

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE C.C. GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**ESTRUCTURA GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA DE LA
CORTEZA DEL SUROESTE PENINSULAR (ZONA
SURPORTUGUESA Y ZONA DE OSSA-MORENA)**

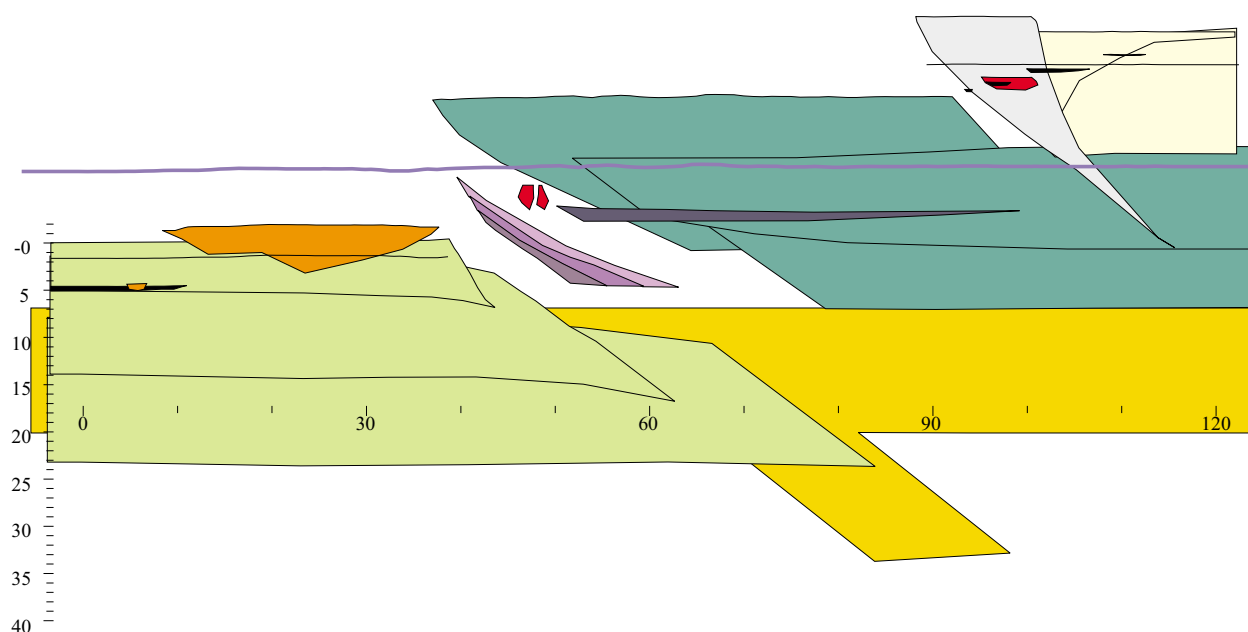
**MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
POR Nieves Sánchez Jiménez**

Bajo la dirección de los Doctores:
Rosa María Tejero López
Carlos Fernández Rodríguez
Antonio Castro Dorado
Madrid, 2003

ISBN: 978-84-669-1785-8

ESTRUCTURA GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA DE LA CORTEZA DEL SUROESTE PENINSULAR (ZONA SURPORTUGUESA Y ZONA DE OSSA- MORENA)

Nieves Sánchez Jiménez



Marzo, 2003

ESTRUCTURA GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA
DE LA CORTEZA DEL SUROESTE PENINSULAR
(ZONA SURPORTUGUESA Y ZONA DE OSSA-
MORENA)

Nieves Sánchez Jiménez

Directores de la Tesis Doctoral

Rosa M^a Tejero López

Carlos Fernández Rodríguez

Antonio Castro Dorado

Memoria presentada en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid para optar al grado de Doctora en Ciencias Geológicas

Marzo, 2003

“Somos como un juez frente a un acusado que se niega a responder, y debemos determinar la verdad solamente a partir de pruebas circunstanciales. Todas las pruebas que logramos reunir tienen el típico carácter engañoso de semejantes evidencias. ¿Qué pensaríamos de un juez que basara su sentencia tan sólo en una parte de los datos asequibles?”

Alfred Wegener

“Es un popular error pensar que el investigador científico está obligado a no ir más allá de los hechos observados [...] pero cualquiera que esté familiarizado con la labor científica sabe que quienes se niegan a ir más allá de los hechos, rara vez llegan hasta ellos”

T. H. Huxley

*"...aunque ya nada pueda devolver la hora
del esplendor en la hierba, de la gloria en las flores,
no hay que afligirse,
porque la belleza subsiste siempre en el recuerdo"*

William Wordsworth

A los que ya no están

A los que aún permanecen

AGRADECIMIENTOS

Después de tanto tiempo por fin llega el momento más ansiado, el de los agradecimientos, porque efectivamente, este supone el momento final, por lo menos de escribir. Una Tesis Doctoral es el resultado de un largo proceso de evolución personal y científico (está bien, reconozco que este ha sido de los más largos), pero es también el resultado de la participación de muchas personas, que de una forma u otra, influyen en el resultado final. La primera de esas personas, fue Juan Bergamín de la Viña. Él me inició en los misterios, no tan insondables como uno pudiera pensar, de la geofísica. Además de un gran profesional era una gran persona, y supongo que conmigo se cierra una etapa, pues esta es la última Tesis que faltaba por acabar de las que él empezó a dirigir. La vio acabada mucho antes que yo, eso decía: “esto está” y, aunque tarde, Juan, aquí está. Creo, y espero, que el resultado final te guste.

Juan me puso en contacto con Carlos Fernández Rodríguez y Antonio Castro Dorado de la Universidad de Huelva, mis otros directores de Tesis, que pusieron el contrapunto geológico perfecto en esta Tesis. Me recibieron con los brazos abiertos y me enseñaron la sierra de Aracena, su geología y su gastronomía de forma inmejorable.

Después de Juan, Rosa Tejero López tomó el relevo en la dirección de la Tesis. Sin ella, sin su paciencia y su inagotable capacidad de trabajo, además de un cerebro privilegiado para la investigación, esta Tesis no hubiera sido posible. Da gusto trabajar con una persona así; de verdad, gracias.

A la gente de PROGEMISA, S. L., donde disfruté de una beca OPIS para la realización de la Tesis Doctoral. Me dieron todas las facilidades del mundo, y algunas más, aunque no aproveché el tiempo todo lo que debía.

A Jesús de la Rosa, su disponibilidad en cualquier momento y toda la ayuda e información prestada. Me suministró muestras de su zona de Tesis y compartimos alguna campaña de campo con Antonio, recorriendo los caminos de Huelva y Sevilla, haciendo gravimetría y recogiendo muestras. A Mercedes Cantano e Iñaki Moreno-Ventas por hacerme sentir estupidamente cuando iba a Huelva.

Jesús Sánchez del Corral cortó todas las muestras de densidades de mi Tesis, desgastando más de un disco.

Asimismo he de agradecer a Maria Luisa Osete su disponibilidad para intercambiar opiniones y discutir sobre magnetismo en cualquier momento. Sus comentarios nos sirvieron de mucho en la elaboración de los modelos magnéticos. Su equipo, Juan, Fátima, Cristina y Carlos, me ayudaron en el año 1998 a cortar, trasladar y medir todas las muestras de susceptibilidad y remanencia en el Departamento de Geofísica y Meteorología de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid.

A Carmen Rey Moral y José Luis García Lobón debo agradecerles toda la información suministrada y el compartir conmigo sus datos de densidades y susceptibilidades del Antiforme de Monesterio.

A los que os habéis leído algún capítulo, soportando el tormento, ...espero devolveros el favor algún día.

Estuve muchos años en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense y allí formamos un gran grupo de amigos, de buena gente, que hizo que aquellos años fueran estupendos. Siempre había alguien dispuesto a escuchar, a poner el hombro, a echar una mano o a tomar un café en los miles de “coffee-break” que *había* que hacer. Y aquellas comidas con aquellas discusiones sobre “lo mismo” y sobre “lo único”... Ahora estamos desperdigándonos por el mundo, pero el recuerdo de esos días sigue ahí. Pilar (nuestro contacto en las Antípodas) y Silvia (me voy a convertir ahora en tu conciencia, verás), no sé qué hubiera hecho sin vosotras en mis peores momentos, gracias. Vuestro apoyo me hizo seguir adelante. Carmen (espléndida en esos comentarios con los que de vez en cuando nos deleita), Miguel (Miguelón, el hombre tranquilo) y Geles (la Chunga...y escéptica), compañeros y amigos desde los primeros años de la carrera, con los que además compartí campamentos, congresos y viajes (espero, ahora que tendré más tiempo, recuperar el perdido). David, qué decir de este personaje... Compartimos despacho muchos años y muchas conversaciones sobre nuestras Tesis, además de enseñarme casi todo lo que sé del análisis espectral de campos potenciales (no te preocupes, un día de estos te volveré a pedir que me lo expliques...); Raúl, la palabra inagotable y entusiasta sobre cualquier cosa (supongo que te tocará ser el Doctor Fractal, no?). Loreto, la viajera única (ánimo que ya está ahí); Fernando, con sus mapitas, perdido en la empresa privada; Josechu, Poncho y Jorge, ahora “ilustres maestros”; Carmina, la infiltrada de la Autónoma; Meaza, el contacto etíope y la nota exótica (siendo lo menos exótico el color de su piel...); Mónica, nuestro contacto colombiano... En el departamento de Geodinámica, también he compartido grandes momentos con Antonio Rivas y Rosa Babín, que siempre me han animado. A todos gracias.

Después de la Facultad, recalé de la forma más insospechada (verdad Carmen?) en el Departamento de Volcanología del Museo Nacional de Ciencias Naturales, posiblemente en el peor momento de mi vida. Allí encontré a gente magnífica, que me ayudaron, me apoyaron y se convirtieron en amigos míos: Rafa y Marta, no tengo palabras, bueno sí, alguna: ahora os toca a vosotros y, aquí estoy. A Alicia García (gracias por todo), Mar Astiz (que ya voy a ser “dostora”!), Luis García Cacho (no te lo creías, eh?), Carmen Romero, de la Universidad de la Laguna (ahora sí); Alicia Felpeto (qué capacidad oratoria!), Ramón Ortiz y Vicente Araña, por animarme a acabar de una vez. Más tarde, ya en “mi” despacho conocí a “los geólogos”: Sergio, Lu y Sole (los últimos tiempos no han sido fáciles para ninguno, pero sin vosotros tampoco hubiera acabado así la Tesis; gracias por el apoyo, los

suministros y el cariño) y, por supuesto, también Javito, Kike, Javi, Pablo, Teresa, los Israeles... y un recuerdo para Josefo.

Fuera de este mundillo, a mis otros amigos, a los “bo2”, a ellas por “arpías” y a ellos a pesar de ser “madruepos”, por no poner nunca caras raras cuando hablaba de mi Tesis, y por estar ahí: Miguel (mi confidente y “apañero”), Mariana, Vere (mi compañera de “pictio”), Juani, Jorge, Bego, Jesús (Chuchito...), Juan Carlos y Jose, e Ignacio y Carlos B. que siempre me han preguntado con mucho interés aunque no entienden nada de “esto”.

Por último, aunque no en último lugar, no habría llegado hasta aquí sin mi familia. En el camino se ha ido quedando gente que también habría disfrutado mucho viendo esto, como mi abuela y mi tía. Mi padre siempre tuvo una confianza ciega en mis posibilidades y en mi capacidad, y aunque hoy no puede verlo, supongo que, donde esté, tendrá los soplillos hinchados y estará disfrutando. He tardado más de lo previsto pero... promesa cumplida. Mi madre y mi hermano, siempre ahí, han sido mi fuerza vital y la demostración de que sólo es imposible lo que no se intenta. Yo también os quiero. Y Fernando, qué decir? Ha estado aquí desde el principio y para todo, los primeros años de la carrera, los comienzos de la Tesis, ha soportado estoicamente todos los vaivenes de mi vida y mi destino sin presionar y sin quejarse (excepto estos últimos meses, y reconozco que con más razón que nadie, cuando sólo me decía “acaba”). Gracias.

A todos ellos dedico estas líneas.

Esta Tesis ha sido financiada con los proyectos PB91-0600, PB94-1085 y PB94-0242 de la DGICYT.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	1
1.2. Situación geográfica del área de estudio.....	3
1.3. Encuadre geológico	4
2. GEOLOGÍA	7
2.1. El macizo ibérico en la cadena Varisca	7
2.2. Zona de Ossa-Morena	10
2.2.1. Estratigrafía	10
2.2.1.1. Precámbrico.....	10
2.2.1.2. Cámbrico	13
2.2.1.3. Ordovícico.....	15
2.2.1.4. Silúrico	16
2.2.1.5. Devónico	16
2.2.1.6. Carbonífero	16
2.2.1.7. Pérmico.....	17
2.2.2. Estructura.....	17
2.2.2.1. Límites de la Zona de Ossa-Morena.....	17
2.2.2.2. División de la Zona de Ossa-Morena.....	18
2.2.3. Metamorfismo	23
2.2.3.1. Complejos metamórficos precámbricos.....	23
2.2.3.2. Complejos metamórficos variscos.....	24
2.2.4. Magmatismo	25
2.3. Zona Surportuguesa.....	26
2.3.1. Estratigrafía-Estructura	27
2.3.1.1. Antiforme del Pulo do Lobo.....	27
2.3.1.2. Faja Pirítica	29
2.3.1.3. Grupo del Flysch del Bajo Alentejo.....	30
2.3.1.4. Suroeste Portugués.....	31
2.3.2. Metamorfismo	32

2.3.3. Magmatismo.....	32
2.4. Cuenca del Guadalquivir.....	33
2.5. Evolución geotectónica del borde sur-occidental del Macizo Ibérico.....	34
3. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA. ANTECEDENTES.....	41
3.1. Introducción.....	41
3.2. Datos sísmicos.....	41
3.3. Modelo de corteza sísmica de la zona de estudio.....	48
3.4. Otros datos.....	49
3.5. Modelo de densidades.....	50
4. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.....	55
4.1. Introducción.....	55
4.2. Cálculo de la gravedad observada, G_{obs}	55
4.3. Cálculo de la gravedad teórica o calculada, $G_{teórica}$	57
4.3.1. Elevación de las estaciones.....	58
4.3.2. Corrección de Bouguer.....	59
4.3.3. Corrección topográfica.....	60
4.4. Cálculo de la anomalía de Bouguer (AB).....	64
4.5. Cálculo del error del levantamiento.....	64
4.6. Elaboración del mapa de anomalías de Bouguer.....	64
4.6.1. Descripción del mapa de anomalías de Bouguer.....	66
4.7. Estudio de densidades.....	69
4.7.1. Densidades de rocas del área de estudio.....	73
4.8. Análisis cualitativo del mapa de anomalías de Bouguer.....	79
5. MAPA DE ANOMALÍAS AEROMAGNÉTICAS.....	83
5.1. Introducción.....	83
5.2. Estudio de susceptibilidades magnéticas y remanencia de las rocas de la zona de estudio.....	87
5.2.1. Medida de la magnetización remanente natural.....	88
5.2.2. Medida de las susceptibilidades.....	88
5.2.3. Datos de susceptibilidad y magnetización remanente (NRM).....	89
5.3. Descripción del mapa de anomalías aeromagnéticas. Análisis cualitativo.....	92

6. SEPARACIÓN DE FUENTES REGIONALES Y RESIDUALES	97
6.1. Introducción	97
6.2. Análisis espectral	98
6.2.1. Análisis de Fourier	99
6.2.2. Espectro de potencia y profundidad de las fuentes	101
6.2.2.1. Espectro de potencia radial	104
6.2.3. Filtrado de anomalías. Separación regional-residual.	105
6.2.3.1. Filtro tipo Wiener.....	105
6.2.4. Inversión de datos de campos potenciales.....	107
6.3. Separación regional-residual de los mapas gravimétrico y magnético del suroeste de la Península Ibérica.....	108
6.3.1. Profundidades de las fuentes gravimétricas	109
6.3.2. Mapas gravimétricos de anomalías regionales y residuales	113
6.3.2.1. Mapa gravimétrico regional.....	114
6.3.2.2. Mapa gravimétrico residual	116
6.3.3. Profundidades de las fuentes magnéticas	117
6.3.3.1. Profundidad de la isoterma de Curie	120
6.3.4. Mapas magnéticos de anomalías regionales y residuales	121
6.3.4.1. Mapa magnético regional	122
6.3.4.2. Mapa magnético residual.....	123
6.3.5. Fuentes gravimétricas y magnéticas	124
6.4. Topografía de la fuente regional gravimétrica	125
7. MODELOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS	129
7.1. Introducción	129
7.2. Modelización gravimétrica	131
7.2.1. Densidades asignadas a los cuerpos que integran los modelos gravimétricos	132
7.2.2. Descripción de los modelos	134
7.2.2.1. Modelo gravimétrico 1.....	134
7.2.2.2. Modelo gravimétrico 2.....	140
7.2.2.3. Modelo gravimétrico 3.....	145
7.2.2.4. Modelo gravimétrico 4.....	149
7.3. Modelización magnética	154

7.3.1. Susceptibilidades asignadas a los cuerpos que integran los modelos magnéticos	155
7.3.2. Descripción de los modelos	156
7.3.2.1. Modelo magnético 1	157
7.3.2.2. Modelo magnético 2	160
7.3.2.3. Modelo magnético 3	163
7.3.2.4. Modelo magnético 4	164
7.4. Modelización gravimétrica y magnética del perfil sísmico IBERSEIS	169
7.4.1. Modelo gravimétrico del perfil sísmico IBERSEIS	170
7.4.2. Modelo magnético del perfil sísmico IBERSEIS	175
7.5. Modelos gravimétricos y magnéticos corticales	176
8. ESTRUCTURA GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA DE LA CORTEZA DEL SUROESTE PENINSULAR	179
8.1. Estructura de la corteza	179
8.1.1. Estructura gravimétrica	179
8.1.2. Estructura magnética	182
8.1.3. Descripción del límite entre las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa	182
8.1.3.1. Límite gravimétrico	182
8.1.3.2. Límite magnético	183
8.2. Implicaciones geológicas	184
8.2.1. Características de la corteza superior	184
8.2.1.1. Zona de Ossa-Morena	184
8.2.1.2. Zona Surportuguesa	186
8.2.2. Los límites intracorticales como superficies de despegue	187
8.2.2.1. Zona de Ossa-Morena	187
8.2.2.2. Zona Surportuguesa	187
8.2.3. Comparación con otros modelos tectónicos previos	188
8.2.4. Significado del límite ZOM-ZSP en la cadena Varisca europea	191
9. CONCLUSIONES	195
BIBLIOGRAFÍA	199
ANEXO I	227

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

La parte occidental de la Península Ibérica está constituida por un vasto afloramiento de rocas paleozoicas y precámbricas que forman el Macizo Hespérico o Ibérico. El afloramiento expone una parte importante del orógeno Varisco en el que están representadas las zonas internas y externas de la cadena.

En la parte suroccidental del Macizo Ibérico se han distinguido las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, caracterizadas por marcadas diferencias en su evolución tectono-metamórfica y por la diversa edad de las formaciones aflorantes: rocas de edad Devónico y Carbonífero en la zona Surportuguesa y de edad Precámbrico y Paleozoico en la Zona de Ossa-Morena. En el contacto se encuentran rocas de origen claramente oceánico, las denominadas Metabasitas de Acebuches, que representan una sutura principal en el Cinturón Hercínico Europeo. Todo ello hace que se haya considerado tradicionalmente el borde sur del Macizo Ibérico como un antiguo borde de placas en el que tuvo lugar un proceso de subducción y posteriormente una colisión continental durante la orogenia Varisca (p. ej. Matte, 2001).

La complejidad y el atractivo de los problemas geológicos de esta región, y el interés de carácter económico que posee desde el punto de vista minero, han hecho que numerosos investigadores de diversas áreas de la Geología hayan trabajado en esta zona. Ello ha dado lugar a un buen conocimiento de esta parte del Macizo Ibérico y a la propuesta de diversos modelos que explican su evolución tectónica. Esta zona del Macizo Ibérico constituye un punto clave para entender la historia acrecional de la orogenia Varisca al ser uno de los macizos más extensos, estables y poco retrabajados por la orogenia alpina de los macizos variscos europeos, en el que se aprecia claramente, además, la distribución clásica de los cinturones orogénicos colisionales en forma de abanico de doble vergencia.

