la línea negra corresponde a la calculada.

En la Figura 31, se presenta el modelo gravimétrico a 4 km de profundidad, con el objetivo de observar las características morfológicas de los cuerpos someros que afloran y se emplazan sobre un basamento varisco.

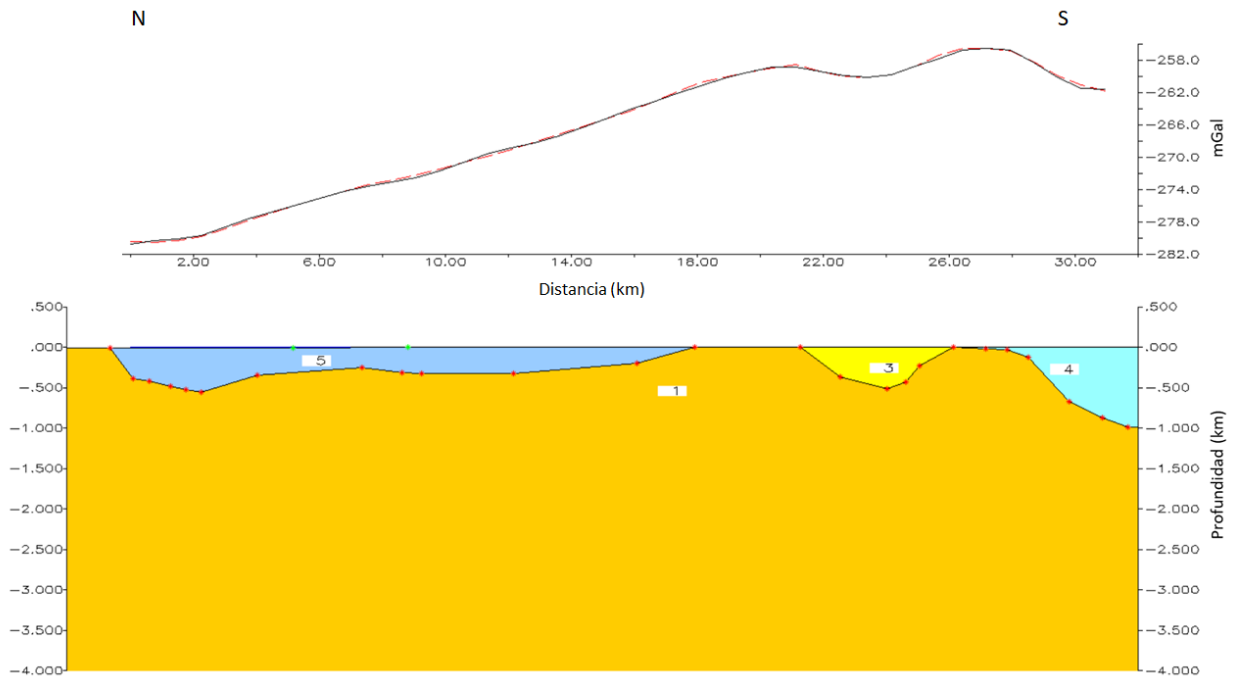


Figura 31. Modelo gravimétrico hasta la profundidad de 4km. La línea roja representa la gravedad observada, la línea negra corresponde a la calculada.

El modelo magnético (Figura 32) presenta un cuerpo de susceptibilidad magnética 0.21(SI) alargado a lo largo de toda la zona que no se observa en la geología de superficie, pero debe ser un cuerpo cercano a esta debido a que la respuesta magnética es abrupta y no de pendiente suave como se espera de cuerpos emplazados a profundidades mayores.

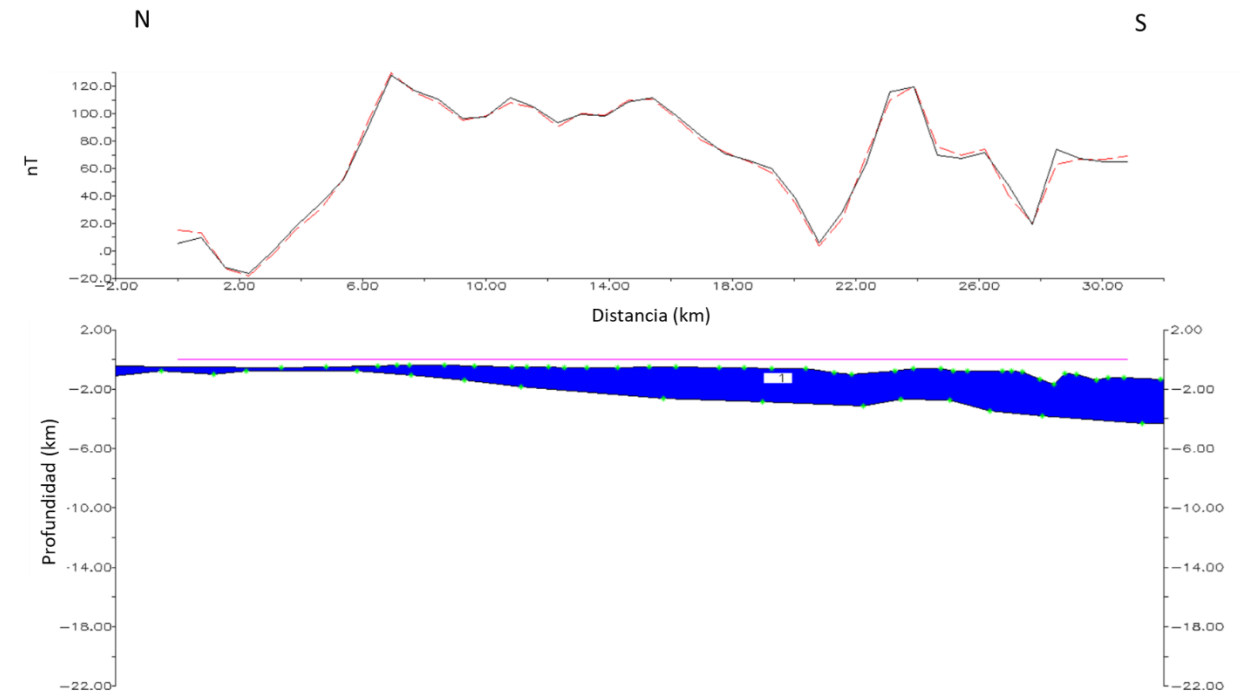


Figura 32. Modelo magnético hasta la profundidad de 22 km. La línea roja representa la anomalía observada, la línea negra corresponde a la calculada.

El corte geológico, muestra la integración de los modelos gravimétricos y el modelo magnético. El corte presenta las siguientes estructuras geológicas: a) Un cuerpo profundo entre 10-15 km de profundidad y sección elongada N-S con contraste de densidad positivo. b) Sobre este cuerpo se localizan cuerpos someros de baja densidad a profundidades estimadas de 0.8 a 1km c) Se ha identificado también un cuerpo magnético de sección elongada N-S a 2km.aproximadamente, situado a techo del macizo ibérico (Figura 33).