La estructura de la corteza en esta región se ha estudiado fundamentalmente a partir de perfiles sísmicos de refracción. Los modelos elaborados sugieren que la corteza está compuesta por tres capas y que el Moho se sitúa a una profundidad constante, aunque existen diferencias entre la corteza de la Zona Surportuguesa y la de Ossa-Morena. Recientemente, se ha realizado un perfil sísmico de reflexión de mucho detalle que discurre por la parte occidental del área estudiada y que atraviesa la Zona Surportuguesa, la Zona de Ossa-Morena y se adentra en la Zona Centro-Ibérica. Hasta el momento, sus resultados sólo han sido presentados en congresos y reuniones, aunque parecen confirmar la existencia de diferencias entre las cortezas de las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. Estas variaciones deben reflejar diferencias de densidad en la corteza, ya que como puede observarse en el Mapa de Anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Mezcua *et al.*,

1996) las anomalías gravimétricas presentan valores positivos, aumentando en dirección SO hacia la costa atlántica.

Por otra parte, también el Mapa Aeromagnético de la Península Ibérica (Ardizzone *et al.*, 1989) presenta un conjunto de anomalías relacionadas con estas zonas y cuyas direcciones son coherentes con la estructuración varisca de las rocas precámbricas y paleozoicas. En especial, tanto en el Mapa de Anomalías de Bouguer como en el Mapa Aeromagnético, resaltan las alineaciones de anomalías claramente relacionadas con las rocas que forman la sutura varisca entre las antiguas placas. Por todo ello, parecía particularmente interesante analizar las fuentes de estas anomalías e integrar y contrastar los resultados con interpretaciones previas.

El *objetivo principal* de este trabajo consiste en estudiar la estructura de la corteza en la parte suroccidental del Macizo Ibérico y determinar la geometría de la zona de sutura y su extensión y posición en profundidad. Para alcanzar este objetivo se han utilizado métodos gravimétricos y magnéticos.

La consecución de este objetivo principal, basado en la realización de modelos gravimétricos y magnéticos de una zona concreta, implica la necesidad de alcanzar y plantearse unos *objetivos parciales* que, en su mayoría, quedan determinados por la propia metodología de trabajo:

- Elaboración de un mapa gravimétrico a partir de una base de datos ya existente y de los nuevos datos tomados específicamente para este trabajo.
- Determinación de la profundidad de las fuentes regionales y residuales causantes de las anomalías observadas en el mapa gravimétrico.
- Elaboración de modelos gravimétricos bi- y tridimensionales (2 D y 2 ½ D) a partir de la hipótesis inicial de trabajo.
- Determinación de la profundidad de las fuentes regionales y residuales causantes de las anomalías observadas en el mapa aeromagnético.
- Modelización de la estructura magnética de la corteza en la zona de estudio.
- Elaboración del modelo geológico final para el área de estudio con el fin de obtener un mayor conocimiento de su historia geológica.

La elaboración de modelos gravimétricos y magnéticos exige partir de un buen conocimiento de la geología de la zona y de datos de carácter geofísico que permitan limitar las posibles soluciones y los modelos elaborados. Todo ello permitirá profundizar en el conocimiento de la geología de esta área y mejorar los modelos tectónicos disponibles. Una

pieza fundamental de esta aportación consiste en la determinación de la geometría y disposición de la zona de sutura y en la caracterización de la estructura cortical a ambos lados de la misma. De esta forma, será posible comparar con mayor precisión esta parte del Macizo Ibérico con otras equivalentes, y contribuir a la descripción detallada de la historia geológica del Cinturón Varisco europeo.

1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en la parte suroccidental de la Península Ibérica, comprendiendo parte del sur de Portugal y de las provincias de Huelva, Sevilla, Córdoba y Badajoz, y limitando por el sur con la cuenca del Guadalquivir. Las mayores alturas en el Macizo Ibérico se encuentran en la Sierra de Aracena (provincia de Huelva) y en la Sierra Aguafría (provincia de Badajoz), donde se alcanzan altitudes que rondan los 1000 m. Cotas similares se encuentran también en la Sierra del Viento (provincia de Sevilla) y en la Sierra de los Santos (provincia de Córdoba). La altitud disminuye rápidamente hacia el sur llegándose a alcanzar el nivel del mar en el río Guadalquivir y el Atlántico. En el norte de la zona de estudio las alturas son menores, encontrándose comprendidas entre 600 y 800 m.

La región está surcada por numerosos cursos fluviales entre los que destacan, en la parte meridional, los ríos Tinto y Odiel, Rivera de Huelva, Rivera de Cala, Viar, Rivera de Huesna, el Retortillo, Bembézar y Guadalquivir. Los ríos Rivera de Chanza, Múrtiga, Ardila y Matachel discurren por la parte septentrional de la zona, mientras que los ríos Zújar y Guadiato la atraviesan por su extremo oriental.

Las carreteras Nacionales 435, 630, 432 y 433 atraviesan toda la región, así como numerosas carreteras comarcales.

La extensión de la zona estudiada es de unos 15400 km². Está comprendida entre las coordenadas UTM 660000 y 800000 en dirección E-O y 4155000 y 4265000 en dirección N-S, correspondientes al huso 29. El cambio de huso horario se produce en la parte oriental de la zona de estudio, por lo que ha sido necesario transformar las coordenadas correspondientes al huso 30 en coordenadas del huso 29 prolongado, para poder trazar todos los mapas, tanto geológicos como gravimétricos y magnéticos y tenerlos georeferenciados. Esta zona central se ha orlado para evitar efectos de borde tanto en el trazado de los mapas, como en la determinación de la profundidad de las fuentes causantes de las anomalías y en la elaboración de los modelos gravimétricos y magnéticos.

Las hojas topográficas a escala 1:50.000 que ocupa la zona estudiada son: 852, 853, 854, 855, 856, 874, 875, 876, 877, 878, 895, 896, 897, 898, 899, 916, 917, 918, 919, 920, 937, 938, 939, 940, 941, 959, 960, 961, 962 y 963 en España, y las 44-A, 44-B y 44-CD de Portugal.

La orla que rodea a la zona estudiada comprende las hojas topográficas a escala 1:50.000: 826 a 834, 851, 856 a 859, 873, 878 a 881, 899 a 902, 915, 920 a 923, 936, 941 a 944, 958 a 966, 980 a 988, 998 a 1023 en España y una extensa zona en Portugal de las hojas 36-C, 36-D, 37-C, 40-A, 40-B, 40-C, 40-D, 41-A, 41-C, 43-A, 43-B, 43-C, 43-D, 46-A, 46-B, 46-C, 46-D, 47-A, 50-A, 50-B, 50-C y 50-D.

1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

El presente estudio se localiza en el contacto entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa (fig. 2.2), que representan los dominios más meridionales del Macizo Ibérico (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972). En este apartado se presentarán los rasgos geológicos más generales de la zona estudiada, que se explicarán con más detalle en el capítulo dedicado a la situación geológica de la región.

El Macizo Ibérico está limitado en el norte por el Mar Cantábrico y en el oeste y suroeste por el océano Atlántico. Su margen oriental está cubierto por depósitos continentales post-Variscos y post-Alpinos, y el borde suroriental está marcado por la depresión del Guadalquivir. Lotze (1945) subdividió el Macizo Ibérico en seis zonas geotectónicas sobre la base de sus diferencias estratigráficas, estructurales y metamórficas. De noreste a suroeste, éstas son las Zonas Cantábrica, Astur-occidental Leonesa, Galaico-Castellana, Luso-oriental Alcuadiana, Ossa-Morena y Surportuguesa. Esta subdivisión fue modificada ligeramente por Julivert *et al.* (1972), con la publicación del Mapa Tectónico de la Península Ibérica, en el que las Zonas Galaico-Castellana y Luso-oriental Alcuadiana se unieron en una sola, la Zona Centro-Ibérica, en la que se distinguieron unidades alóctonas y autóctonas. Más recientemente Farias *et al.* (1987) distinguieron la Zona de Galicia-Tras-os-Montes, que incluye las unidades alóctonas del noroeste de la Zona Centro-Ibérica. La naturaleza y situación de algunos límites de zonas han sido objeto de controversia, como por ejemplo, el límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Centro-Ibérica que, dependiendo los autores considerados, se sitúa en el Batolito de los Pedroches o en la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba.

La Zona de Ossa-Morena (ZOM) está constituida por materiales que van desde el Precámbrico superior hasta el Carbonífero, predominando las rocas de edad Cámbrico y Ordovícico. Se caracteriza por una alternancia de bandas plutónicas y metamórficas que siguen la dirección general de las estructuras regionales (ONO-ESE). El metamorfismo regional incluye cinturones de grado medio a alto (Bard, 1969), que suelen coincidir con las áreas con abundancia de rocas precámbricas. El plutonismo varisco es variado, incluyendo abundantes cuerpos intrusivos básicos. En este trabajo se ha tomado la banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Laurent y Bladier, 1974) como límite entre esta zona y la Centroibérica.

El Precámbrico aflora a lo largo de dos núcleos antiformes: la zona de cizalla Badajoz-Córdoba y el Antiforme Olivenza-Monesterio. Al norte y sur de este último se localizan importantes afloramientos Cámbricos en los sinclinatorios de Zafra-Alanís y Jerez de

los Caballeros-Fregenal de la Sierra respectivamente. Los materiales de edad Ordovícico-Silúrico afloran sobre todo en el Sinclinorio de Barrancos-Hinojales.

La parte más meridional de la ZOM está formada por un cinturón de rocas de alto grado metamórfico, la Banda Metamórfica de Aracena (BMA) (Bard, 1969), constituida por bloques de dirección aproximada NO-SE y caracteres estructurales y metamórficos contrastados, limitados por zonas de cizalla dúctil. La Banda Betamórfica de Aracena puede dividirse en dos dominios principales de acuerdo con sus litologías y ambientes dominantes:

- un dominio continental en la parte norte, formado por neises pelíticos y rocas calcosilicatadas con mármoles y metabasitas intercaladas,
- un dominio oceánico situado al sur del anterior, constituido por una franja de metabasitas de afinidad oceánica (Castro *et al.*, 1996) y por el grupo del Pulo do Lobo.

En la Zona Surportuguesa afloran materiales devónicos y carboníferos, en gran parte en facies Culm. Existe un importante complejo volcano-sedimentario de edad Carbonífero Inferior, con grandes masas asociadas de sulfuros, sobre todo, pirita. Este complejo se ha denominado Faja Pirítica y aflora en una franja de unos 20 a 40 km de ancho que se extiende desde la Depresión del Guadalquivir en España hasta la cuenca del Sado en Portugal. Por debajo de estos materiales aparece el Grupo de Filitas y Cuarzitas, de edad Devónica. El metamorfismo en esta zona es de bajo a muy bajo grado y hay escasas intrusiones graníticas.

2. GEOLOGÍA

2.1. EL MACIZO IBÉRICO EN LA CADENA VARISCA

La Cadena Varisca es el segmento europeo de un orógeno formado por la colisión de dos grandes bloques continentales, Gondwana al SE y Laurentia-Báltica al NO, durante el Paleozoico superior. Este orógeno se extiende desde los Apalaches y los Montes Ouachitas (Este de América del Norte) hasta los Mauritánides (Oeste de África) y el Macizo de Bohemia en Centro-Europa. Este orógeno fue posteriormente desmembrado por la apertura del Océano Atlántico, cubierto por sedimentos mesozoicos y cenozoicos y afectado localmente por la Orogenia Alpina. Como consecuencia de ello, hoy en día la Cadena Varisca aflora en Europa en varios macizos aislados entre los que se encuentran el Macizo Ibérico y el Macizo Armoricano, que constituyen el Arco Ibero-Armoricano (Bard *et al.*, 1970), el Macizo Central Francés, el Macizos Renano y el Macizo de Bohemia (fig. 2.1). Al igual que otros orógenos más recientes, como el Alpino, la Cadena Varisca tiene una zonación transversal, pudiéndose distinguir una parte interna con rocas muy deformadas, metamorfizadas y con abundantes intrusiones graníticas, y dos bandas que la limitan, las zonas externas, con metamorfismo de grado bajo o inexistente, afectadas únicamente por una tectónica de tipo "thin-skinned".

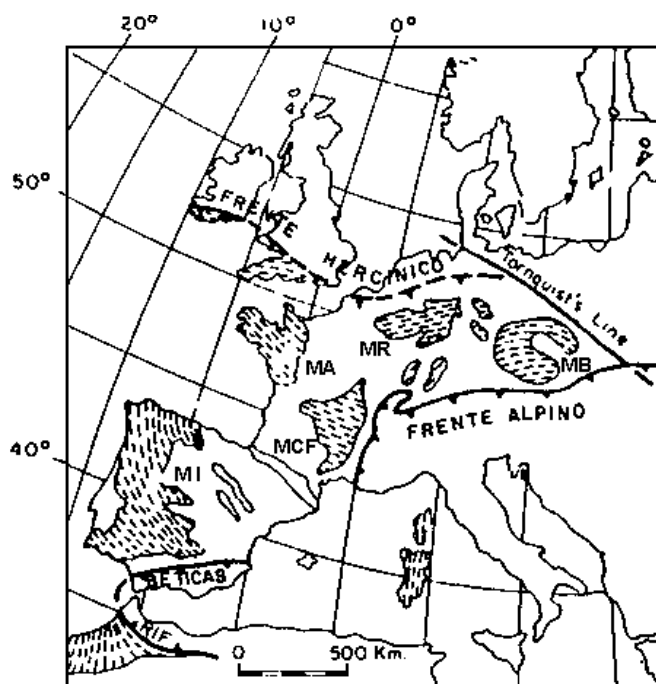


Figura 2. 1. Afloramientos de la Cadena Hercínica Europea, según Hatcher (1988) en Dallmeyer *et al.* (1993). MI: Macizo Ibérico; MCF: Macizo Central Francés; MA: Macizo Armoricano; MR: Macizo Renano; MB: Macizo de Bohemia.

La primera división es la realizada por Lotze (1945) que reconoce una cierta simetría en la disposición de las zonas. Las zonas establecidas por Lotze (fig. 2.2) han sido aceptadas hasta la actualidad por la mayor parte de los investigadores, con algunas modificaciones, entre las

El Macizo Ibérico es el único afloramiento en que se ha reconocido completa esta zonación. Ocupa la mayor parte de la mitad occidental de la Península Ibérica y representa el afloramiento más occidental de la Cadena Varisca. Limita al N, O y SO con áreas oceánicas, al SE con la depresión del Guadalquivir y las Cordilleras Béticas, al E queda cubierta por depósitos mesozoicos y cenozoicos y al NE limita con la Cordillera Pirenaica.

Diversos autores han propuesto la división de este macizo en distintas zonas a partir de criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos. La

que destaca la propuesta por Julivert *et al.* (1972), que reúne las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdice de Lotze en una única zona que denominan Centroibérica (fig. 2.2). Destaca también la modificación realizada por Farias *et al.* (1987), quienes distinguen, dentro de la Zona Centroibérica, una nueva zona denominada Zona de Galicia-Tras-Os-Montes, en la cual engloban un conjunto de afloramientos alóctonos. Así, en el Macizo Ibérico se pueden distinguir, de Norte a Sur, las siguientes zonas: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona de Galicia-Tras-Os-Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa (fig. 2.3).

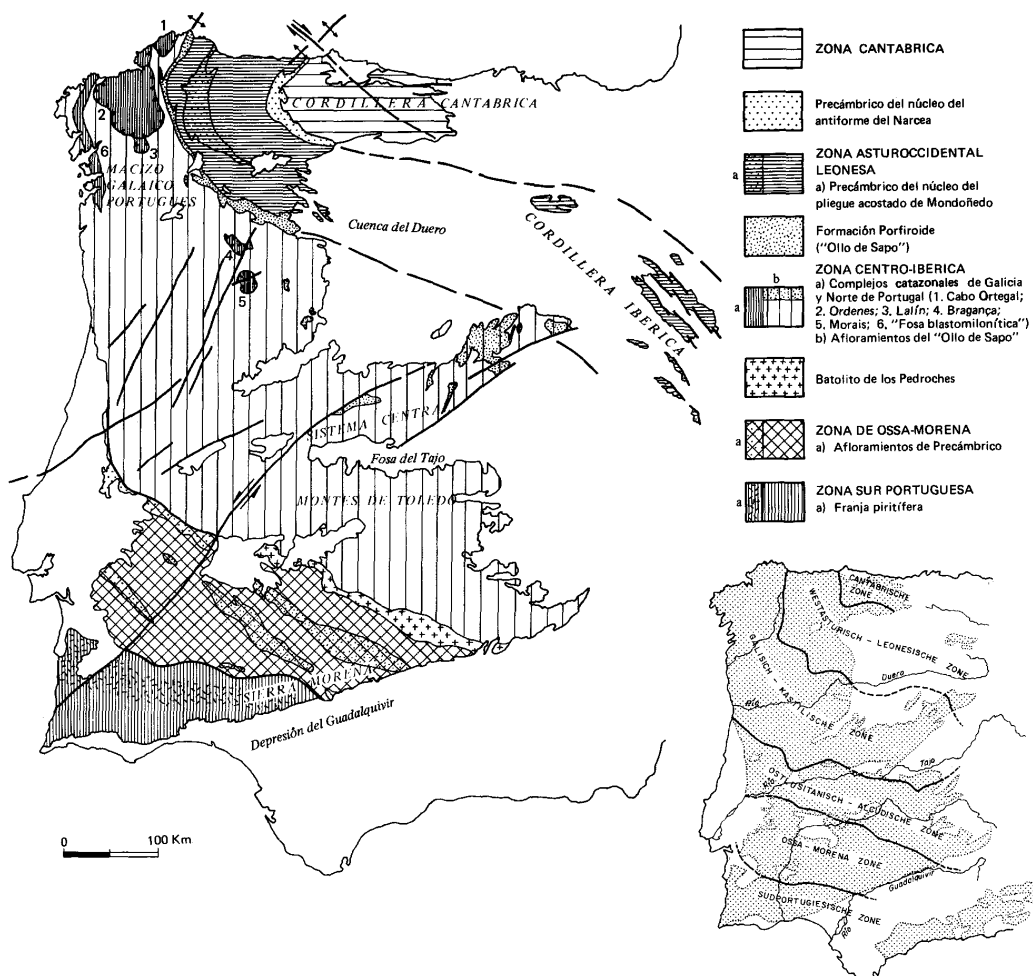


Figura 2. 2. División en zonas del Macizo Ibérico, según Julivert *et al.* (1972) y división original de Lotze (1945) (abajo a la derecha).

Las características de las Zonas Cantábrica y Surportuguesa son las típicas de las zonas externas de un orógeno, mientras que el resto tienen los rasgos de las zonas internas (con importantes deformaciones acompañadas de metamorfismo regional y actividad magmática). La sedimentación sinorogénica carbonífera, concentrada en las zonas externas del macizo, migró hacia el exterior en cada una de ellas (hacia el E en la Cantábrica y hacia el SO en la Surportuguesa). En las zonas centrales son más abundantes los materiales del Precámbrico y del Paleozoico inferior. Al igual que la sedimentación, la deformación migró desde las zonas internas hacia las externas (Lotze, 1945; Julivert y Martínez, 1983; Díez Balda *et al.*, 1990).

La disposición de las zonas externas respecto de las internas ha permitido dividir la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico en dos ramas (Julivert y Martínez, 1983): la septentrional, con estructuras vergentes al E (Zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica) y la meridional, con vergencia al SO (Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa). Estos autores propusieron que el límite entre las ramas septentrional y meridional se sitúe en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba considerada también por otros autores (Burg *et al.*, 1981; Matte, 1986 y 1991; Azor *et al.*, 1994) como una zona de sutura de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico.