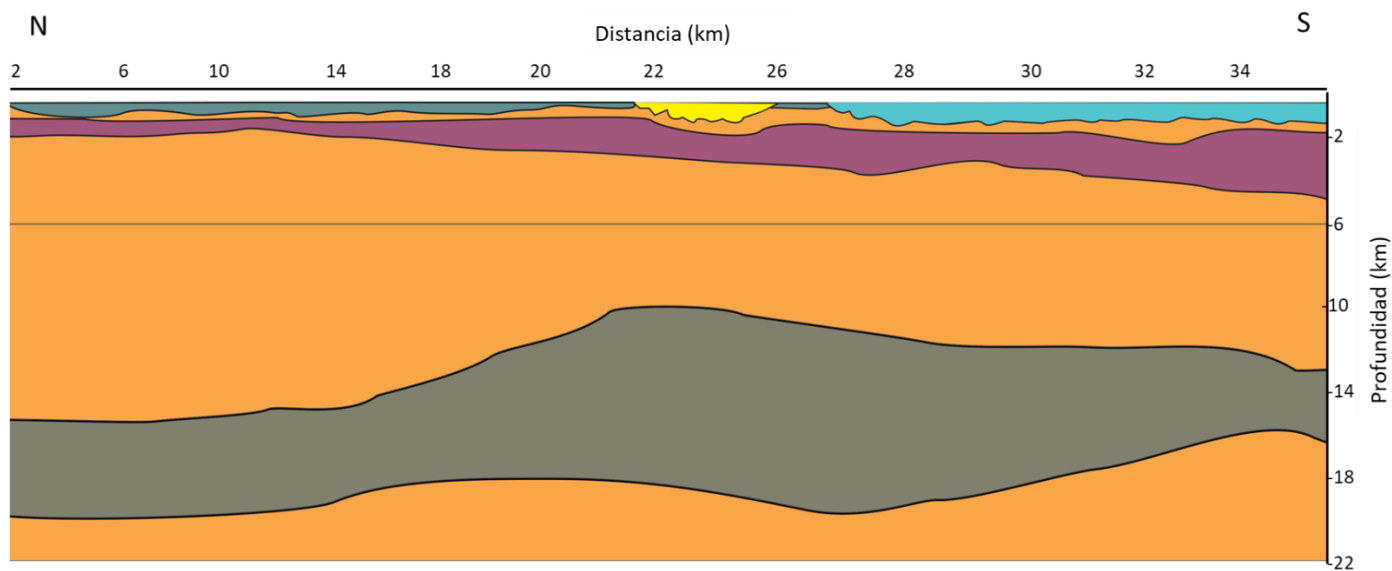


Figura 33. Corte geológico generado de la integración de los modelos gravimétrico y magnético y de la información previa en la zona.

5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El extremo suroccidental de la Península Ibérica se caracteriza por la presencia de anomalías gravimétricas y magnéticas correspondientes a estructuras geológicas que no han sido definidas hasta el momento. Las observaciones de superficie no han permitido la identificación de los cuerpos responsables de esas anomalías. La integración de datos geológicos y geofísicos previos junto con datos geofísicos de nueva adquisición ha sido fundamental para describir y precisar las características de dichas estructuras.

Los datos procesados de anomalía de Bouguer y anomalía magnética concuerdan con los mapas realizados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN,1996) y por el Bureau Gravimétrique International (BGI,2022), Estos contribuyen a complementar la información obtenida hasta el momento. Al intentar modelizar los datos gravimétricos se consideró el posible adelgazamiento de la corteza superior, pero el programa *Gravmagv1.7c* no generó cambios significativos en la curva de gravedad observada. Los mapas de anomalía de Bouguer tanto regional como residual de los datos de Topoiberia generados con densidad de 2.67 g/cm^3 confirman la existencia de una fuente en profundidad que genera las anomalías positivas de 70 a 100 mGal aproximadamente.

El mapa regional y el de anomalía de Bouguer completa presentan el mismo comportamiento, con contornos suaves, cuyos valores de anomalías de Bouguer aumentan de N-S lo que indica que la principal fuente de estos valores es de carácter profundo. Por otro lado, el mapa de anomalía de Bouguer residual muestra valores cercanos a cero, confirmando una vez más que los máximos valores positivos de la zona no son dominados en gran escala por los cuerpos someros presentes.

Al generar el espectro de potencia de los mapas de Topoiberia con las mismas dimensiones de los perfiles terrestres, ayuda a definir la profundidad de los cuerpos someros y se presentan, tres pendientes distintas en la curva, definidas como: una profundidad somera de 0.08 km, atribuida a las características geológicas presentes en la superficie y también presentada en el modelo realizado de los datos terrestres; una profundidad intermedia de 2.12 km, que puede deberse al cuerpo alargado presentado en el modelo magnético y una profunda de 5.85 km, que se asocia a las discontinuidades del espesor de la corteza superior en la región Sudportuguesa, expuesta en trabajos anteriores (González et al., 1998; Fernández et al., 2004)

El corte geológico presentado en este trabajo integra los resultados de los modelos gravimétrico y magnético, y la información previa disponible de la zona. En él se puede observar las siguientes estructuras geológicas correspondientes a las anomalías analizadas y que no afloran en superficie: a) Las anomalías gravimétricas muestran la presencia de un cuerpo profundo de sección elongada N-S y contraste de densidad positivo (densidad 3.00 g/cm^3). Podría corresponder a un cuerpo intrusivo máfico a ultramáfico sub-horizontal emplazado entre 10 a 15 km de profundidad, de edad Carbonífero temprano. Este cuerpo supone la continuación del cuerpo de alta reflectividad ubicado por (Simancas et al., 2003) en la Zona de Ossa Morena. No produce anomalía magnética ya que a la profundidad en la que se encuentra habría perdido sus propiedades magnéticas al sobrepasar el punto de Curie. b) Sobre este cuerpo se localizan cuerpos someros de baja densidad a profundidades estimadas de 0.8 a 1km

correspondientes a la Cuenca del Algarve y cuencas Neógenas. Estos cuerpos no producen anomalías magnéticas por tanto los materiales depositados en las cuencas no deben contener mineralizaciones metálicas ni restos de rocas máficas o ultramáficas. c) Se ha identificado también un cuerpo magnético de sección elongada N-S a 2 km aproximadamente, situado a techo del macizo ibérico. Este cuerpo no produce anomalías gravimétricas apreciables por tanto el contraste de densidad con el entorno es inapreciable. Posiblemente corresponda a mineralizaciones metálicas o fragmentos de rocas ígneas del Complejo de los Flysh del Baixo Alentejo y Dominio SW del Macizo Ibérico.

6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Andrade, A. (1977). The Beja Ophiolitic Complex in southern Portugal: a preliminary description. *Mem Not Publ Mus Lab Min Geol Univ Coimbra*, 84: 49-52.
- Azor, A. R.-L.-P.-P. (2008). Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics* 27, TC5006.
- Bard, J. (1977). Signification tectonique des metatholeites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France* 19, 385-393.
- BGI, B. G. (11 de 01 de 2022). *Bureau Gravimétrique International / International Gravimetric Bureau*. Obtenido de Bureau Gravimétrique International / International Gravimetric Bureau: <https://bgi.obs-mip.fr/>
- Boogaard, M. D. (1967). Geology of the Pomarinho region (southern Portugal). *Thesis, Graf Cent Deltro Rotterdam*.
- Carbonell, R., Simancas, F., Juhlin, C., Ayarza, P., González-Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A., & Plata, J. (2001). IBERSEIS: A seismic reflection image of the Variscan orogen, SW Iberia. *Eos Trans. AGU*, 82 (47).
- Casas, A. C. (1990). DEEP STRUCTURE OF THE BETIC CORDILLERA DERIVED FROM THE INTERPRETATION OF A COMPLETE BOUGUER ANOMALY MAP . *Journal of Geodynamics* 12, 137-147.
- Fernández, M. (2004). Lithospheric transition from the Variscan Iberian . *Tectonophysics* 386, 97-115.
- Fernández, M. M. (2004). Lithospheric transition from the Variscan Iberian Massif to the Jurassic oceanic crust of the Central Atlantic. *Tectonophysics*, 97-115.
- Fullea, J. F. (2008). A FORTRAN 90 code to compute Bouguer gravity anomalies from gridded free-air anomalies: Application to the Atlantic-Mediterranean transition zone". *Computers & Geosciences, Volume 34, Issue 12 (December 2008)*, pp. 1665-1681.
- Geosoft, I. (2006a). *Tutorial and user guide: Gravity data processing extension for Oasis Montaj v6.3*. Toronto: (N. Whitehead, y C. Musselman, Edits Toronto): Geosoft Oasis Montaj.
- Gonzalez, A. R. (1998). Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and the Gulf of Cadiz. *a Deparlamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense*.