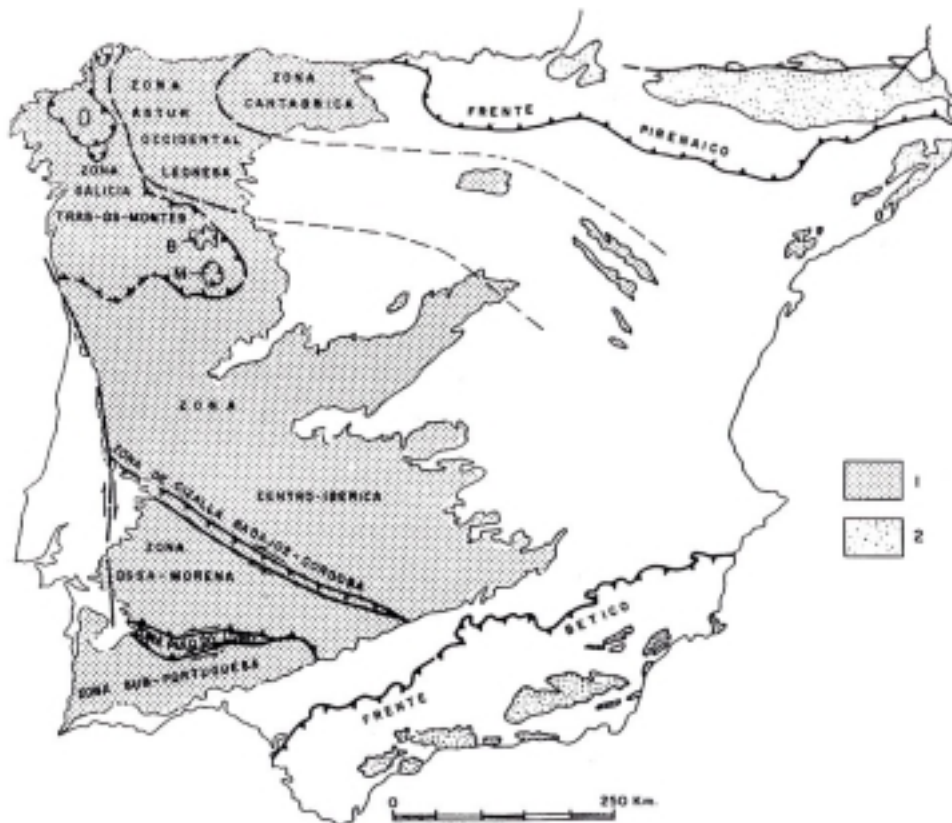


Figura 2. 3. División en zonas del Macizo Ibérico según Farias *et al.* (1987) y Quesada (1991). 1: Macizo Ibérico. 2: Afloramientos proterozoicos y paleozoicos en cadenas alpinas. En blanco: postpaleozoico.

En la rama meridional es donde se localiza el presente estudio. En la Zona de Ossa-Morena, la secuencia de rocas prevariscas está afectada por pliegues tumbados y cabalgamientos también vergentes al SO (Vauchez, 1975), con un metamorfismo asociado de grado variable. La Zona Surportuguesa está constituida exclusivamente por rocas devónicas y carboníferas, deformadas por pliegues y cabalgamientos vergentes al SO, con un metamorfismo asociado inferior al grado medio (Oliveira, 1990). Entre ambas zonas afloran rocas de afinidad oceánica (banda de ofiolitas de Beja-Acebuches; Bard y Moine, 1979). El contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa ha sido considerada como otra zona de sutura para la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico (Bard y Moine, 1979; Crespo-Blanc y Orozco, 1988; Crespo-Blanc, 1991; Castro *et al.*, 1996a y b).

En los siguientes apartados se va a describir la geología de la zona de estudio. A partir de las cartografías y otros trabajos publicados se ha elaborado una síntesis geológica a escala 1:400.000 cuyo mapa se representa en la figura 2.4. (Angoloti *et al.*, 1975; Apalategui *et al.*, 1983a, 1983b, 1983c, 1984, 1985b, 1985c, 1990b, en prensa; Contreras *et al.*, 1982; Coullat Sáenz de Sicilia *et al.*, 1978; Eguíluz *et al.*, 1983; Fernández Carrasco *et al.*, 1981, 1983; Fernández Ruiz *et al.*, 1994; García *et al.*, 1975; García Monzón *et al.*, 1974; Jorquera *et al.*, 1990; Martín Escorza y Rivas Ponce, 1975; Muelas Peña *et al.*, 1976, 1977; Navarro Vázquez *et al.*, 1982; Odriozola *et al.*, 1983; Ramírez Copeiro del Villar *et al.*, 1978, 1982; Ruiz López *et al.*, 1985; Sánchez Cela *et al.*, 1977; Santos *et al.*, 1984; Sanz H.-Sampelayo y Ledesma García, 1975; Vegas *et al.*, 1975; Castro *et al.*, 1996a; de la Rosa, 1992; Parga Pondal *et al.*, 1982; Borja Serrano *et al.*, 1985; Quesada *et al.*, 1987).

Esta síntesis geológica va a servir de referencia en la descripción de la estratigrafía y geología de la zona, aunque algunos de los aspectos que han sido utilizados para su elaboración serán explicados posteriormente.

2.2. ZONA DE OSSA-MORENA

2.2.1. ESTRATIGRAFÍA

La Zona de Ossa-Morena (ZOM) está constituida esencialmente por materiales del Precámbrico superior y Paleozoico inferior, caracterizados por una alternancia de cinturones plutónicos y metamórficos que siguen la dirección general de las estructuras regionales (ONO-ESE) (fig. 2.4). El precámbrico aflora en dos zonas: la zona de cizalla Badajoz-Córdoba y el Antiforme Olivenza-Monesterio. Al norte y sur de este último se localizan importantes afloramientos Cámbricos en los sinclinatorios de Zafra-Alanís y Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra respectivamente. Los materiales de edad Ordovícico-Silúrico afloran fundamentalmente en el Sinclinatorio de Barrancos-Hinojales. La parte más meridional de la Zona de Ossa-Morena está formada por un cinturón de rocas de alto grado metamórfico, la Banda Metamórfica de Aracena (BMA) (Bard, 1969). Esta puede dividirse en un dominio continental en su parte norte, y una franja de metabasitas de afinidad oceánica en su parte meridional (Castro *et al.*, 1996a).

2.2.1.1. Precámbrico

La presencia de materiales precámbricos en la zona de Ossa-Morena es una de sus características más particulares. Las rocas precámbricas afloran principalmente en el núcleo de dos anticlinorios, el de Portalegre-Badajoz-Córdoba al NE y el de Olivenza-Monesterio al SO (Herranz, 1983).

MAPA GEOLÓGICO DEL SUROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

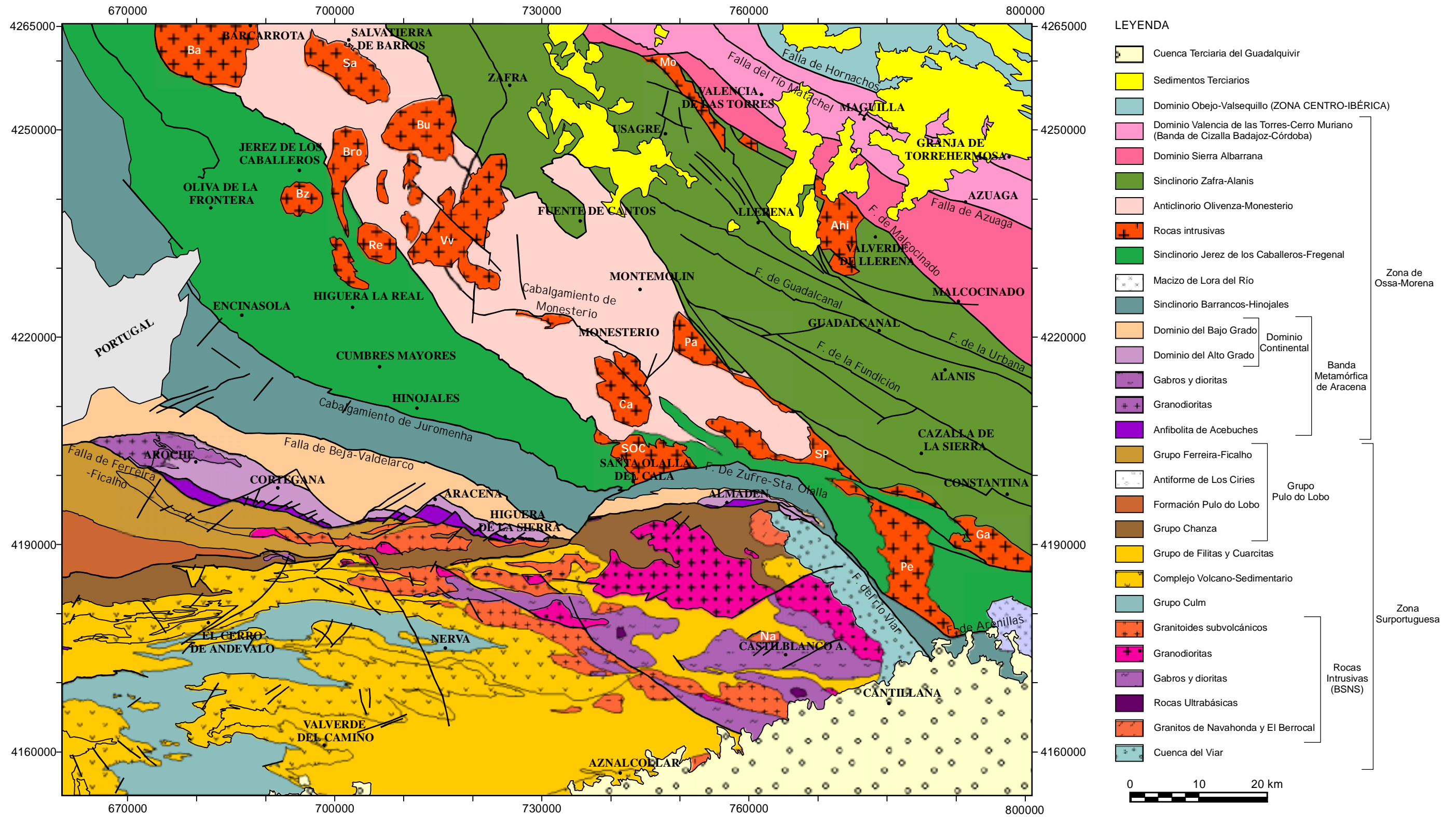


Figura 2. 4. Mapa geológico de la zona de estudio. Macizos plutónicos: Ba: Barcarrota; Sa: Salvatierra; Bu: Burguillos; Bro: Brovales; Bz: La Bazana; Re: Los Remedios; Vv: Valencia del Ventoso; Pa: Pallares; Ca: El Castillo; SOC: Santa Olalla del Cala; SP: Sierra Padrona; Pe: El Pedroso; Ga: El Garrotal; Mo: El Mosquil; Ahi: Ahillones; Na: Navahonda.

Según Quesada *et al.* (1990a) las rocas precámbricas de la zona de Ossa-Morena constituyen varias sucesiones que pueden ser agrupadas y subdivididas, según sus relaciones con los acontecimientos tectónicos cadomienses, en sucesiones preorogénicas y sucesiones sinorogénicas.

Las **sucesiones preorogénicas** se componen: 1) del supergrupo Valencia de las Torres-Cerro Muriano (Quesada *et al.*, 1987), 2) cuerpos de serpentinitas y 3) el grupo de la Sierra Albarrana.

El supergrupo Valencia de las Torres-Cerro Muriano está compuesto por la Formación Blastomilonítica (Delgado-Quesada, 1971) a muro y la Serie Negra (Carvalho, 1965) a techo. La Formación Blastomilonítica está formada por anfibolitas de origen volcánico (Arriola *et al.*, 1983a), con carácter de toleítas continentales (García Casquero, 1990), que Quesada *et al.* (1990a) asocian a un proceso de *rifting*. La Serie Negra ha sido descrita por Eguíluz (1987) como una sucesión de pelitas ricas en grafito y cuarzovacas, con intercalaciones de anfibolitas hacia el techo (sucesiones Montemolín y Tentudía). El contacto entre ambas formaciones ha sido interpretado como una discordancia por Pascual (1981), y como parte del desarrollo gradual de una cuenca por Apalategui *et al.* (1983a).

Los cuerpos de serpentinita que afloran en el flanco N del antiforme Olivenza-Monesterio han sido interpretados por Eguíluz (1987) como posibles cuerpos ofiolíticos.

Finalmente, el grupo Sierra Albarrana es considerado como Precámbrico por García Casquero *et al.* (1985) y Ábalos *et al.* (1991a), por estar intruido por plutones del Paleozoico inferior, mientras que Apalategui *et al.* (1985a), Marcos *et al.* (1991) y Azor *et al.* (1992) lo consideran Paleozoico. Está formado por una serie muy potente de pizarras, areniscas y cuarcitas.

Las **sucesiones sinorogénicas** se componen fundamentalmente 1) del complejo volcano-sedimentario, cuyas rocas volcánicas presentan un marcado carácter calcoalcalino (Apalategui *et al.*, 1985c) que podría indicar un ambiente de subducción, y 2) del complejo flyschoidé. Ambos se disponen discordantes sobre las sucesiones preorogénicas y están afectados por los últimos estadios de la orogenia Cadomiense (Quesada *et al.*, 1990a).

2.2.1.2. Cámbrico

En líneas generales, los afloramientos cámbricos se localizan a ambos lados del antiforme Olivenza-Monesterio (fig. 2.5). Hay que mencionar que parte de las rocas metamórficas del Macizo de Aracena han sido atribuidas al Cámbrico, aunque no se ha encontrado ninguna fauna que permitiera datar las series que lo componen. Una característica reseñable del Cámbrico en la Zona de Ossa-Morena es la existencia de un importante volcanismo.

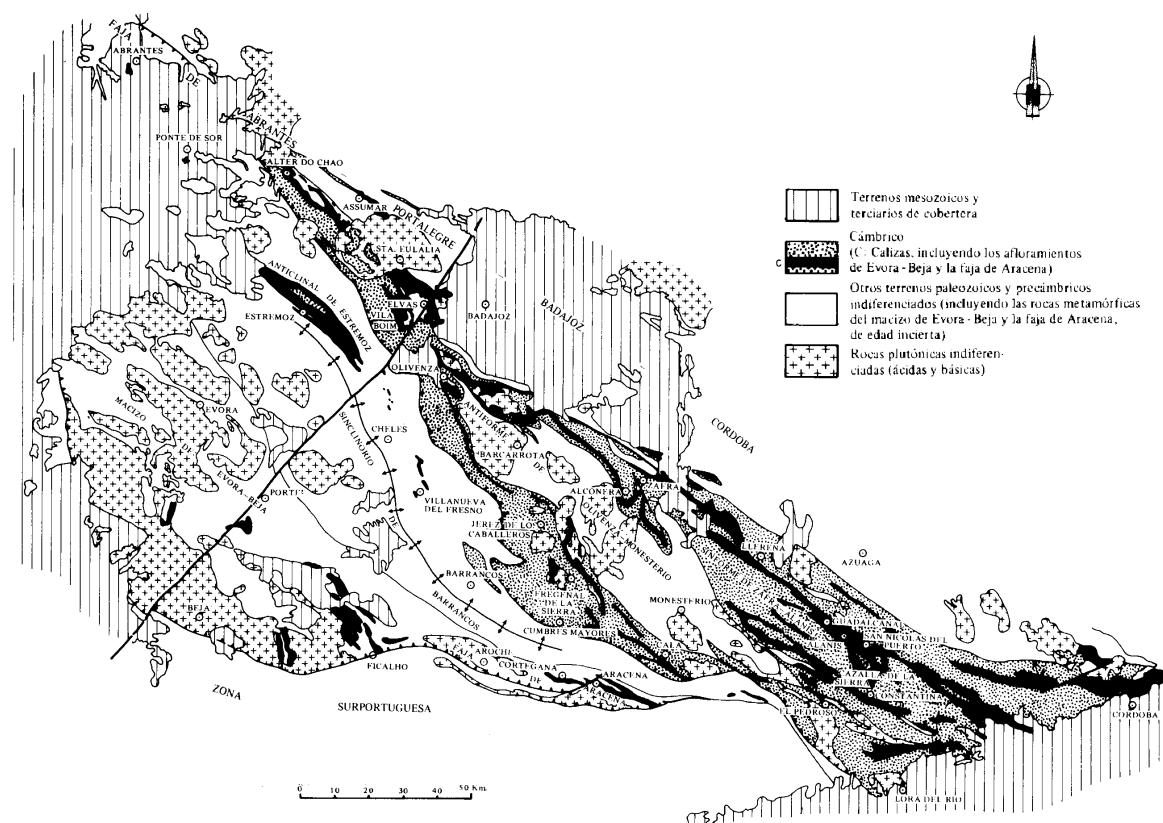


Figura 2. 5. Afloramientos cámbricos en la Zona de Ossa-Morena según García de Figuerola *et al.* (1975).

La historia sedimentaria del Paleozoico inferior empieza por una serie inferior detrítica, a veces con conglomerados basales discordantes sobre el precámbrico, de espesor variable, pudiendo alcanzar varios centenares de metros o llegar incluso a faltar. En general, la parte baja de la sucesión es arenosa, mientras que la parte alta es de grano más fino.

Por encima, aparece una formación carbonatada constituida por calizas que alternan con materiales terrígenos. Aflora ampliamente no sólo en ambos lados del antiforme, sino también en el resto de la zona de Ossa-Morena situada más al sur, entre otros en el macizo de Aracena, y constituye un buen nivel guía. Está muy bien datada con Arqueociatos del Cámbrico inferior (Macpherson, 1878; Perejón, 1977; Zamarreño y Debrenne, 1977).

Por encima de la serie carbonatada se sitúa de nuevo una serie terrígena de amplia extensión cuya potencia no suele sobrepasar los 1000 m, y que está constituida por margas en la base y pizarras y areniscas a techo con importantes aportes volcánicos. La naturaleza y distribución de los materiales volcánicos varían a uno y otro lado del antiforme Olivenza-Monesterio habiendo sido estudiados recientemente en el flanco norte por Sánchez García (2001). Esta serie superior detrítica ha proporcionado en diversas localidades faunas del Cámbrico inferior-medio (Sdzuy, 1971) así como del Cámbrico medio en otros puntos (Bard, 1964; Liñán y Perejón, 1981; Liñán, 1978).

2.2.1.3. Ordovícico

La escasa presencia de fósiles y el hecho de que la sucesión litoestratigráfica esté mal conocida, hace que se disponga aún de pocos datos del Ordovícico en la zona de Ossa-Morena y que estén mal separados de los materiales silúricos en la cartografía. Según el mapa de la parte sur del Macizo Ibérico de García de Figuerola *et al.* (1975) y según el Mapa Geológico de Portugal (Teixeira, 1972), las áreas en las cuales afloran materiales ordovícicos son las siguientes (fig. 2.6):

1) una pequeña franja en Cazalla de la Sierra y Puebla de los Infantes;

2) una amplia zona que va desde Estremoz en Portugal hasta Almadén de la Plata en España, y que se estrecha progresivamente de NO a SE. Esta franja, dentro de la cual existen núcleos sinclinales ocupados por el Dévónico superior y/o Carbonífero y anticlinales ocupados por el Cámbrico (en Estremoz), estaría formada esencialmente por materiales silúricos, según los autores de los mapas antes citados, mientras que el Ordovícico se limita a una estrecha franja a lo largo del borde NE de la misma.

La serie ordovícica consiste en unos conglomerados, a veces alternando con pizarras y cuarcitas, que han sido reconocidos a lo largo de todo el área y que deben corresponder al Ordovícico inferior (Delgado, 1908). Según Schneider (1952), confirmado por todos los autores posteriores, la serie conglomerática se apoya discordantemente sobre el Cámbrico. Por encima de la serie conglomerática basal, se encuentra una serie formada por pizarras, alterando con términos arenosos y conteniendo algunas calizas (Schneider, 1952; Gutiérrez Elorza y Hernández Enrile, 1965).

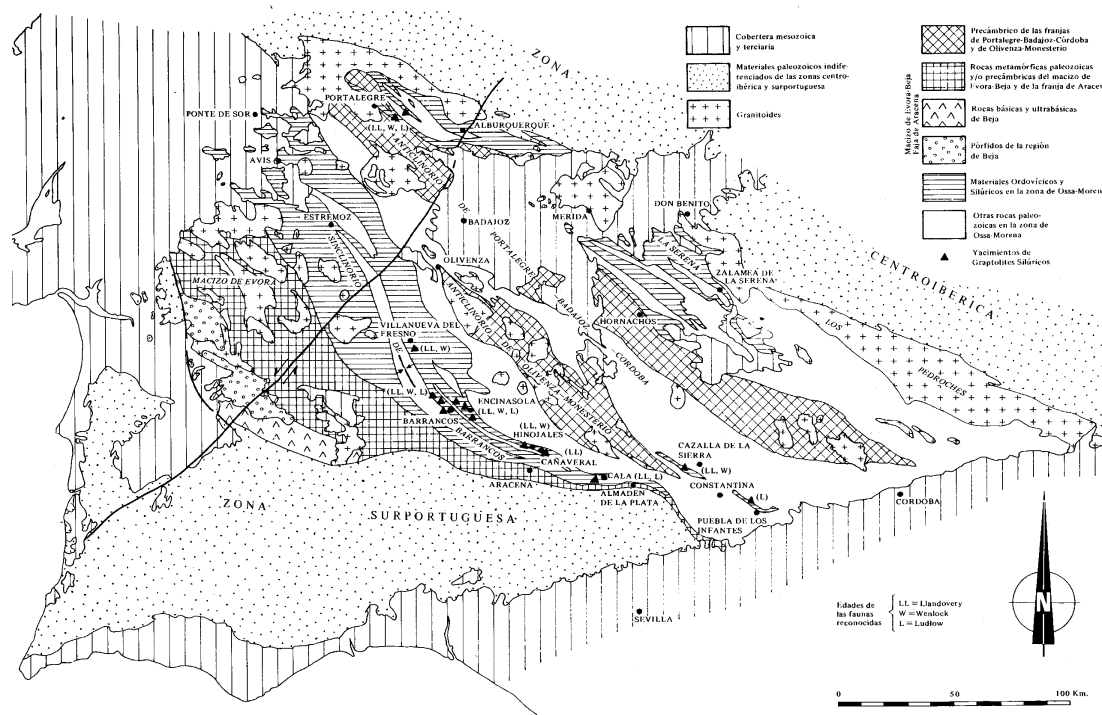


Figura 2. 6. Afloramientos ordovícicos y silúricos en la Zona de Ossa-Morena (Julivert y Truyols, 1983).

2.2.1.4. Silúrico

Debido a la dificultad de separar cartográficamente los materiales de ambas edades, ya señalada en el apartado anterior, las áreas donde aflora el Silúrico son las mismas en las que aparece el Ordovícico (fig. 2.6).

Los materiales silúricos aparecen, sobre todo, en el sinclinorio de Barrancos-Hinojales, al norte del Macizo de Evora-Beja y del de Aracena, extendiéndose desde Portugal hasta Almadén de la Plata, en España.

En líneas generales, el silúrico de la Zona de Ossa-Morena se asemeja al del resto del Macizo Ibérico. con pizarras negras ampelíticas ricas en Graptolitos y areniscas o cuarcitas asociadas a pizarras en la parte superior, a veces también con lentejones calcáreos (Truyols y Julivert, 1983).

2.2.1.5. Devónico

Al sur de la traza axial del anticlinorio de Portalegre-Badajoz-Córdoba, en la zona de Ossa-Morena propiamente dicha, existen afloramientos devónicos de cierta importancia, esencialmente a lo largo del sinclinorio de Barrancos-Hinojales. En Barrancos, en Portugal, la sucesión atribuida al Devónico inferior empieza por pizarras nodulosas y continúa con areniscas ferruginosas y pizarras (Julivert *et al.*, 1983). El Devónico medio parece faltar en esta zona citándose incluso una discordancia entre el Devónico inferior y el superior (Teixeira y Thadeu, 1967; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990). Por lo que se refiere al Devónico superior, existen materiales que le han sido atribuidos, aunque no se conoce fauna de esa edad. Se trata del Flysch de Terena (Pushmann, 1967), una espesa sucesión de pizarras y grauvacas que forma el núcleo del sinclinorio de Barrancos-Hinojales. Estos materiales se apoyan en discordancia (Florido y Quesada, 1984) sobre los materiales ordovícico-silúricos que constituyen la mayor parte del sinclinorio. La parte superior del flysch de Terena está datado del Tournaisiense-Viseense superior (Boogaard y Vasquez, 1981).

2.2.1.6. Carbonífero

En la zona de Ossa-Morena el Carbonífero ha sido tradicionalmente dividido en tres unidades separadas por discordancias. De estas tres unidades, la intermedia puede ser dividida a su vez en otras dos, separadas por una disconformidad o una débil discordancia. Así pues, el Carbonífero, en el área indicada, consta de abajo a arriba de:

1) Una serie de tipo Culm de edad Dinantiense (Henke, 1926; Ortuño, 1971) de carácter turbidítico y conteniendo rocas volcánicas básicas (Julivert, 1983). Estas son particularmente abundantes hacia el norte, donde se encuentran grandes cuerpos con diferenciaciones ultrabásicas. Hacia el sur, las rocas volcánicas se hacen menos abundantes.

2) Una serie de pizarras, areniscas y conglomerados conteniendo capas de carbón, que puede ser subdividida en a) una serie parálica de edad Viseense superior-Namuriense (Ortuño, 1971) y, b) una serie límnica de edad Westfaliense (Grand'eury, 1877; Jongmans, 1951; Dijkstra, 1955; Ortuño, 1971) separadas ambas por una disconformidad (Ortuño, 1971; Julivert, 1983).

3) Una serie molásica, postectónica, de edad Estefaniense (Wagner y Utting, 1967; Julivert, 1983)

Cabe destacar que, según Quesada *et al.* (1990b) los afloramientos flyschoides dentro de estos grupos son progresivamente más modernos de SO a NE.

2.2.1.7. Pérmico

Los afloramientos de los materiales del Pérmico se limitan en esta zona del Macizo Ibérico a cuencas aisladas como la de Guadalcanal y Río Viar que contienen sedimentos estefanienses y autunienses en continuidad sedimentaria. Por simplificación y claridad sólo se ha incluido ésta última en el mapa geológico de la figura 2.4.

En el área de Guadalcanal la serie está constituida por pizarras grises con diversos niveles carbonosos, un tramo arenoso en la base y niveles lutítico-arenosos a techo, de edad Estefaniense-Autuniense (Broutin, 1983).

La cuenca del río Viar en la que ya Gavala (1927) apuntó una edad Pérmica, presenta tres tramos bien diferenciados (Martín Escorza y Rivas Ponce, 1975): Una serie roja inferior (discordante sobre materiales volcánicos) constituida por lutitas, conglomerados y areniscas con algunas intercalaciones volcánicas; una serie gris intermedia constituida por areniscas, lutitas y algunas calizas, y una serie roja superior de lutitas, areniscas y conglomerados.

2.2.2. ESTRUCTURA

La zona de Ossa-Morena, comparándola con las adyacentes zonas Centroibérica y Surportuguesa, presenta una estructura mucho más compleja que resulta de una compartimentación de la zona a todas las escalas. La estructura interna de cada unidad es variada, tanto en estilo como en historia. En líneas generales, las estructuras variscas son progresivamente más modernas de suroeste a noreste y presentan una vergencia hacia el SO.

2.2.2.1. Límites de la Zona de Ossa-Morena

El límite norte de la Zona de Ossa-Morena fue situada por Julivert *et al.* (1972) en el Batolito de los Pedroches (y las estructuras que lo prolongan hacia el noroeste), siguiendo las divisiones geotectónicas originales establecidas por Lotze (1945), basadas en las diferencias

en la sedimentación del Paleozoico Inferior y en la distribución de áreas de granitización intensa o de alto grado de metamorfismo (fig. 2.2). Sin embargo, desde puntos de vista estructurales y estratigráficos, parece más lógico situar el límite norte de la zona de Ossa-Morena en la banda de cizalla Badajoz-Córdoba (Burg *et al.*, 1981; Díez Balda *et al.*, 1990) (fig. 2.3). Entre ésta y el Batolito de los Pedroches se encuentra el dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Apalategui *et al.*, 1990a), incluido en la zona Centroibérica por diversos autores (Robardet, 1976; Chacón y Pascual, 1977; Quesada *et al.*, 1987) ya que muestra diferencias sustanciales con respecto al resto de la zona de Ossa-Morena. La principal diferencia estructural está en la vergencia hacia el noreste de sus estructuras, mientras que en el resto de la zona de Ossa-Morena las estructuras vergen hacia el suroeste. Desde la falla de Portalegre-Hornachos-Villaharta, que hace cabalgar la zona de cizalla Badajoz-Córdoba sobre este dominio, la estructura consiste en una secuencia de pliegues y cabalgamientos cortada por el Batolito de los Pedroches, hacia el norte del cual aparece una secuencia autóctona típica de antepaís; esta estructura es de edad Namuriense-Westfaliense B (Apalategui *et al.*, 1990a). No se ha establecido aún una correlación entre la estructura de este dominio y la de las unidades que se encuentran más al sur. El nexo entre ambas zonas está en los depósitos marinos del Carbonífero Inferior, posteriores a la primera fase de deformación en las unidades de la zona de Ossa-Morena, pero que están afectados por la primera deformación en el dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina.

La historia y significado de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba sigue siendo objeto de controversia. Autores como Burg *et al.* (1981) consideran este contacto como un corredor subvertical de cizalla dúctil con movimiento sinistral, mientras que Azor *et al.* (1994) lo consideran una zona de cabalgamiento cortical oblicuo en el que la Zona Centro Ibérica cabalga sobre la Zona de Ossa-Morena.

El límite sur de la zona de Ossa-Morena está marcado por una zona de cizalla de dirección E-O, la zona de cizalla Suribérica de Crespo-Blanc y Orozco (1988), un cabalgamiento con buzamiento hacia el Norte y con una componente importante de movimiento en dirección sinistral, desarrollada sobre todo en la parte sur de una lámina oceánica (anfíbolitas de Acebuches, Bard, 1969; Bard y Moine, 1979; Dupuy *et al.*, 1979) y afectando también a una secuencia imbricada de sedimentos terrígenos, serpentinitas y metabasitas (la zona Pulo do Lobo) interpretada como un prisma de acreción (Eden, 1991), y que constituye el límite sur de la Banda Metamórfica de Aracena.

2.2.2.2. División de la Zona de Ossa-Morena

Teniendo en cuenta las diferentes nomenclaturas y divisiones establecidas por diferentes autores (Delgado-Quesada *et al.*, 1977; Chacón *et al.*, 1974; Quesada, 1983) en la Zona de Ossa-Morena, y atendiendo a la disposición de los afloramientos paleozoicos y su estructuración en grandes anticlinorios y sinclinorios (Bard, 1969; García de Figuerola *et al.*, 1975; Chacón *et al.*, 1983; Apalategui, *et al.*, 1990a) se ha dividido la Zona de Ossa-Morena, de norte a sur, en las siguientes unidades (figura 2.7; véase también la figura 2.4):

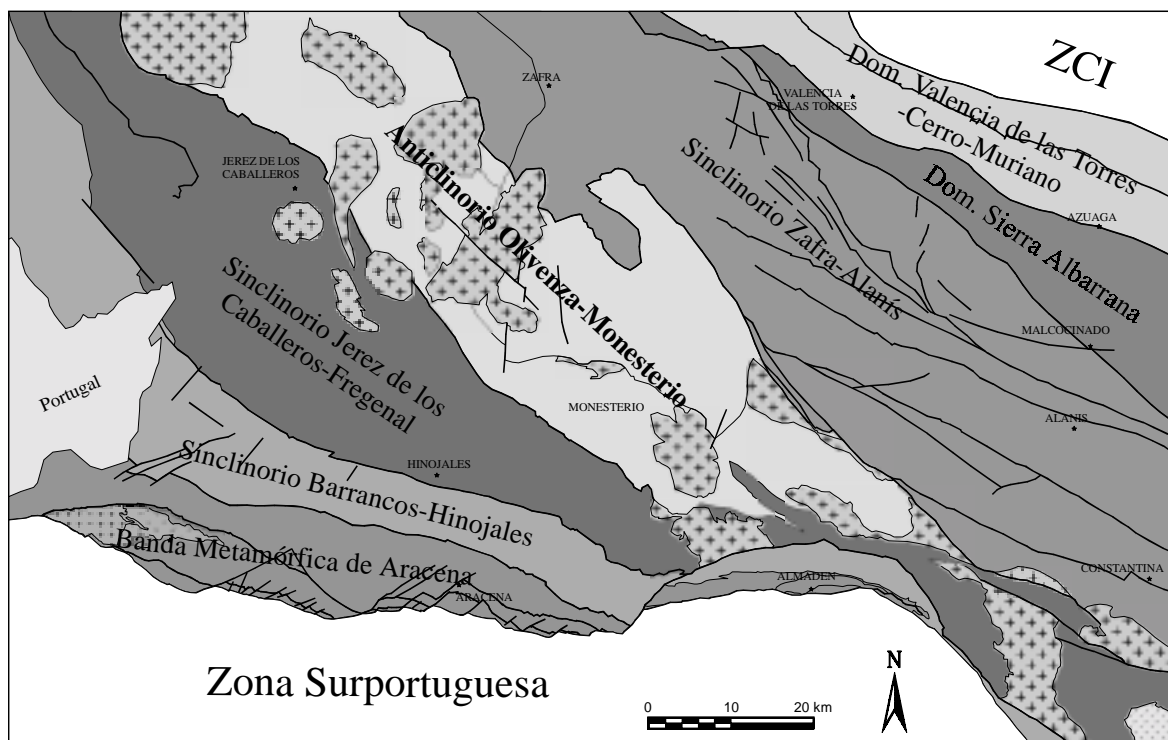


Figura 2. 7. División en unidades estructurales de la Zona de Ossa-Morena utilizada en este trabajo.

- a) Dominio Valencia de la Torres-Cerro Muriano
- b) Dominio de la Sierra Albarrana
- c) Sinclinorio de Zafra-Alanís
- d) Anticlinorio Olivenza-Monesterio
- e) Sinclinorio de Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra
- f) Sinclinorio de Barrancos-Hinojales
- g) Banda Metamórfica de Aracena

a) El dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, también denominado banda de cizalla Badajoz-Córdoba (Laurent y Bladier, 1974), es un contacto tectónico de unos 400 km. de longitud y de cerca de 20 km. de anchura, en el que las rocas precámbricas han sufrido una historia tectonometamórfica compleja encontrándose además rocas intrusivas del paleozoico inferior. Está formada por metasedimentos, ortoneises y anfíbolitas. El rasgo más característico de este dominio es la presencia de una fábrica milonítica, desarrollada en condiciones de metamorfismo de facies anfíbolitas al SE de la banda y de transición anfíbolitas-esquistos verdes al oeste (Apalategui *et al.*, 1990a). La fábrica planar es subhorizontal al SE y subvertical al oeste. El origen cadomiense o varisco de esta deformación sigue siendo objeto de intensa polémica (Ábalos y Eguíluz, 1994; Azor *et al.* 1994).

El límite norte con el dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina correspondiente a la Zona Centro Ibérica, se sitúa en la Falla de Hornachos, y el límite sur con el dominio de

la Sierra Albarrana se encuentra situado en la Falla de Azuaga (Apalategui *et al.*, 1983a; Chacón *et al.*, 1974, Apalategui *et al.*, 1988; Apalategui *et al.*, 1990a).

La Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba comprende dos subunidades separadas por la falla del río Matachel, una falla normal de bajo ángulo con buzamiento hacia el NE y salto con fuerte componente izquierda (Martínez Poyatos, 2002). La subunidad meridional, flanqueada por las fallas del Matachel al N y de Azuaga al S, corresponde a la Unidad Central definida por Azor *et al.* (1994) considerada por estos autores como el límite entre las zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena.

b) El dominio de la Sierra Albarrana es el menos conocido de la zona de Ossa-Morena. Está formado fundamentalmente por materiales precámbricos y carboníferos y limitado por dos fallas de deslizamiento en dirección sinestrales, la falla de Malcocinado en el SO y la de Azuaga en el NE (Apalategui *et al.*, 1983a). La edad de la estructuración en este dominio es anterior al Tournaisiense superior. Existe un importante proceso de levantamiento de esta unidad y de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba en el intervalo Devónico superior-Carbonífero inferior.

c) El sinclinorio de Zafra-Alanís (Gutiérrez Elorza *et al.*, 1971) está constituido por afloramientos cámbricos y, de forma más restringida, por niveles silúricos y carboníferos que se disponen discordantes sobre el cámbrico. Esta zona dibuja una vasta estructura sinclinal NO-SE volcada hacia el SO y afectada por accidentes de dirección NNO-SSE, como las fallas de la Urbana, Guadalcanal o de la Fundición (Apalategui *et al.*, 1985b). Está separada de la unidad anterior por la falla de Malcocinado (Apalategui *et al.*, 1983a), superponiéndose esta unidad al norte de Alanís al cámbrico inferior fosilífero y al precámbrico superior. Esta unidad va reduciendo progresivamente su espesor hacia el SO hasta tener sólo unos pocos kilómetros al NNE de Lora del Río, en Sevilla. El flanco sur de este sinclinorio releva al flanco norte del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Todas las estructuras mayores del Sinclinorio de Zafra-Alanís resultaron de una fase de deformación varisca temprana (D₁) que causó una esquistosidad penetrativa vertical o con una fuerte vergencia hacia el SO.

d) En el Anticlinorio Olivenza-Monesterio (Alía Medina, 1963), constituido principalmente por materiales precámbricos, la deformación varisca está limitada a un nuevo plegamiento de la estructura Precámbrica, dibujando un gran anticlinorio de dirección NO-SE, con vergencia hacia el SO. El flanco sur de esta estructura cabalga al sinclinorio de Jerez de los Caballeros-Fregenal. Los límites de esta unidad con las adyacentes se sitúan en el contacto de los materiales precámbricos con el cámbrico discordante sobre ellos. Puede subdividirse esta unidad en otras dos separadas por el Cabalgamiento de Monesterio, que hace cabalgar la unidad septentrional (Fuente de Cantos) sobre la meridional (Arroyomolinos) (Eguíluz *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, en prensa). El espesor máximo supuesto para este cabalgamiento es de 15 km. (Eguíluz, 1987).

Esta estructura es el resultado de una 1ª fase de deformación con desarrollo de pliegues isoclinales de dirección E-O y una esquistosidad asociada de plano axial muy penetrativa. Una segunda fase de plegamiento, de dirección N60-80E repliega a la anterior, y ambas son replegadas por una tercera, de dirección N120E y edad claramente Varisca.

Un afloramiento de rocas metamórficas que puede ser considerado como prolongación de esta unidad es el macizo de Lora del Río, situado junto al valle del Guadalquivir.

e) El sinclinorio de Jerez de los Caballeros-Fregenal está formado fundamentalmente por materiales cámbricos y carboníferos dispuestos en una gran estructura sinclinal vergente al SO y de amplitud kilométrica, con desarrollo de mantos de cabalgamiento cuyos materiales provendrían del NE, es decir, del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Dos fases de deformación afectaron a esta zona: una fase D₁, anterior al Tournaisiense, que ocasionó pliegues vergentes al S de dirección NO-SE y cabalgamientos, sin desarrollo de esquistosidad. Una segunda fase D₂ en el límite Carbonífero inferior-Carbonífero superior dio lugar a la estructuración que puede observarse hoy día de pliegues intensamente deformados e imbricados de dirección ONO-ESE, con desarrollo de una esquistosidad penetrativa. El límite sur de esa unidad se sitúa en el cabalgamiento de Juromenha (Chacón *et al.*, 1983) y en la falla de Zufre-Sta. Olalla en la zona de Almadén de la Plata (García Monzón *et al.*, 1974) y en su continuación en la falla de Arenillas (Sanz H.-Sampelayo y Ledesma García, 1975).

f) El Sinclinorio de Barrancos-Hinojales aparece como una estrecha banda de materiales ordovícico-silúricos, devónicos y del carbonífero inferior, que se abre progresivamente en Portugal hacia la región de Barrancos. Limita al norte con los materiales esencialmente cámbricos de la zona precedente, y al sur con la Banda Metamórfica de Aracena en la falla de Beja-Valdelarco (Crespo-Blanc, 1991). Puede ser definida como una unidad sinclinal de dirección NO-SE y vergencia hacia el SO cuyo núcleo está formado por una espesa sucesión de pizarras y grauvacas, el Flysch de Terena (Pushmann, 1967). Una historia tectónica Varisca de dos fases de deformación similar a la del sinclinorio de Jerez de los Caballeros-Fregenal se ha identificado también en el sinclinorio de Barrancos-Hinojales.

g) La Banda metamórfica de Aracena (fig. 2.8) constituye el afloramiento más meridional de rocas de alto grado en la zona de Ossa-Morena. Está formado por rocas de supuesta edad Precámbrico y Cámbrico. El metamorfismo varía desde la facies de los esquistos verdes en el norte, hasta la de las granulitas en el sur. Su característica principal es la disposición lineal de las zonas metamórficas, que en algunos casos están limitadas por fallas dúctiles posteriores al episodio principal de deformación y metamorfismo. Estas zonas tienen distintas características litológicas, estructurales y metamórficas.