- González, L. (2010). Anomalías magnéticas y gravimétricas del extremo occidental de la Cordillera Bética y su antepaís: contribución al conocimiento de la estructura cortical. *Trabajo Fin de Máster. Universidad de Granada. Granada, España.*
- Gonzalez-Castillo, L. (2015). Crustal structure and active deformation in the westernmost Betic Cordillera and its foreland. *Ph.D. Thesis. Universidad de Granada. Departamento de Geodinámica.*
- Heimhofer, U. T. (2008). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. Springer.
- IGN. (23 de 03 de 1996). *Instituto Geográfico Nacional*. Obtenido de <https://www.ign.es/web/catalogo-cartoteca/resources/html/016739.html>
- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain correction using a digital computer. *Geophysics*, 27(4).
- Kearey, P. B. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. *Blackwell Science*.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge: Cambridge.
- Martínez Catalán, J. –A.-A. (2008). The Iberian Variscan Orogen. En I. G. España, *Contextos geológicos españoles* (págs. 13-30).
- Merle, R. J. (2009). Evidence of multi-phase Cretaceous to Quaternary alkaline magmatism on Torre-Madeira Rise and neighbouring seamounts from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Journal of the Geological Society London*.
- Milson, J. (2003). *Field Geophysics The Geological Field Guide Series*. University College London: Wiley.
- Moniz, C. G.-C. (2003). Estudo de lineamentos fotointerpretados na região. *Ciências da Terra (UNL, C53-C56)*.
- Mueller, S., Prodehl, C., & Mendes, A. S.-M. (1973). Crustal structure in the Southwestern part of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 20, pp. 307-318.
- Nagy, D. (1996). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2).
- Oliveira, J. (1990). *Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the South Portuguese Zone*. . Dallmeyer, D., Martinez, E. (Eds.). Berlín, Heidelberg: Springer Verlag,.
- Pavlis, N. H. (2008). *An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008*. Vienna, Austria.: EGU General Assembly 2008.
- Reid, A. A. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, 80-91.

- Ribeiro, A. d. (1979). Introduction à la Gèologie generale du Portugal. *Ed.Serv.Geol.Portugal*, 114.
- Rock, N. M. (1978). Petrology and petrogenesis of the Monchique alkaline complex, southern Portugal. *Journal of Petrology* 19, 171-214.
- Simancas J. F., C. R. (2003). Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *TECTONICS*, VOL. 22, NO. 6.
- Spector, A. &. (1970). Statistical models for intrepretin aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- Telford, W. G. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University press.
- Tornos, F. (2008). La Geología y metalogenia de la Faja Pirítica Ibérica. *Revista de la sociedad española de mineralogía*, 13-23.
- U. Heimhofer, T. A. (2008). Coastal sediments from the Algarve: low-latitude climate archive for the Aptian-Albian. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 97:785–797.
- Zhang, C. M. (2000). Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, 65(2):,512-520.

7 ANEXOS

7.1 Creación del modelo gravimétrico y magnético en *Gragmagv1.7c*

1. Crear un fichero .DAT, a través del programa *GMGFDF.exe*
2. *What tipe of data are you processing?* (¿Qué tipo de datos están procesando?)

```
What tipe of data are you processing ?  
"G" = Gravity only  
"M" = Magnetic only  
"S" = Gravity and magnetic from the same input file  
"D" = Gravity and magnetic from different input files
```

Figura 34. Seleccionar el tipo de datos a ingresar para el modelado.

Se elige el tipo de datos, G (solo gravedad), M (solo magnético), S (Gravedad y magnético en el mismo archivo) y D (Gravedad y magnético en archivos diferentes).

3. Al seleccionar la opción deseada se pulsa *Enter*, aparecen las siguientes preguntas:

```
Units for model space ?  
"M" = metres  
"K" = kilometres  
> m|  
  
Units for gravity anomaly ?  
"MG" = mGal  
"GU" = gravity units  
> mg|
```

Figura 35. Unidades para el modelado.

Units for model space? (Unidades para el modelo), da opciones o kilómetros (KM) o metros(M). Además, de *Units for gravity anomaly?* El mGal (MG) y unidades de gravedad (GU)

4. *Height indicator for the gravity observation* (Indicador de altura para las lecturas gravimétricas). En esta opción se suele colocar 0, en la topografía)

```
Height indicator for gravity observation ?  
"0" = At the topography  
"1" = At a constant offset from the datum  
"2" = At a constant offset from the topography  
"3" = Specified for each field point  
(Default "0")|
```

Figura 36. Localizar la altura de las observaciones gravimétricas.

5. *Name of the input file?* (Nombre del archivo), se debe colocar el nombre exacto y con el tipo de archivo ("perfil.txt"), este archivo se debe crear anticipadamente a través de programas de texto, con una columna de anomalía gravimétrica o

magnética, y otra columna con la distancia en el eje X del perfil. Debe estar separado por espacios en blanco, así que es recomendable con el Word hacer el cambio de tabulaciones a espacios en blanco.