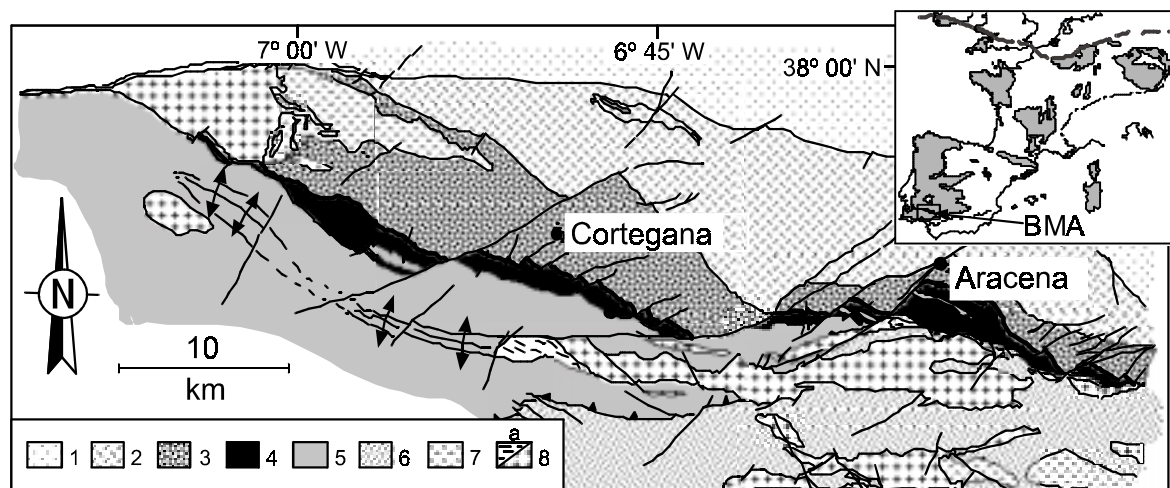


Figura 2. 8. Esquema geológico de la Banda Metamórfica de Aracena, según Castro *et al.*, 1996a. 1, Materiales de la ZOM al norte de la BMA; 2, Zona de grado metamórfico bajo y medio; 3, Zona de alto grado metamórfico; 4, Metabasitas de Acebuches; 5, Unidad del Pulo do Lobo; 6, Metasedimentos y metavulcanitas de la ZSP; 7, Rocas ígneas básicas; 8, Rocas ígneas ácidas (a: Granitoides deformados).

La Banda Metamórfica de Aracena ha sido estudiada por numerosos autores, y se han llevado a cabo trabajos de investigación muy detallados. El primero de ellos fue desarrollado por Bard (1969) y posteriormente en numerosos artículos por Bard (1970, 1977, 1992), Bard y Moine (1979), Dupuy *et al.* (1979), Crespo-Blanc y Orozco (1988) y Crespo-Blanc (1991). En Díaz Azpiroz (2001) se encuentra una descripción detallada de la Banda Metamórfica de Aracena y sus antecedentes. El hecho de haber sido estudiada por numerosos autores hace que existan distintas divisiones y clasificaciones de los dominios de la Banda Metamórfica de Aracena. En la tabla 2.1, de Díaz Azpiroz (2001), puede observarse la correlación entre las nomenclaturas empleadas por los distintos autores.

Tabla 2. 1. Correlación entre los distintos dominios definidos en la Banda Metamórfica de Aracena por diferentes autores (Díaz Azpiroz, 2001).

Bard (1969)	Apalategui <i>et al.</i> (1983b, 1984)	Apalategui <i>et al.</i> (1990b)	Crespo-Blanc (1991)	Giese <i>et al.</i> (1994)	Castro <i>et al.</i> (1999)
Banda Metamórfica de Aracena	Macizo de Aracena	Unidad del Macizo de Aracena	Macizo de Aracena	Banda Metamórfica de Aracena	Banda Metamórfica de Aracena
Serie de El Cubito	Formación de La Umbría	Sucesión Vulcano-Sedimentaria	Serie vulcano-sedimentaria	Formación Vulcano-Sedimentaria	Dominio Continental
Serie de La Corte	Formación Carbonatada	Formación de La Umbría	Dolomías de Aracena	Formación Aracena	
Porfiroides de Jabugo	Formación Vulcano-Sedimentaria	Formación de La Umbría	Serie de La Umbría	Formación La Umbría	Dominio de Alto Grado
Calizas de Aracena	Subdominio Central B	Cuña de Aguafría-Cortegana	Zona de Cizalla N de la ZIA	ZC Repilado-Castaño	
Serie de La Umbría	Subdominio Central B	Ortoanfíbolitas de Acebuches	Zona de Jabugo-Almonaster	Diatexitita Los Molares	Dominio de Acebuches
	Subdominio Central B	Grupos Pulo do Lobo y Ferreira-Ficalho	Nivel Mezcla	Gneis Fuente del Oro	
	Dominio Meridional	Unidad Pulo do Lobo	Ofiolitas/Anfíbolitas de Beja-Acebuches	Mármol de Sta. Ana	Dominio Oceanico
Serie de Fuente del Oro	Anfíbolitas de Acebuches	Ortoanfíbolitas de Acebuches	Zona Meridional	Gneis Cuarzofeldespático	
Serie de Almonaster	Formación Pulo do Lobo	Ortoanfíbolitas de Acebuches		Anfíbolitas de Acebuches/La Corte	Prisma del Pulo do Lobo
Serie de Acebuches	Formación Ribeira da Limas	Grupos Pulo do Lobo y Ferreira-Ficalho		Formación de Filitas	
Serie de La Palanca					

Debido a que estas zonas presentan una coherencia interna considerable como resultado de procesos comunes de deformación y metamorfismo, es preferible referirse a ellas como dominios. En esta Tesis se sigue el esquema propuesto por Castro *et al.* (1996a). Se pueden distinguir dos dominios principales en la banda metamórfica de Aracena:

1) un dominio oceánico al sur compuesto por:

A) metabasitas de afinidad MORB en facies anfíbolitas y esquistos verdes, interpretadas como rocas basálticas de afinidad toleítica oceánica (Bard y Moine, 1979). En consecuencia, estas metabasitas han sido interpretadas como derivados del metamorfismo de corteza oceánica (Dupuy *et al.*, 1979).

B) el grupo Pulo do Lobo, secuencia imbricada de sedimentos terrígenos, serpentinitas y metabasitas, también de afinidad oceánica, interpretado como un prisma de acreción cabalgado por corteza oceánica (Eden, 1991).

2) un dominio continental al norte compuesto por gneises y granulitas pelíticos y calcosilicatados con mármoles intercalados, anfíbolitas y granulitas máficas. Esta secuencia, de supuesta edad Precámbrica (Bard, 1969), aparece sobre una sucesión de pelitas y cuarcitas.

Las características más sobresalientes de la Banda Metamórfica de Aracena son: 1) un gradiente metamórfico invertido en el dominio oceánico, que es independiente de la retrogradación hasta la facies de los esquistos verdes en la parte sur de la pila de anfíbolitas producida por la zona de cizalla Suribérica; 2) un metamorfismo de alta temperatura y baja presión (900° C, 4 Kb) en el dominio continental (Patiño-Douce *et al.*, 1997); 3) la existencia de intrusiones de composición de andesitas magnesianas (boninitas) en el dominio continental (Castro *et al.*, 1999).

2.2.3. METAMORFISMO

La alternancia dentro de la zona de Ossa-Morena de cinturones de bajo grado y de medio a alto grado se ha desarrollado durante dos ciclos tectonotermales, en el Precámbrico superior y el Varisco.

Se ha discutido largamente sobre la edad de las deformaciones precámbricas y/o variscas de la zona de Ossa-Morena, aunque parece aceptarse actualmente la existencia de un evento orogénico polifásico al final del Precámbrico (Quesada, 1975; Pérez Lorente, 1977; Chacón, 1979; Eguíluz y Quesada, 1980; Pascual, 1981; Herranz, 1984; Ábalos y Eguíluz, 1990a,b; Quesada y Dallmeyer, 1994; Bandrés *et al.*, 2002) centrándose ahora la discusión sobre el grado en el cual los acontecimientos variscos se han sobrepuesto a las estructuras precámbricas (Apalategui *et al.*, 1990a; Eguíluz *et al.*, 2000).

2.2.3.1. Complejos metamórficos precámbricos

La existencia de un metamorfismo precámbrico se ha podido probar en dos áreas:

a) En la zona de cizalla Badajoz-Córdoba se han encontrado gneises que han sufrido metamorfismo de alto grado y anatexia, así como anfibolitas producto del retrometamorfismo de eclogitas (Mata y Munhá, 1986; Ábalos *et al.*, 1991a). Este metamorfismo es contemporáneo con la primera fase de deformación aunque no está clara su edad (Blatrix y Burg, 1981; Quesada y Dallmeyer, 1994). Posteriormente se produce un metamorfismo de contacto que Ábalos (1989) atribuye al emplazamiento de granitos durante un evento extensional. El retrometamorfismo asociado al cizallamiento sinistral, en régimen transpresivo ha sido datado entre 370-330 m.a. (García Casquero *et al.*, 1988; Dallmeyer y Quesada, 1989; Dallmeyer *et al.*, 1993). Este retrometamorfismo comienza en condiciones dúctiles y evoluciona hacia condiciones frágiles.

b) El núcleo del antiforame Olivenza-Monesterio, constituido por rocas precámbricas, ha sido metamorfizado en alto grado, reflejando los efectos de un domo térmico bien definido en el que se observa una gradación metamórfica desde la facies de los esquistos verdes hasta la facies de las anfibolitas (Quesada, 1975; Eguíluz y Quesada, 1980; Eguíluz *et al.*, 1984). Quesada y Munhá (1990) atribuyen este acontecimiento termal al ciclo Precámbrico superior, aunque no tengan dataciones radiométricas para apoyar esta afirmación. En el extremo suroriental del Antiforme aflora el macizo metamórfico de Lora del Río, en el que se alcanzan condiciones de facies de granulitas de baja presión. Este hecho es considerado por Apraiz (1996) consecuencia del engrosamiento cortical originado por cabalgamientos y grandes pliegues con vergencia hacia el sur, durante la primera fase de deformación varisca, provocada por los procesos de subducción que tienen lugar en el borde meridional de la Zona de Ossa-Morena y la posterior exhumación de esta corteza engrosada por colapso gravitacional. El mismo mecanismo se sugiere para la formación del núcleo metamórfico de Valungo localizado en la zona de Jerez de los Caballeros por Apraiz y Eguíluz (1996).

2.2.3.2. Complejos metamórficos variscos

Se puede observar en dos áreas:

a) En el domo térmico de Sierra Albarrana, en el dominio del mismo nombre, datos geocronológicos (Dallmeyer y Quesada, 1989) indican que el metamorfismo se produjo durante los tiempos variscos. Es de facies esquistos verdes de grado bajo a facies de las anfibolitas de alta temperatura (Garrote, 1976; Quesada, 1983). Recientemente Azor y Ballèvre (1997) han demostrado la existencia de metamorfismo de baja presión y migmatización en la unidad de Sierra Albarrana.

b) En el macizo de Evora-Beja-Aracena (Apaletgui *et al.*, 1990b), se ha desarrollado un metamorfismo de grado medio a muy alto. En la sierra de Aracena, se alcanza un metamorfismo de alto grado que llega a poner en contacto rocas en facies granulitas con rocas en facies de esquistos verdes. Esta unidad tiene una evolución tectonotérmica compleja

y ha sido estudiada en detalle, entre otros, por Bard (1969), Crespo-Blanc (1991) y Castro *et al.* (1996b).

2.2.4. MAGMATISMO

La estructuración en bandas de dirección NO-SE observable en la Zona de Ossa-Morena afecta también al magmatismo, disponiéndose éste también en alineaciones que siguen esa misma dirección (fig. 2.4)

Las principales características del magmatismo en la Zona de Ossa-Morena, son:

- 1) el pequeño tamaño de los cuerpos plutónicos que se distribuyen formando alineaciones magmáticas,
- 2) la frecuente asociación de rocas básicas y ácidas, es decir, un magmatismo bimodal,
- 3) la abundancia de macizos de carácter fundamentalmente básico (dioritas, microdioritas, gabros y rocas ultramáficas) como, por ejemplo, el complejo de Beja,
- 4) la existencia de rocas con composiciones a veces hiperalcalinas.

Según Sánchez Carretero *et al.* (1990), el magmatismo de la Zona de Ossa-Morena se puede clasificar en función de su edad o ciclo tectonomagmático: El magmatismo precámbrico se relaciona con la orogenia cadomiense tanto pre- como orogénico; las rocas paleozoicas, así mismo, pueden clasificarse en pre-Variscas, Variscas s.s. y post-orogénicas.

En el magmatismo **precámbrico** se incluye, entre el **pre-orogénico**, el de carácter bimodal del dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano (Proterozoico medio-superior), y entre el **sin-orogénico**, granitos anatéticos relacionados con núcleos metamórficos como los de Monesterio (Sánchez Carretero *et al.*, 1990), Evora (Carvalhosa, 1983) y Lora del Río (Arriola y Eguíluz, 1983), rocas volcánicas y subvolcánicas calcoalcalinas (Sánchez Carretero *et al.*, 1989) del Rifense superior-Vendiense que pueden asociarse a un margen activo de tipo andino (Sánchez Carretero *et al.*, 1989), así como rocas ultramáficas serpentizadas de edad incierta relacionadas con los gneises y anfibolitas de Azuaga y con la formación Malcocinado. En este grupo se incluyen los granitos de Ahillones y Sierra Padrona.

En el magmatismo **pre-varisco**, se incluyen aquellas rocas ígneas claramente distinguibles de las del precámbrico y varisco s.s. En este grupo se pueden incluir los plutones alcalinos (Sánchez Carretero *et al.*, 1990) de Barcarrota (510 m.a. por el método del K/Ar, en Galindo *et al.*, 1986) y El Castillo, los afloramientos de edad Ordovícico medio-superior de Las Minillas, Ribera del Fresno, Aceuchal y Almendralejo (423 a 470 m.a. por el método Rb/Sr, en García Casquero *et al.*, 1985) y los macizos ígneos de El Pedroso y El Garrotal (Sanz H.-Sampelayo y Ledesma García, 1975).

El magmatismo **varisco** puede a su vez subdividirse atendiendo a las diferentes fases de deformación. En este grupo pueden incluirse:

- 1) el eje magmático La Coronada-Villaviciosa de Córdoba (Delgado-Quesada *et al.*, 1985);
- 2) más hacia el sur, en el anticlinorio Olivenza-Monesterio, los plutones de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Brovales y Salvatierra de los Barros, y el plutón de Jerez de los Caballeros en el sinclinorio Jerez de los Caballeros-Fregenal. Los datos geocronológicos (Dupont *et al.*, 1981), indican un periodo de emplazamiento contemporáneo con las fases tectónicas variscas, aunque Sánchez Carretero *et al.* (1990) los clasifican como pre-variscos. Estos plutones pueden interpretarse como productos diferenciados de una serie calcoalcalina (Brun y Pons, 1981);
- 3) en el sinclinorio de Jerez-Fregenal se encuentra el macizo de Sta. Olalla del Cala. Casquet *et al.* (2001), (ca. 338 m.a.), y Tornos *et al.* (2001) proponen para este plutón un proceso de intrusión en dos etapas en las que el magma permaneció primero en una cámara magmática tipo estratiforme a una profundidad desconocida en la corteza superior, donde tras sufrir procesos de cristalización fraccionada-asimilación (AFC, de Paolo, 1981) continuó su ascenso hasta el nivel de emplazamiento final a pequeñas profundidades, 2-4 km.
- 4) y por último, el complejo de Beja en Portugal que puede correlacionarse con el plutonismo de la zona de Castilblanco en la Zona Surportuguesa (Simancas, 1983).

2.3. ZONA SURPORTUGUESA

La zona Surportuguesa (ZSP) forma un arco que ocupa la parte SO del Macizo Ibérico. Desde el punto de vista estratigráfico, se caracteriza por la presencia de secuencias posteriores al Devónico medio. Así, los sedimentos más antiguos consisten en materiales terrígenos y corresponden al Devónico superior. Tras el depósito de estos materiales siguió un vulcanismo ácido y básico durante el Tournaisiense y Viseense inferior en la parte NE, en la llamada Faja Pirítica, cuyo nombre deriva del hecho de que este vulcanismo está asociado a importantes yacimientos de sulfuros polimetálicos, especialmente pirita. En el Viseense superior se desarrollan materiales turbidíticos, terrígenos, que reciben la denominación de facies Culm. Hacia el SO las series se hacen más condensadas desde el Fameniense al Namuriense medio. A estas series condensadas sigue un flysch del Namuriense superior y Westfaliense A.

La estratigrafía y la estructura se describirán conjuntamente ya que la estructura de la Zona Surportuguesa se ha establecido teniendo en cuenta criterios de facies litoestratigráficas y estructurales, definiendo así diferentes dominios.

2.3.1. ESTRATIGRAFÍA-ESTRUCTURA

Las principales estructuras son pliegues y mantos que cambian de una dirección N-S en el Atlántico a una dirección casi E-O en España siendo la vergencia de las estructuras hacia el sur o suroeste. La intensidad de la deformación aumenta hacia el NE, a medida que se está más próximo al contacto con la Zona de Ossa-Morena, evidenciándose así una polaridad estructural que también queda puesta de manifiesto por la edad cada vez más reciente del flysch a medida que se va hacia el SO, así como por el aumento del grado de metamorfismo regional hacia el NE.

Teniendo en cuenta las facies estratigráficas y criterios estructurales, ha sido recientemente propuesta por Oliveira (1990) y Silva *et al.* (1990) una nueva división en dominios que conserva en parte nomenclaturas anteriores (Pfefferkorn, 1968; Carvalho *et al.*, 1976; Silva, 1983; Ribeiro, 1980). Estos autores consideran las anfibolitas de Beja-Acebuches como pertenecientes a la zona Surportuguesa, mientras que en esta Tesis se ha descrito en el apartado correspondiente a la Zona de Ossa-Morena. Excluyendo por lo tanto a las Metabasitas de Acebuches, de norte a sur, los dominios en los que se ha dividido la Zona Surportuguesa son los siguientes (fig. 2.9):

- Antiforme del Pulo do Lobo, o Terreno Exótico oceánico
- Faja Pirítica
- Grupo del flysch del Bajo Alentejo, o grupo Culm
- Suroeste portugués

Estos dominios estaban considerados como una sucesión de simples anticlinales y sinclinales (Carvalho *et al.*, 1971; Schermerhorn, 1971) pero actualmente se admite un modelo de tipo "thin-skinned" para la Zona Surportuguesa (Ribeiro *et al.*, 1983).

2.3.1.1. Antiforme del Pulo do Lobo

El antiforme del Pulo do Lobo forma la parte más septentrional de la zona Surportuguesa y su parte N está directamente en contacto con las anfibolitas de Beja-Acebuches que marcan el límite con la zona de Ossa-Morena. Este contacto aparece actualmente como una falla inversa con buzamientos de más de 60° hacia el NE, y corresponde realmente a una zona de cizalla de carácter inverso-sinistral, la zona de cizalla Suribérica de Crespo-Blanc y Orozco (1988), inicialmente dúctil, que evolucionó después hacia un régimen frágil.

Por el sur, este antiforme aparece en contacto mecánico con los materiales más modernos de la Faja Pirítica, la Formación de Filitas y Cuarcitas, de edad Fameniense superior, así como con el Complejo Volcano-Sedimentario, con rocas ácidas y básicas, de edad Fameniense superior-Viseense medio, que contiene numerosos yacimientos de sulfuros.

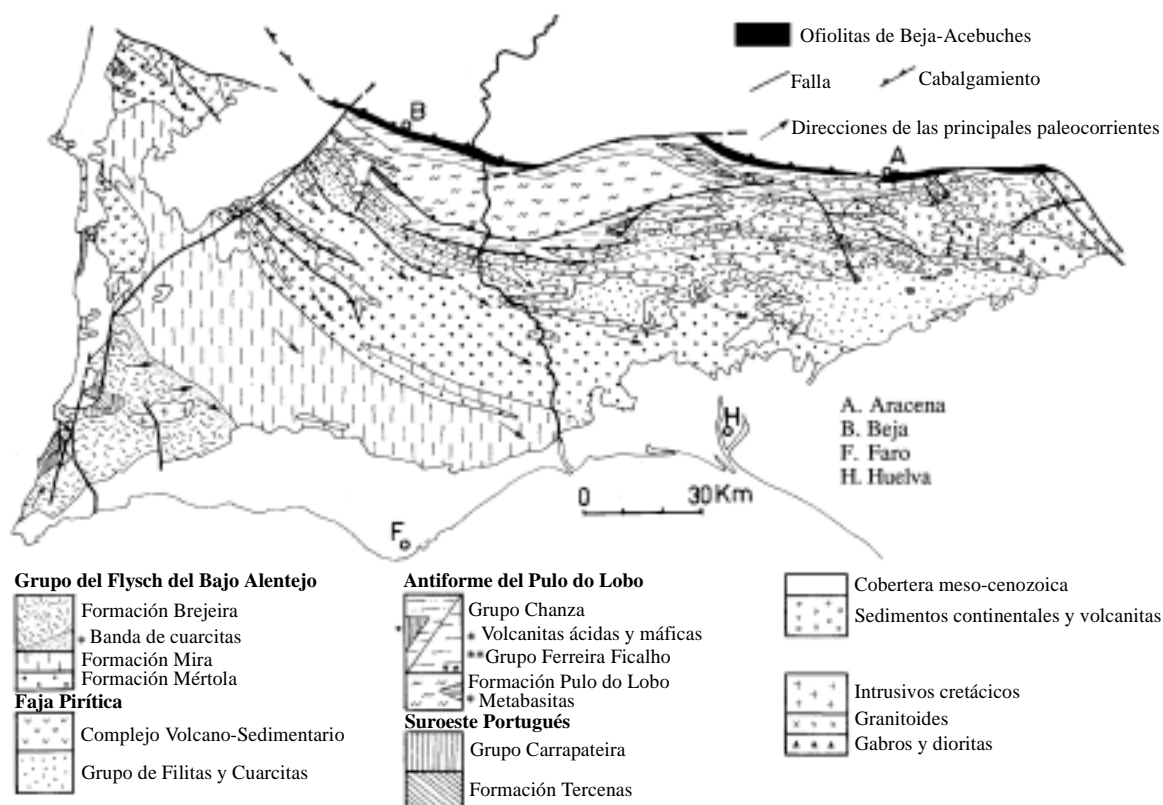


Figura 2. 9. Mapa geológico de la Zona Surportuguesa según Silva *et al.* (1990).

El nombre de “Antiforme” del Pulo do Lobo hace referencia a la presencia de formaciones sedimentarias litológicamente similares en los flancos norte y sur de un núcleo de micaesquistos, la formación Pulo (Bard, 1969; Schermerhorn, 1971; Crespo-Blanc, 1991; Oliveira, 1990; Silva *et al.*, 1990 y Eden, 1991). Este último autor considera que esta unidad, a la que llama Terreno Exótico Oceánico, corresponde a un prisma de acreción. En la actualidad, el término antiforme está en desuso pues los últimos estudios demuestran que toda el área está formada por una serie de láminas cabalgantes apiladas. De este modo, la Zona del Pulo do Lobo ha sido dividida siguiendo criterios litológicos y estructurales en: Formación Pulo do Lobo, Grupo Ferreira-Ficalho (al N) y Grupo Chanza (al S).

a) Formación Pulo do Lobo

Constituye la unidad inferior de la sucesión. Está formada por micaesquistos y cuarcitas con algunas intercalaciones de diques y rocas volcánicas félsicas estando todo este material intensamente deformado (Pfefferkorn, 1968). Su longitud máxima de afloramiento es de 20 km. Una de las características típicas de esta unidad es la aparición de venas de cuarzo de exudación relacionadas con la intensa deformación tectónica y esquistosidades asociadas, como resultado de tres fases de plegamiento. Hacia la base aparecen metabasaltos de afinidad geoquímica de tipo MORB (Munhá, 1983).

b) Grupo Ferreira-Ficalho

Aparece al N de la formación Pulo do Lobo. Está formado por una serie de sedimentos de tipo flysch que se depositaron en una cuenca al S de la Zona de Ossa-Morena. Estos consisten en pizarras, areniscas y tobas con algunas rocas intrusivas. Atendiendo a criterios estructurales y litológicos pueden reconocerse, de base a techo, tres formaciones: Ribeira de Limas, Santa Iría y Horta da Torre (Pfefferkorn, 1968).

La primera está formada por una serie de filitas, metagrauvas y tobas (Carvalho *et al.*, 1976). El tránsito con la formación Pulo do Lobo es gradual y está afectada por las tres mismas fases de plegamiento que ésta.

La formación Santa Iría es una sucesión de tipo flysch con pizarras, limolitas y grauvas, discordante sobre las dos anteriores (Carvalho *et al.*, 1976; Crespo-Blanc, 1991; Eden, 1991).

La formación Horta da Torre está compuesta por pizarras, areniscas impuras y limolitas, con intercalaciones de cuarcitas hacia el techo. El contacto con la formación Santa Iría es gradual. Ambas están menos deformadas que las unidades inferiores y muestran una sola fase de plegamiento NO-SE, con esquistosidad asociada. Esta formación está datada como Fameniense inferior-medio (Oliveira *et al.*, 1986a).

c) Grupo Chanza

Aparece al sur de la formación Pulo do Lobo. Se han identificado tres formaciones en este grupo: Atalaya, Gafo y Represa (Pfefferkorn, 1968; Carvalho *et al.*, 1976; Oliveira *et al.*, 1986b; Silva *et al.*, 1990), debido a lo cual se ha sugerido que es un equivalente en el sur del grupo Ferreira-Ficalho (Schermerhorn, 1971; Carvalho *et al.*, 1976). La formación Atalaya está compuesta principalmente por pizarras y areniscas; la formación Gafo está formada por limolitas, grauvas y pizarras, con un espesor aproximado de 650 m., con intercalaciones volcánicas ácidas y básicas. La formación Represa está constituida por limolitas silíceas, pizarras y cuarzovas, con un espesor de 1100 m. Las edades de estas formaciones no están claras debido a la ausencia de fósiles. Todos los materiales de la zona Surportuguesa presentan un carácter diacrónico hacia el sur, relacionado con la progradación sedimentaria en esa dirección, por lo cual, extrapolando esta relación, se asume que las formaciones Gafo y Represa son ligeramente más modernas que sus equivalentes septentrionales, asignándoles por lo tanto una edad Fameniense superior a Tournaisiense inferior.

2.3.1.2. Faja Pirítica

La Faja Pirítica está formada de muro a techo, por la formación de filitas y cuarcitas -PQ- ("Phyllites-Quartzites"), el Complejo volcano-sedimentario -CVS- y la formación Culm

cuya descripción se hará en el apartado correspondiente al “Grupo del Flysch del Bajo Alentejo” pues es donde más aflora.

a) La formación de filitas y cuarcitas, PQ, constituye la formación detrítica basal de la Faja Pirítica y consiste en (1) una serie alternante de capas de areniscas, que incluyen principalmente cuarcitas y algún nivel de conglomerados, con un espesor de metros a decenas de metros y (2) filitas. Hacia el techo aparece un nivel de pizarras con lentejones y nódulos de calizas bioclásticas, que ha sido datado como Fameniense medio-superior (Pruvost, 1912; Boogaard, 1963; Boogaard y Schermerhorn, 1980).

Todas estas rocas están intensamente deformadas, aunque se reconocen estructuras sedimentarias como estratificaciones masivas y con granoselección, laminaciones paralelas, ripples, deformaciones de sedimentos no consolidados y bioturbación.

b) El CVS es una unidad muy heterogénea que consta de material sedimentario y volcánico, ácido y básico, interestratificado en proporción variable según las localidades, y que presenta un espesor que oscila entre los 100 y los 600 m. según la distancia a los centros volcánicos de emisión.

En la zona central de la Faja Pirítica pueden reconocerse tres episodios volcánicos ácidos principales, que son difícilmente correlacionables fuera de este área debido al carácter lenticular de los diferentes litosomas. Los principales tipos de rocas presentes en el complejo son pizarras negras, limolitas, cuarcitas, grauvacas, cherts, pizarras silíceas, jaspes, tobas ácidas, materiales volcánicos y piroclásticos ácidos y básicos y algunas calizas. Asociados con los materiales volcánicos félsicos se encuentran numerosos yacimientos estratiformes de sulfuros (predominantemente pirita) de origen volcánico exhalativo. Ha sido datado como Fameniense superior a Viseense superior (Boogaard, 1963; Boogaard y Schermerhorn, 1980; Oliveira, 1983). El volcanismo bimodal de este complejo es una de las características geológicas por la cual se conoce mundialmente la Faja Pirítica. Según Mitjavila *et al.* (1997) y Leistel *et al.* (1998) se generó en un contexto extensional.

Existen dos episodios NO-SE de plegamiento y foliación cogenética que deforman la Faja Pirítica (Silva *et al.*, 1990).

2.3.1.3. Grupo del flysch del Bajo Alentejo

El grupo del flysch del Bajo Alentejo, también llamado grupo Culm, está constituido en su mayoría por sedimentos de flujo gravitacional que forman una cobertera detrítica continua progradada hacia el sur, desde el Viseense superior en la parte norte al Westfaliense inferior en la parte sur.

Esta serie está formada por una espesa sucesión de areniscas, pizarras, limolitas y grauvacas, afectadas por una única fase de deformación principal. La mayor parte de la zona

Surportuguesa está formada por este conjunto, que aflora en núcleos sinclinales de la Faja Pirítica reposando sobre el complejo volcano-sedimentario y ocupa además casi la totalidad de la superficie de la zona sur de la Faja Pirítica.

Dentro de este grupo se han definido tres unidades litoestratigráficas que se suceden paralelamente de N a S (Oliveira *et al.*, 1979):

- La formación más septentrional, que es la más antigua, se denomina Formación Mértola y está formada por secuencias de areniscas y bandas alternantes de pizarras y limolitas finamente estratificadas. Se encuentra a lo largo e inmediatamente al sur de la Faja Pirítica, apoyándose sobre el Complejo Volcano-sedimentario. Localmente existen niveles de conglomerados con una disposición lenticular. Ha sido datada del Viseense superior.

- A continuación, hacia el sur, se encuentra la Formación Mira, que consiste también en una sucesión esencialmente turbidítica como la anterior pero, en general, más distal. Las turbiditas de esta formación tienen estratificación fina, con mayor proporción de pizarras que de areniscas. El contacto con la formación Mértola está marcado por un horizonte pizarroso continuo con una potencia de 50 a 100 m. La Formación Mira comprende el Viseense terminal y el Namuriense.

- Por último, más al sur, se encuentra la Formación Brejeira que reposa sobre series condensadas del Carbonífero inferior. Son sedimentos que van desde areniscas maduras alternando con pizarras a grauvacas inmaduras y pizarras. Consiste, como las anteriores, en turbiditas que en su parte más baja son más proximales que las de la Formación Mira, pero que en la parte alta son muy distales. Su edad abarca posiblemente desde el Namuriense inferior hasta el Westfaliense inferior.

2.3.1.4. Suroeste portugués

La parte suroeste de la zona Surportuguesa está dominada por dos estructuras antiformes (Aljezur y Bordeira), en las cuales aparece una secuencia litoestratigráfica similar a la de la serie Culm pero con materiales anteriores a ésta (Oliveira *et al.*, 1986b; Ribeiro *et al.*, 1987). De base a techo, incluye:

- Pizarras y areniscas de la formación Tercenas. Éstas últimas muestran a veces hacia el techo de la formación intercalaciones métricas de conglomerados, brechas y localmente calcarenitas, de edad Fameniense superior-Carbonífero inferior.

- Una sucesión de pizarras y carbonatos de edad Tournaisiense medio-superior hasta Namuriense, del Grupo Carrapateira.

- La secuencia turbidítica de la formación Brejeira, cuyo contacto con el Grupo Carrapateira es disconforme.

Tres fases de deformación afectan a este área. La primera y más importante está caracterizada por pliegues vergentes hacia el SO (Ribeiro, 1983), coetáneos con el emplazamiento de mantos. Estas estructuras están plegadas por dos generaciones de pliegues posteriores (Silva *et al.*, 1990).

2.3.2. METAMORFISMO

La zona Surportuguesa ha sido metamorfizada en condiciones de bajo a muy bajo grado durante los tiempos variscos.

Anteriormente al metamorfismo regional se puede demostrar la existencia de un metamorfismo hidrotermal de las rocas volcánicas de la Faja Pirítica (Munhá, 1990). El metamorfismo regional es contemporáneo de la primera fase de deformación principal de la zona Surportuguesa, es decir, pre-Westfaliense D (Schermerhorn, 1975; Munhá, 1976). El grado metamórfico aumenta hacia el norte, pasando de facies de zeolitas en el extremo sur, a través de la facies prehnita-pumpellyita/esquistos verdes en la Faja Pirítica, hasta alcanzar la parte alta de la facies de esquistos verdes en la formación Pulo do Lobo (Munhá, 1990). El gradiente geotérmico estimado por Munhá (1979, 1990) se sitúa entre 40 y 50 °C/km y Simancas (1983) lo calcula entre 35 y 50 °C/km.

2.3.3. MAGMATISMO

Las rocas plutónicas de la zona Surportuguesa se localizan en su mayor parte en el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS) formado por rocas básicas y granitoides que forman cuerpos alargados de varias decenas de kilómetros y macizos de dimensiones menores con contactos discordantes con las rocas encajantes, localizados al sur de la Zona de Cizalla Suribérica, intruyendo en materiales de edad Devónico superior-Carbonífero inferior de la ZSP (fig. 2.4). Se han distinguido tres grandes grupos de rocas plutónicas (de la Rosa, 1992): rocas básicas y ultrabásicas, granitos y rocas intermedias. Las primeras son gabros y dioritas anfibólicas constituidas por plagioclasa y anfíbol fundamentalmente; asociadas a éstas aparecen pequeños cuerpos de rocas metamórficas y ultrabásicas acumuladas. Los granitos que aparecen en esta zona son de dos tipos: monzogranitos con granate y granitoides subvolcánicos. En cuanto a las rocas intermedias, son tonalitas y granodioritas con frecuentes enclaves microgranulares. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de roca total calculadas en las rocas del BSNS sugieren que éstas últimas, las rocas intermedias, son el producto de la interacción entre magmas derivados de una fuente mantélica con afinidades litosféricas y magmas generados por fusión parcial de una corteza inferior granulítica de un borde continental activo (de la Rosa *et al.*, 1993).

Las rocas ígneas del BSNS se pueden dividir en dos conjuntos en relación con su intrusión respecto a la primera fase importante de deformación varisca de la zona Surportuguesa (Simancas, 1983): plutonismo tardi-F1 y plutonismo postectónico. En el

primer grupo se incluyen las rocas plutónicas básicas y el granito de Castilblanco y en el segundo grupo están las rocas intermedias y granitoides de intrusión superficial.

Respecto a las rocas volcánicas, éstas ya han sido descritas en el apartado correspondiente al Complejo Volcano-Sedimentario en la Faja Pirítica.

2.4. CUENCA DEL GUADALQUIVIR

En la parte suroccidental de la zona de estudio aflora la Cuenca Terciaria del Guadalquivir, con depósitos postorogénicos neógenos y cuaternarios. Es una cuenca de antepaís (Portero García y Álvaro López, 1984) asimétrica, con dirección ENE-ONO que se desarrolló al norte, y simultáneamente, con la Cordillera Bética durante el Mioceno, como consecuencia de la colisión entre las placas Ibérica y Africana. Está comprendida entre dos bordes, uno pasivo al norte, donde aflora el zócalo varisco del Macizo Ibérico que se sumerge suavemente bajo los sedimentos de la cuenca, y uno activo al sur, que constituye el contacto con la Cordillera Bética y donde se presentan los mayores espesores de sedimentos.

En el valle del Guadalquivir el Mioceno superior está formado esencialmente por arcillas y margas azules, con potencias que van desde los 250 m en el NE, en las cercanías de Córdoba, hasta los 1000-1200 m en las proximidades de Carmona, 35 km al ENE de Sevilla. En el borde de Sierra Morena se reducen las potencias y la litología pasa a areniscas calcáreas.

Estos materiales presentan importantes intercalaciones de elementos alóctonos, conocidos como *unidad Olistostrómica* o manto de Carmona. Son materiales procedentes de la parte sur de la depresión (Cordillera Bética), que se disponen en la cuenca en forma de cabalgamientos con un mecanismo de traslación de deslizamiento gravitacional (Perconig, 1962; Fontboté y Estévez, 1980). La presencia de estos olistostromas en la cuenca, en líneas generales, se explica porque, al producirse el hundimiento de la Cuenca del Guadalquivir y el levantamiento de todos los depósitos al sur de éste, se produjo una inversión de la inclinación de las capas del Subbético de la Cordillera Bética respecto a como se habían sedimentado. Esta disposición en plano inclinado hacia el norte, junto con el posible empuje del Macizo Bético desde el sur, produjeron el deslizamiento hacia el norte de los terrenos capaces de deslizarse. Estos materiales, en su movimiento, arrastran y erosionan materiales del sustrato constituyendo un *olistostroma* cuyos *olistolitos* son bloques de materiales mesozoicos y cenozoicos (Perconig, 1964; Portero García y Álvaro López, 1984; Roldán García, 1998).

El cuaternario de la cuenca se caracteriza fundamentalmente por los depósitos de origen continental poco evolucionados en los que predominan principalmente las terrazas del río Guadalquivir formadas por: 1) depósitos aluviales de tonos rojizos que forman un conjunto de terrazas elevadas, 2) una terraza media, con costras calcáreas y glaciares y 3) aluviones recientes (Sanz de Galdeano, 1983).

2.5. EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA DEL BORDE SUR-OCCIDENTAL DEL MACIZO IBÉRICO

Existen diversos modelos que intentan explicar la evolución geotectónica del borde sur-occidental del Macizo Ibérico. La mayoría están de acuerdo en la existencia de un proceso de subducción y posterior colisión de dirección NE-SO durante el ciclo orogénico Varisco, entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior, cuya sutura estaría marcada por las Anfibolitas de Acebuches, en el contacto entre la ZOM y la ZSP.

Vegas y Muñoz (1976), proponen la existencia de una subducción dirigida hacia el Norte, con un arco-isla asociado cuyo resto sería la Faja Pirítica, constituyendo la ZSP el complejo de subducción, o prisma de acreción, que quedaría entre los dos márgenes continentales (fig. 2.10). La zona de subducción, y por lo tanto el plano de Benioff estarían situados al S de la ZSP.

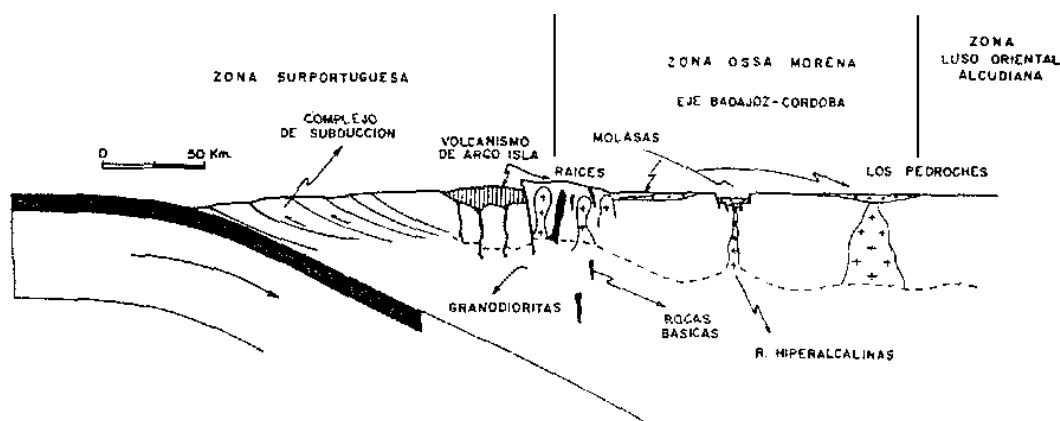


Figura 2. 10. Modelo de Vegas y Muñoz (1976, p.48).