6. Dentro del programa *Microsoft Word 2019* se selecciona Reemplazar en la barra superior, seleccionar Mas>> Especial (Marca de tabulación) y reemplazar con un espacio en blanco.
7. *Enter line number of the first record to be used* (Introduzca el numero de la primera línea para ser usada), así el programa identifica a partir de que fila lee los datos. Posteriormente en la opción *Enter line number of the last record to be used* (Introduzca el numero de la última línea a ser usada).
8. Where is the topography data?

```
Where is the topographic data ?  
  "T" = On this file  
  "D" = On a different file  
  "C" = Use a constant value for topography  
.
```

Figura 37. Selección de ubicación de topografía.

En esta opción se selecciona C, para indicar al programa un valor constante. (Por defecto el cero)

9. How are field locations of data to be specified?

```
How are field locations of data to be specified ?  
  "F" = By specifying nth field in record  
  "P" = By specifying start position in record  
  "C" = By moving cursor to required location  
.
```

Figura 38. Ingresar como están localizados los datos en el archivo.dat.

La opción es la F, para ingresar que columna es la distancia del perfil y cuál es la de la anomalía a modelar, como se observa en la Figura x. Finalmente se coloca el nombre del archivo y se finaliza el proceso.

```

1      2      3
-----
84.34 -28.01 0.00
-----
Enter the field number on the record for the X field
> 3

1      2      3
-----
84.34 -28.01 0.00
-----
Enter the field number on the record for the gravity value field
> 1|

Input file successfully processed|

Name of field data file to be created ?
>

```

Figura 39. Colocar que columna corresponde a los datos gravimétricos y distancia.

Al crear el archivo.dat, se puede empezar a usar el *Gragmagv1.7c* para la creación del modelo, se abre el programa, seleccionar *Files > Read field data*. Se ingresa el archivo generado en los pasos anteriores.

1. Se selecciona la opción *Main menú > Build edit*, se pueden crear polígonos con la opción *Polygon create* y añadirle puntos en *Point create* para mejor precisión. En *Polygon create*, se deben crear en sentido horario, además deben ser extensos y no limitarse a la zona para evitar problemas de borde.
2. En la ventana *Properties*, se colocan las densidades para la corteza superior (2,67 g/cm³), el manto (3.0 g/cm³) y los cuerpos a modelar, dependiendo del tipo de roca.
3. Por su parte en las propiedades magnéticas de las rocas, se debe agregar el valor del campo magnético, la declinación e inclinación de la zona de estudio para el día y hora de la adquisición de campo; además de colocar la orientación del perfil (*Profile orientation*), buscados en la página de la NOAA <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>.
4. Una vez establecidas las propiedades gravimétricas y magnéticas, se empiezan a crear polígonos en función de la geología de la zona y trabajos previos.

Gragmagv1.7c posee una opción de Optimización que puede ser usada para mejorar la ubicación de los puntos o las propiedades del polígono. El número de las máximas interacciones es 30.

7.2 Descarga del Modelo digital de elevación (DEM).

1. Abrir el programa *Global Mapper v19.0*.
2. Seleccionar el icono del mundo en la barra de herramientas (Connect to online data).



Figura 40. Interfase del programa GlobalMapper v19.0.

3. Aparece una ventana, donde hay varias fuentes de datos, en este caso se seleccionó SRTM Worldwire selection data (1-arc-second Resolution, SRTM Plus v3)