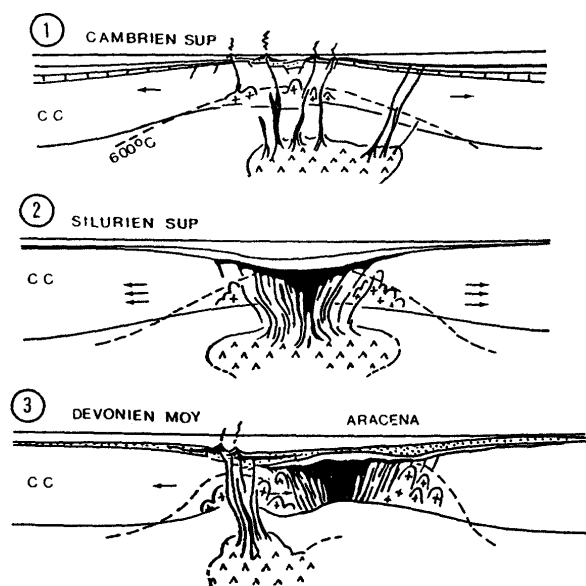


Figura 2. 11. Modelo de Bard (1977, p. 390).

Bard (1977) propone tres hipótesis diferentes para el origen de las Metabsitas de Acebuches: 1) son restos de corteza oceánica emplazada por obducción; 2) son el resultado del vulcanismo de una cuenca trasera de arco-isla; o 3) son el resultado de un proto-rift de rápido desarrollo. Bard excluye la primera hipótesis por considerarla poco probable y, sin descartar totalmente la segunda, defiende la viabilidad de la tercera hipótesis (fig. 2.11).

Simancas (1983) sigue la hipótesis de Bard (1977) aunque considera que el rift quedaría abortado en el Devónico medio, siendo ese límite inactivo durante el Devónico superior y Carbonífero.

Ribeiro *et al.* (1990), siguiendo a Iglesias *et al.* (1983), proponen un mecanismo de obducción para el emplazamiento de las Anfibolitas de Acebuches en un ambiente tectónico de subducción hacia el NE y posterior colisión (fig. 2.12).

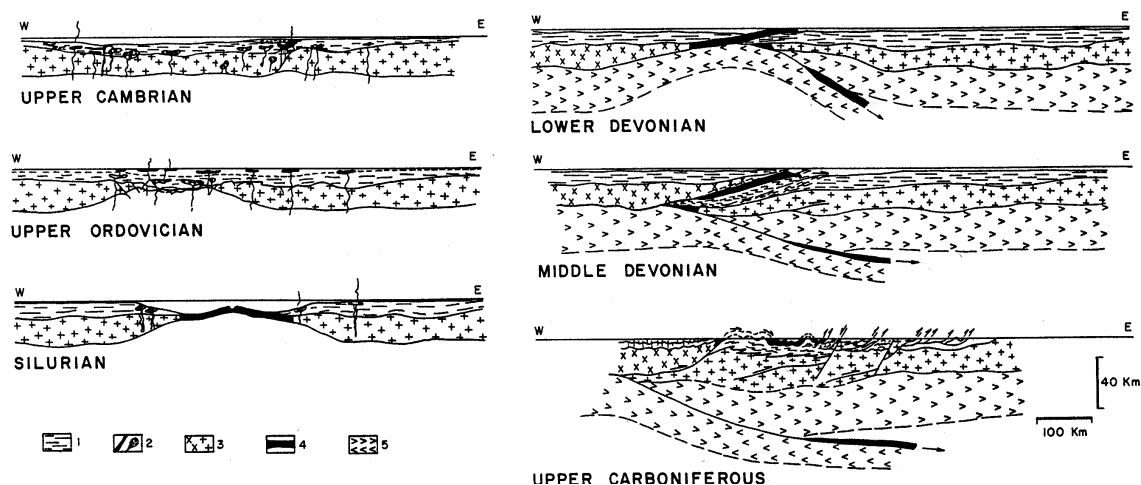


Figura 2. 12. Modelo de Ribeiro *et al.* (1990, p. 407). 1: Sedimentos; 2: Rocas ígneas ácidas y básicas; 3: corteza continental; 4: corteza oceánica; 5: manto superior.

Eden (1991) propone también un modelo de subducción hacia el NE, con obducción de las ofiolitas de Beja-Acebuches sobre la ZOM, representando la formación Pulo do Lobo el prisma de acreción formado en el proceso. Propone que la subducción inicial se produjo en la misma dorsal oceánica, pues es necesaria una corteza oceánica caliente que, al obducir sobre la Zona de Ossa-Morena, diera lugar al metamorfismo de baja presión y alta temperatura, en facies granulitas, observado en la zona.

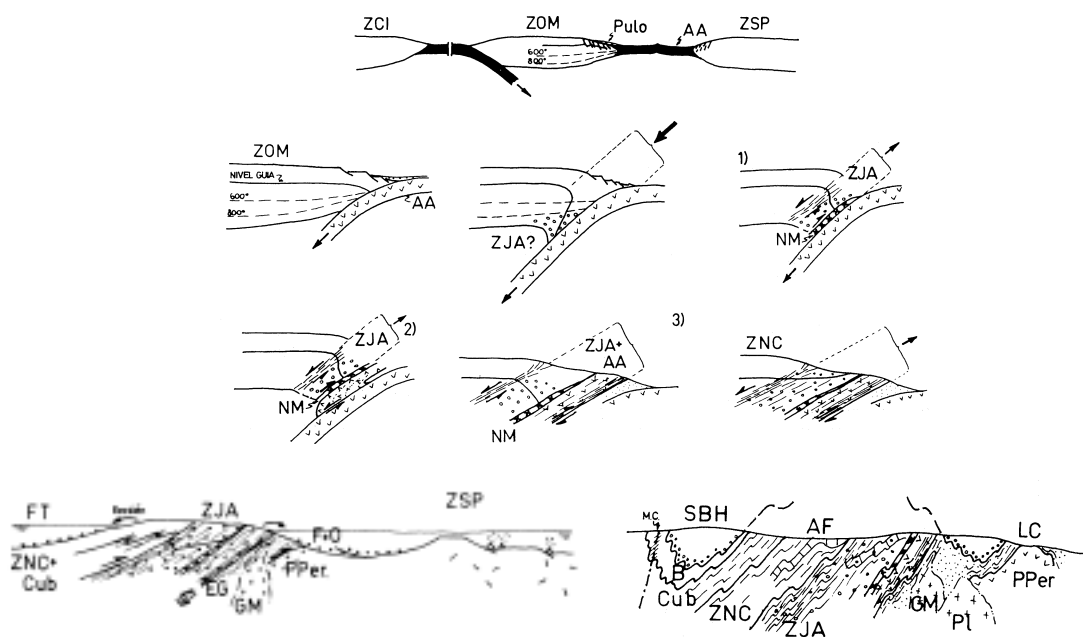


Figura 2. 13. Modelo de Crespo-Blanc (1991, pp. 260-263). ZCI: Zona Centro Ibérica; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZSP: Zona Surportuguesa; AA: Anfibolita de Acebuches; ZJA, ZNC, Cub, NM: Subdivisiones del Macizo de Aracena; SBH: Sinclinorio Barrancos-Hinojales.

Crespo-Blanc (1991) propone que las Anfibolitas de Acebuches se han generado en una cuenca de retroarco que, al cerrarse, da lugar a la subducción de éstas bajo la corteza continental de la ZOM, excluyendo la posibilidad de la obducción (fig. 2.13).

Ábalos *et al.* (1991b) proponen un modelo en el que las condiciones de metamorfismo de alta temperatura y baja presión, condiciones de facies anfibolitas a facies granulitas, se dan en un medio extensional (probablemente un episodio de rifting en un ambiente de arco isla, en el Paleozoico inferior), con la evolución, levantamiento y erosión de un domo térmico (fig. 2.14). Posteriormente a éste, se produciría el emplazamiento hacia el sur de un manto caliente (probablemente una lámina ofiolítica junto con la corteza inferior de la ZOM), sobre una placa fría, lo que produciría, en el Devónico superior-Carbonífero inferior, el metamorfismo retrógrado de la placa cabalgante, en los materiales que habían sufrido antes el metamorfismo de alta temperatura, y un metamorfismo progrado en la placa cabalgada situada debajo, es decir, en la actual ZSP.

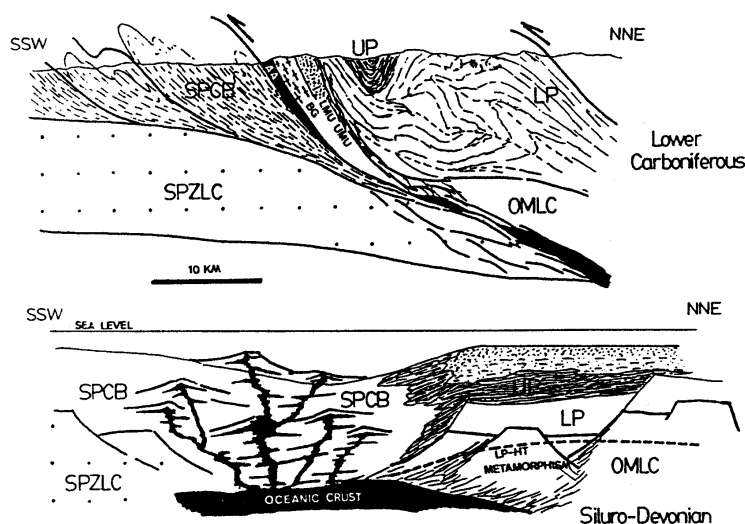


Figura 2. 14. Modelo de Ábalos *et al.* (1991b, p. 384). SPCB: Cuenca carbonífera Surportuguesa; SPZLC: Corteza inferior de la ZSP; OMLC: Corteza inferior de la ZOM; LP: Paleozoico inferior; UP: Paleozoico superior; AA: Anfibolita de Acebuches.

Bard (1992) propone definitivamente un rift que evoluciona hacia una cuenca proto-oceánica sobre corteza continental adelgazada. Durante esta etapa se emplazarían gabros y basaltos de afinidad N-MORB que serán transformados durante el metamorfismo Varisco en las Anfibolitas de Acebuches. Apunta que el cinturón de Aracena debe desarrollarse donde aún estén operativos elevados flujos de calor, es decir, el relicto de la fuerte anomalía térmica del episodio de rifting previo.

Fonseca y Ribeiro (1993) y Quesada *et al.* (1994) proponen que en un proceso de subducción oblicuo hacia el N, aparece un arco en la ZOM, con extensión tras-arco que conduce a la formación de una cuenca oceánica incipiente fuente de las anfibolitas de Acebuches y, posteriormente, con el cierre de esta cuenca, se produce la obducción de las anfibolitas de Acebuches sobre las que, a su vez, se emplazaría el arco magmático (fig. 2.15).

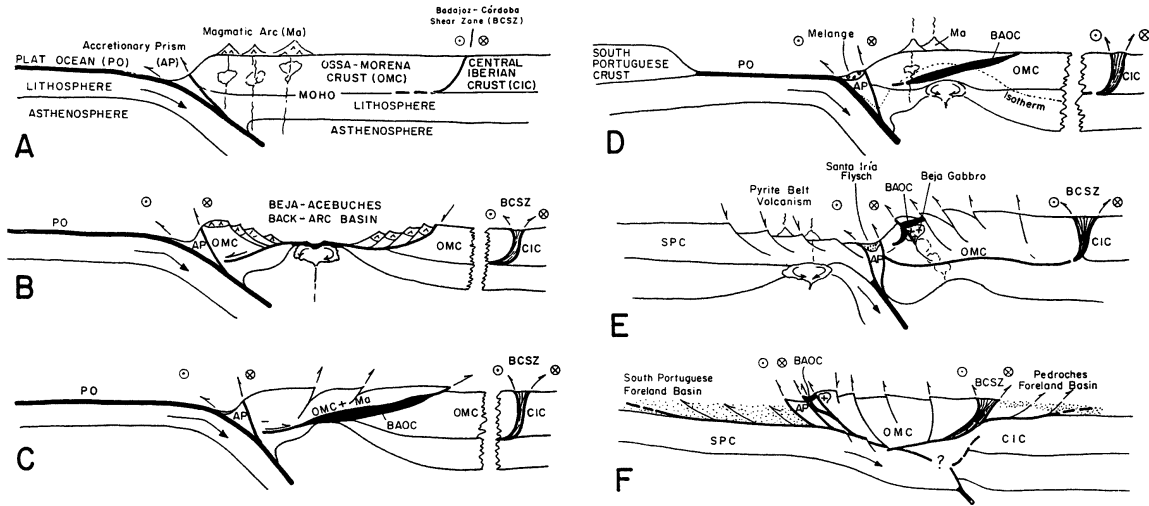


Figura 2. 15. Modelo de Quesada *et al.* (1994, p. 37).

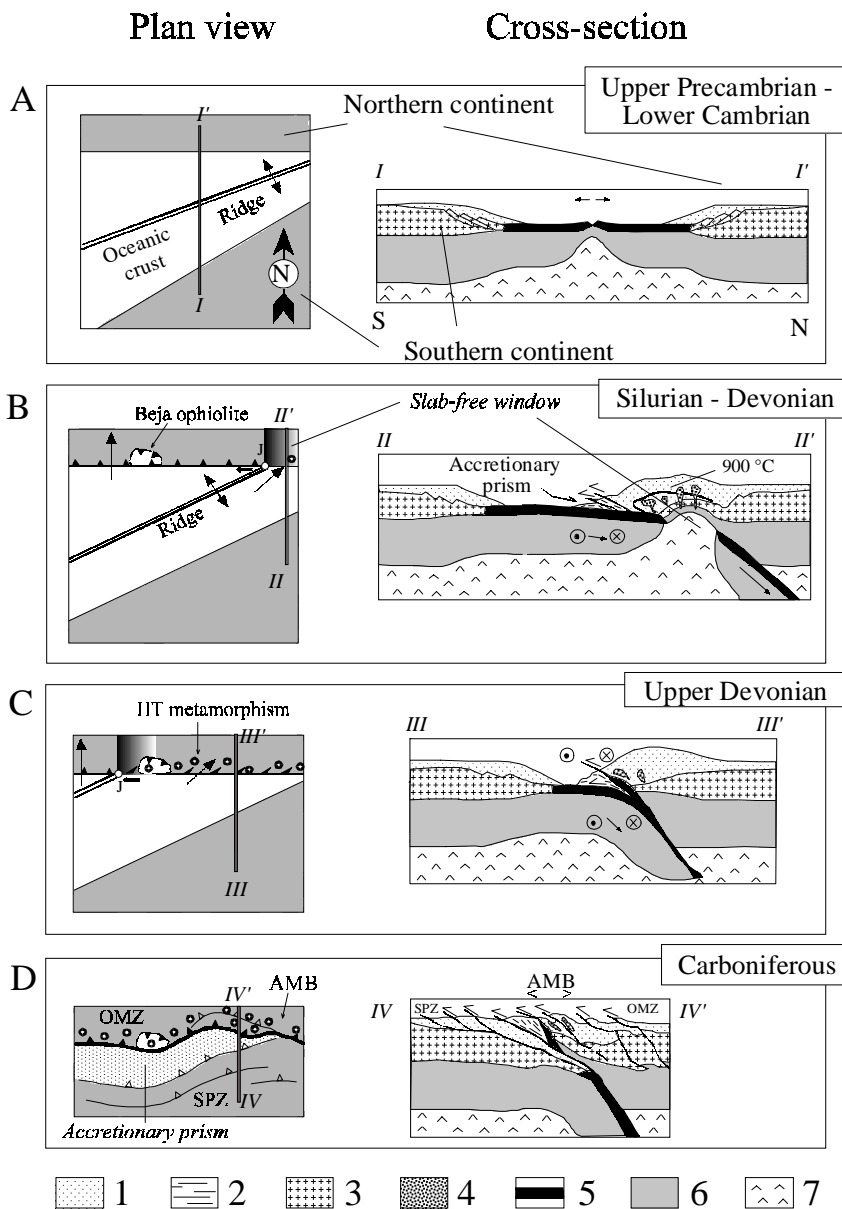


Figura 2. 16. Modelo de Castro *et al.* (1996a, p. 185). 1: Sedimentos y rocas volcánicas del Precámbrico superior y Paleozoico; 2: Mélange; 3: Corteza continental; 4: Intrusiones boniniticas premetamórficas; 5: Corteza oceánica; 6: Manto litosférico; 7: Astenosfera.

Castro *et al.* (1996a) proponen la subducción hacia el N de una dorsal oceánica con la consiguiente formación de una unión triple. Bajo ésta, y al migrar a lo largo del borde continental superior se crearía un “slab window” (fig. 2.16). Esta ventana litosférica, o “slab window”, crearía las condiciones adecuadas para el desarrollo del metamorfismo de alta temperatura y baja presión en el dominio continental y para la intrusión de rocas de afinidad boninítica en el margen continental.

La hipótesis presentada por Castro *et al.* (1996a) justifica los aspectos más fundamentales que caracterizan a la Banda Metamórfica de Aracena, a juicio de los autores, todos ellos adquiridos durante el ciclo orogénico Varisco:

1) El metamorfismo de alta temperatura y baja presión (900°C, 4 kb) del Dominio Continental.

La zona de Aracena ya fue mencionada por Miyashiro (1973, p. 176) como un ejemplo de cinturón metamórfico de baja presión en el que la distancia desde el eje térmico, en facies granulitas, hasta la isograda de la biotita es de sólo 3-10 km. Con anterioridad, Bard (1969) había descrito el carácter anómalo de esta zona con un muy alto gradiente T/P, difícil de explicar en situaciones tectónicas sencillas, y en el que se llegan a alcanzar los 900°C de temperatura para 4 kb de presión (fig. 2.17). Se trata por lo tanto de uno de los pocos lugares del mundo en los que, en un ambiente de paleo-subducción se han identificado estas condiciones de P y T.

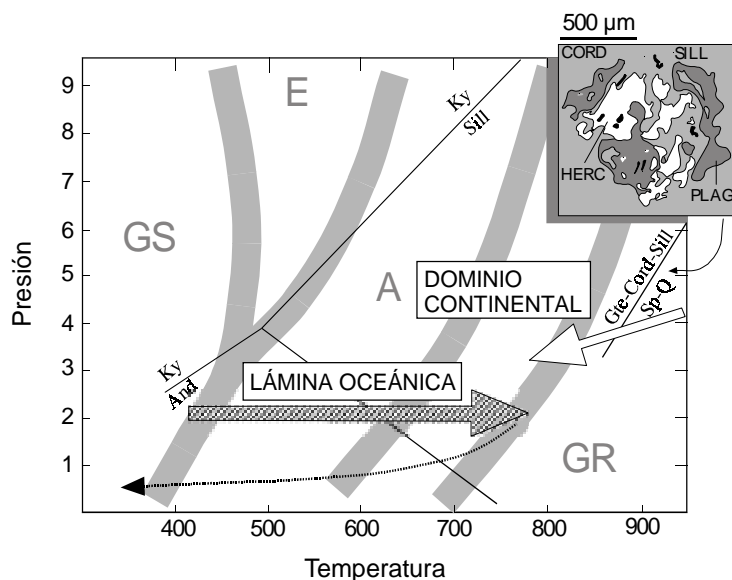


Figura 2. 17. Diagrama de las trayectorias P-T del Dominio Continental y oceánico de la Banda Metamórfica de Aracena.

2) El gradiente metamórfico invertido en el Dominio Oceánico.

El aumento de T hacia techo en la pila de anfibolitas ha sido interpretado tradicionalmente como una inversión tectónica producida por plegamiento o apilamiento de la lámina y no como un gradiente metamórfico invertido. Estudios estructurales más

recientes de las diferencias en el estilo tectónico entre los dominios continental y oceánico, permiten excluir la hipótesis de la inversión tectónica: un ejemplo es que las trazas axiales de los pliegues en el dominio continental están cortadas por el contacto con el dominio oceánico, en el que la fase principal de deformación es por cizalla. La lámina de anfibolitas no está ligada geoméricamente con flancos invertidos de estos pliegues en el dominio continental. Esto, unido a que la foliación metamórfica, los contactos de la pila de anfibolitas y las isogradas buzan hacia el N nos permite decir que estamos ante un gradiente metamórfico originalmente invertido, con la temperatura aumentando hacia techo en la lámina de anfibolitas.

3) La intrusión temprana de rocas de afinidad boninítica en el Dominio Continental.