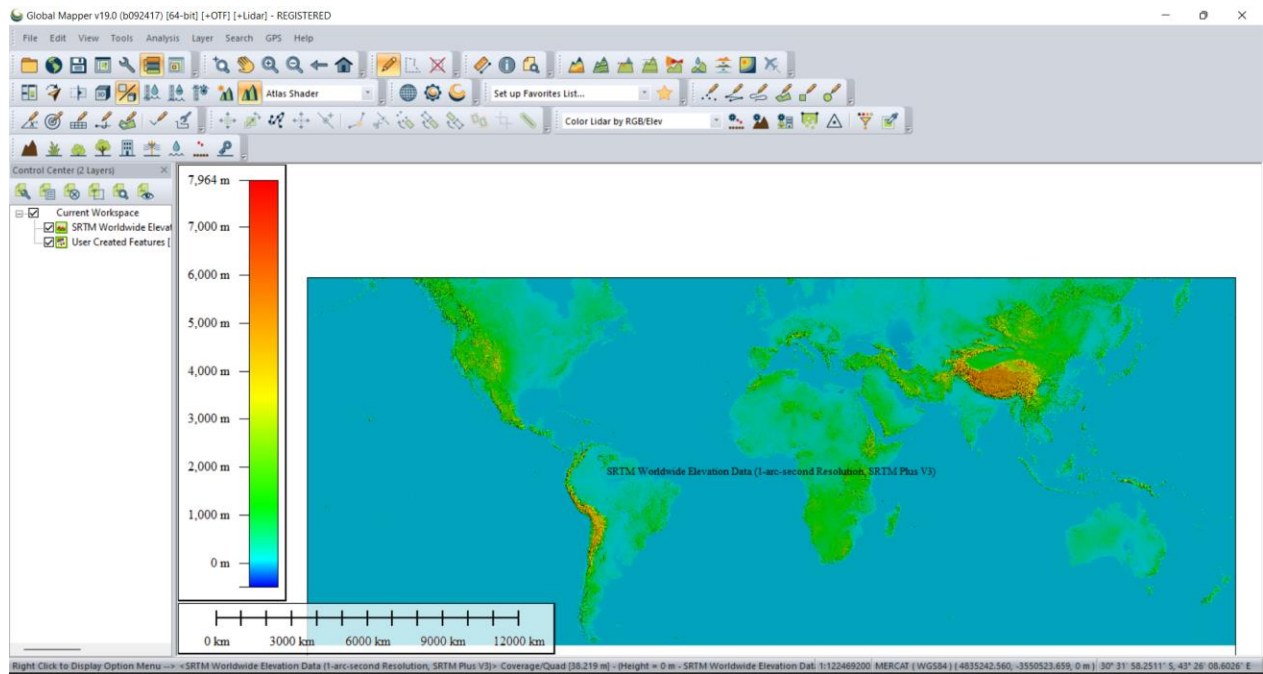


Figura 41. Datos de topografía del SRTM Worldwire.

4. En la opción *File> Export>Export Elevation Grid format*. Donde se puede dibujar el área de estudio o colocar las coordenadas.

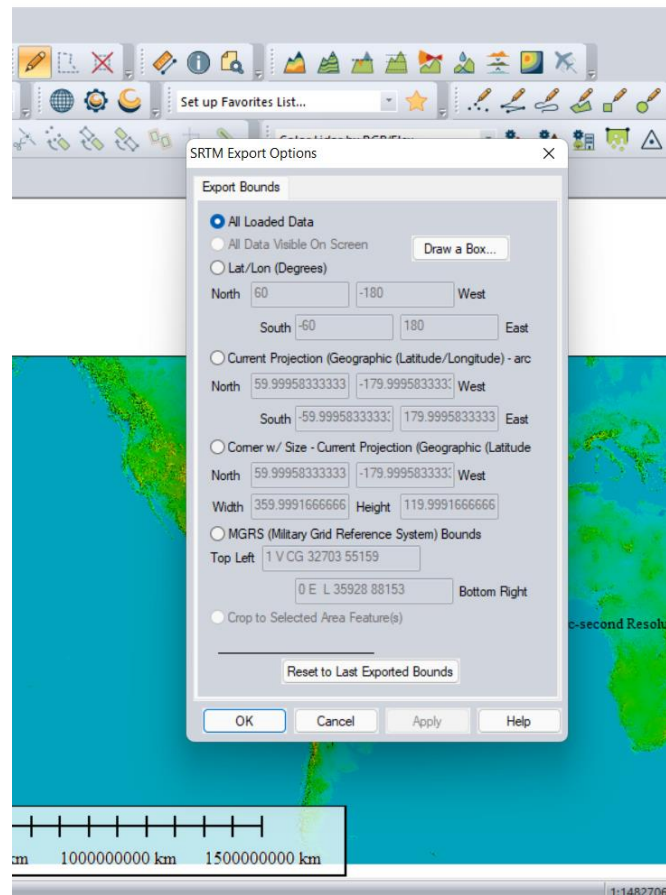


Figura 42. Opción para ingresar la ventana de localización a descargar.