La otra característica reseñable de la Banda Metamórfica de Aracena y que ha de ser tomada en cuenta al interpretar la evolución geológica de esta zona, es la existencia de granulitas máficas, que aparecen como cuerpos irregulares cortando a la foliación principal de los neises leucocráticos y pelíticos del dominio continental. Carecen de foliación aparente, no están deformadas y se pueden observar localmente en ellas texturas ígneas relictas. Estas granulitas constituyen intrusiones premetamórficas de magmas básicos, tardíos respecto al episodio principal de deformación regional en el dominio continental pero anteriores al pico metamórfico. Presentan un alto contenido en MgO (15 % en peso) y elevados valores de sílice (> 50 % en peso); comparadas con los MORB (“mid-ocean ridge basalts”) tienen mayores concentraciones de Rb, Ba y K y menores de HFSE (“high field strength elements”) (fig. 2.18).

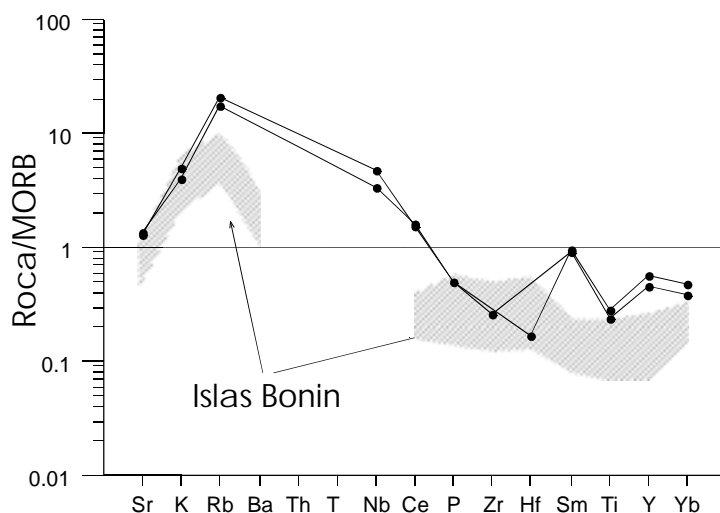


Figura 2. 18. Diagrama normalizado roca/MORB (Pearce, 1983) en el que se muestra el patrón observado en las granulitas máficas comparadas con las boninitas típicas.

Son, por lo tanto, andesitas magnesianas muy similares a las boninitas típicas descritas por Crawford *et al.* (1989). Las características geoquímicas de estas rocas implican una fuente mantélica muy empobrecida que previamente ha sufrido fusión parcial. Esta fuente mantélica podría ser la litosfera existente bajo la transición continente-oceano. La composición anómala de este manto litosférico es el resultado de la extracción de fundido durante el rifting cámbrico que queda puesto de manifiesto por la presencia de las llamadas

anfíbolitas del Rellano (Castro *et al.*, 1996b), derivadas de un MORB, en el dominio continental de la Banda Metamórfica de Aracena. Estas anfíbolitas, que aparecen intercaladas con mármoles y rocas calcosilicatadas, son muy similares en composición a las anfíbolitas del dominio oceánico. Serían los restos de un estadio inicial de rifting, anterior al desarrollo del océano representado actualmente por las Anfíbolitas de Acebuches del dominio oceánico, es decir, serían la manifestación volcánica en el continente del rift que luego daría lugar a las Anfíbolitas de Acebuches.

La fuente mantélica para ambos tipos de basaltos fue probablemente la misma tal y como indican sus características geoquímicas.

Este tipo de magmatismo de afinidad boninítica ha sido asociado con subducción de una dorsal (Rogers y Saunders, 1989) en ambientes tectónicos actuales como Baja California o Chile.

Finalmente, Figueiras *et al.* (2002) proponen una evolución similar a la de Quesada *et al.* (1994) aunque considera el proceso de obducción como un evento menor, previo al periodo de máxima deformación y metamorfismo correspondiente a la colisión continental.

3. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA. ANTECEDENTES.

3.1. INTRODUCCIÓN

El objetivo principal planteado en esta investigación consiste en establecer un modelo de estructura de la corteza y evolución tectónica del suroeste del Macizo Ibérico mediante la modelización e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos. Este es un problema inverso: se establece *a priori* una forma y características de los cuerpos causantes de las anomalías y se compara la respuesta de este modelo con los valores observados. Existen infinitas combinaciones que producirán la misma respuesta calculada, por lo que no existe una única solución al problema planteado. Para disminuir la ambigüedad del método, se debe utilizar toda la información adicional disponible sobre la estructura de la corteza de la zona de estudio, y establecer así unas limitaciones y condiciones en el proceso de interpretación que eviten llegar a soluciones incoherentes desde el punto de vista geológico.

Una de las mayores fuentes de información sobre la estructura cortical se encuentra en los distintos estudios sísmicos, entre los que destaca, sobre todo en esta zona, la sísmica de refracción y los perfiles sísmicos de reflexión. También podemos encontrar información en los modelos de velocidad de ondas P y S, análisis de ondas Rayleigh, etc. Integrando todos estos datos se establecerá un modelo de corteza en capas, caracterizadas cada una de ellas por la velocidad de ondas P y la profundidad a la que se encuentran.

Conociendo la estructura sísmica se establecerá un modelo de densidades que es lo que, en última instancia, necesitamos para empezar a realizar los modelos gravimétricos de la zona de estudio. Numerosos autores han establecido diferentes relaciones empíricas entre la densidad, ρ , y la velocidad de las ondas P, V_P , dependiendo de los ambientes geotectónicos de que se trate.

3.2. DATOS SÍSMICOS

En los años 70 y 80 se registraron una serie de perfiles sísmicos en el sur de Portugal que fueron interpretados y publicados por Mueller *et al.* (1973), Prodehl *et al.* (1975) y Sousa Moreira *et al.* (1977), basándose en el ajuste de tiempos de recorrido y cálculo de sismogramas sintéticos. Para los perfiles Sines-Azinhal y Fuzeta-Cabo da Roca (fig. 3.1, perfiles 6 y 7), aparece una capa de baja velocidad separando la corteza superior de la inferior entre 10 y 20 km de profundidad (fig. 3.2). Detectan bajas velocidades, 6,45-6,55 km/s, a poca profundidad, entre 9 y 10 km. La corteza inferior presenta una velocidad media de 7,07 km/s y el manto superior de 8,15 km/s. El espesor de la corteza es mayor en el SE, en el área de Fuzeta, con 34-35 km que en el NO en el área de Sines, con 30 km (fig. 3.2). El perfil Sagres-Elvas (fig. 3.1, perfil 8) confirma estos resultados aunque varía ligeramente la profundidad de la capa de baja velocidad en la corteza media (fig. 3.2).

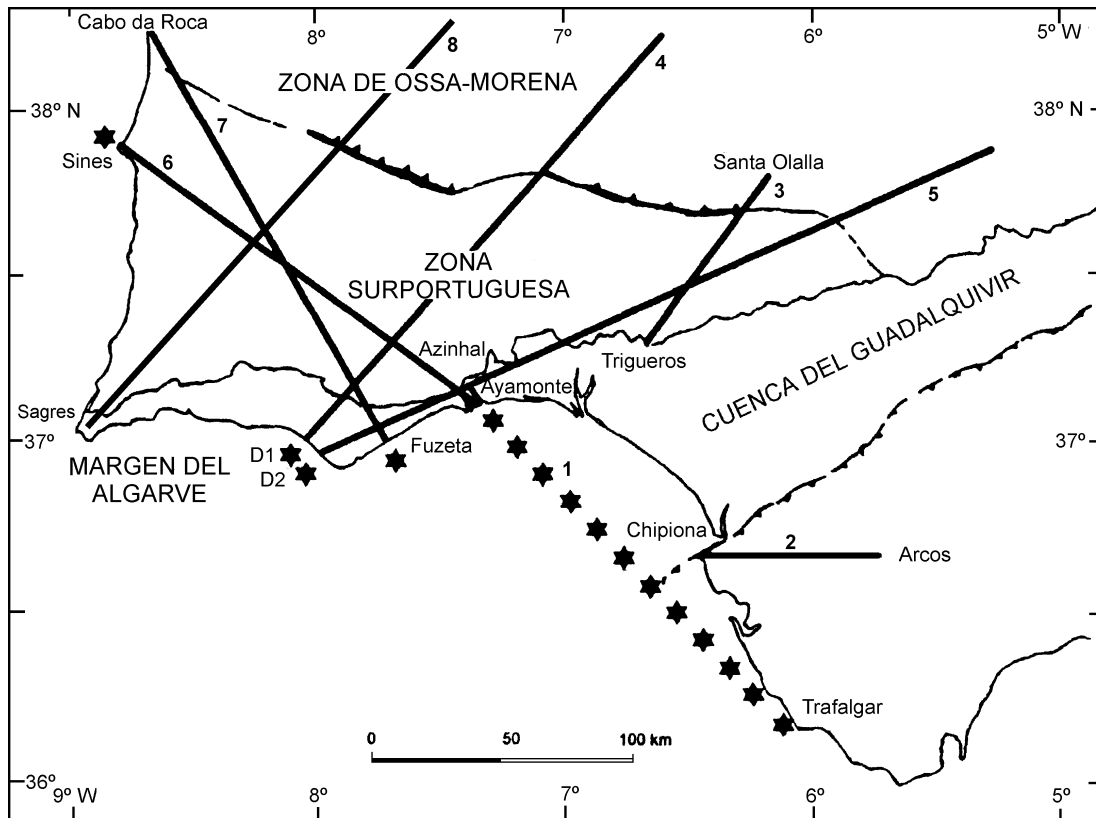


Figura 3. 1. Mapa de situación de los perfiles sísmicos profundos realizados en el suroeste de la Península Ibérica hasta 1990. 1 = Ayamonte-Trafalgar; 2 = Chipiona-Arcos de la Frontera; 3 = Trigueros-Santa Olalla; 4 = ILIHA D1; 5 = ILIHA D2; 6 = Sines-Azinhal; 7 = Fuzeta-Cabo da Roca; 8 = Sagres-Elvas. Las estrellas indican los puntos de disparo de los perfiles sísmicos.

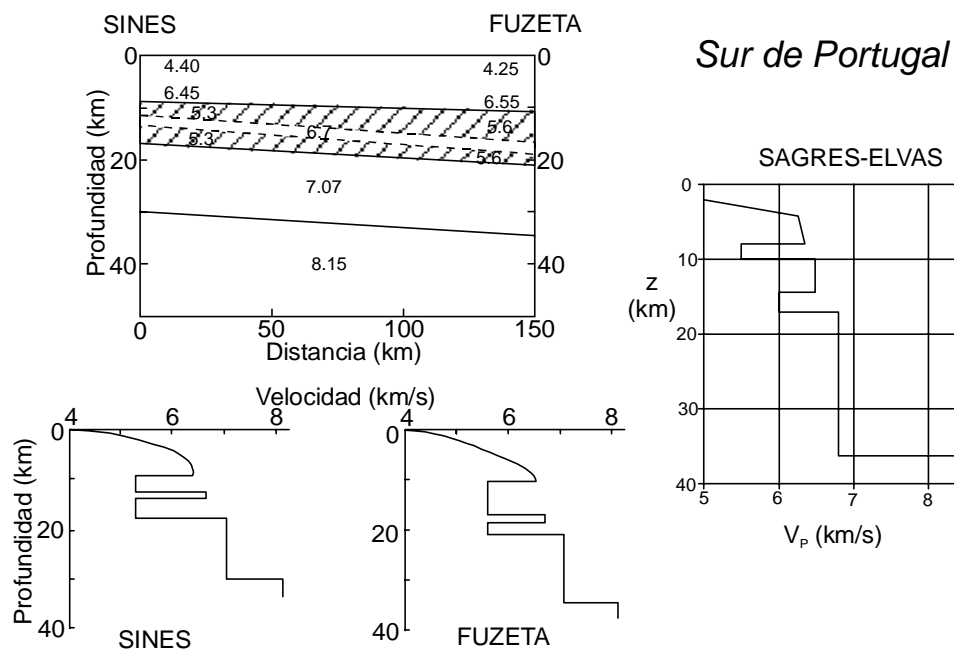


Figura 3. 2. Sección cortical entre Sines y Fuzeta con las velocidades de las ondas P en cada capa, en km/s, y funciones de velocidad-profundidad para los perfiles de Sines, Fuzeta y Sagres-Elvas (Mueller *et al.*, 1973; Prodehl *et al.*, 1975).

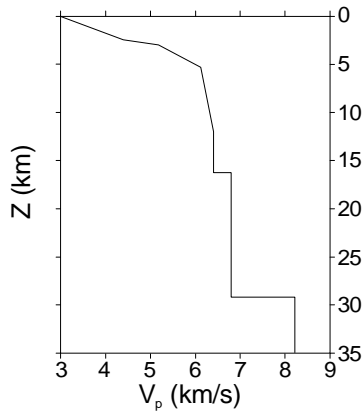


Figura 3.3. Modelo de la función velocidad - profundidad para el perfil Trigueros-Santa Olalla (Grupo de Trabajo de Perfiles Sísmicos Profundos, 1981).

En los años 80 se registraron en España una serie de perfiles sísmicos profundos interpretados basándose en los tiempos de llegada de las ondas P (Grupo de Trabajo de Perfiles sísmicos profundos, 1983), permitiendo obtener un modelo de distribución de las velocidades de las ondas P en el SO de la península Ibérica y parte occidental de las Cordilleras Béticas. En el perfil Trigueros-Sta. Olalla (fig. 3.1, perfil 3) la profundidad del límite corteza-manto se sitúa entre los 29-30 km con una velocidad para el manto superior de 8,1 a 8,2 km/s. La velocidad en los primeros kilómetros de la corteza superior aumenta rápidamente hasta alcanzar 6,0 km/s a 5 km de profundidad. El resto de la corteza superior presenta velocidades de 6,4 km/s hasta los 15 km de profundidad donde la velocidad cambia a 6,8-6,9 km/s. En la figura 3.3 se muestra el modelo de velocidad-profundidad para este perfil.

En 1989 el proyecto ILIHA (*Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy*), ideado para examinar la heterogeneidad lateral y vertical y la anisotropía sísmica en la litosfera subcortical del dominio varisco de la Península Ibérica, permitió obtener nuevos datos de esta zona del Macizo Ibérico. El proyecto constaba de dos partes fundamentales (Paulssen, 1990): El primer experimento ILIHA consistió en desplegar 14 estaciones portátiles de banda ancha (NARS, *Network of Autonomously Recording Stations*) y utilizar además las estaciones de la red permanente de los observatorios portugueses y españoles, para registrar ondas superficiales y de volumen. El segundo experimento ILIHA consistió en una campaña de perfiles sísmicos profundos en la que se registraron 6 perfiles, invertidos, en diferentes direcciones cruzándose todos en la región central del núcleo varisco de la península Ibérica (ILIHA DSS Group, 1993) (fig. 3.4).

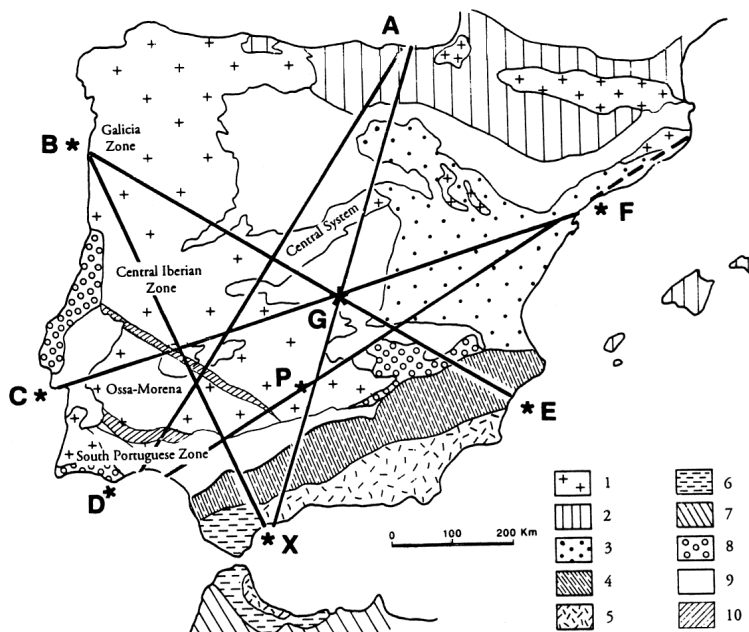


Figura 3.4. Mapa geotectónico de la Península Ibérica mostrando los perfiles del experimento de sísmica de reflexión profunda y los puntos de disparo del proyecto ILIHA (ILIHA DSS Group, 1993).

En los modelos realizados por ILIHA DSS Group (1993) la base de la corteza superior del Macizo Ibérico se sitúa entre 12-14 km de profundidad, caracterizándose la corteza superior por velocidades de 6,0-6,1 km/s. En los primeros 3 a 5 km se produce un rápido aumento de la velocidad desde 3,0 a 5,8 km/s. La corteza media presenta valores de velocidad de 6,3 a 6,5 km/s situándose su límite superior entre los 12-14 km y su límite inferior entre los 21-23 km. La corteza inferior presenta una velocidad promedio de 6,8 km/s y llega hasta los 28-31 km de profundidad a la que sitúa el límite corteza-manto, con una velocidad del manto superior de 8,0 km/s.

González *et al.* (1993) reinterpretan los perfiles de los años 70 y 80 (fig. 3.1) y junto a los nuevos datos del proyecto ILIHA (fig. 3.4) proponen unos nuevos modelos de velocidad de ondas P-profundidad para la corteza en el SO de la Península Ibérica (fig. 3.5).

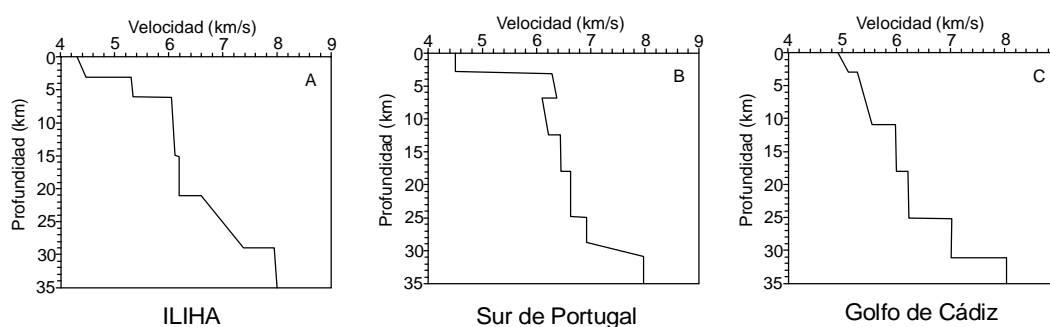


Figura 3. 5. Modelos de velocidad de ondas P para las zonas del Proyecto ILIHA y perfil Trigueros-Santa Olalla (A), Sur de Portugal (B) y Golfo de Cádiz (C) propuestos por González *et al.* (1993).

- En el Golfo de Cádiz (fig. 3.5 C) aparece una capa de sedimentos que aumenta de potencia hacia el sur. La corteza se divide en tres capas situadas a profundidades de 11-18 km y velocidad de 6,0 km/s, 18-25 km y velocidad de 6,2 km/s y la última entre 25-31 km y una velocidad de 7,0 km/s. La velocidad del manto superior, situado a 31 km de profundidad es de 8,0 km/s.

- En el sur de Portugal (fig. 3.5 B) existe una capa de alta velocidad, 6,4 km/s, cerca de la superficie, entre 3 y 8 km de profundidad. La corteza media y superior presentan varias discontinuidades menores y una transición para el Moho de 2 km que varía de profundidad desde 31 km en el área de Sines hasta 33 km en el Sur, y con una velocidad de 8,0 km/s.

- Para el borde sur del Macizo Ibérico, es decir, la zona cubierta por los perfiles del proyecto ILIHA, D1 y D2, y el perfil Trigueros-Sta. Olalla (fig. 3.5 A), la corteza se divide en tres capas con velocidades que aumentan progresivamente desde 4,3 km/s hasta 8,0 km/s en el manto superior. La velocidad de las ondas P es de 6,0-6,1 km/s entre los 5 y 15 km donde cambia a 6,2 km/s y a 6,6 km/s a una profundidad de 21 km aumentando progresivamente hasta alcanzar una velocidad de 7,4 km/s en el límite corteza-manto.

La comparación de los modelos de velocidad-profundidad de González *et al.* (1993) muestra que la corteza superior es muy diferente en los tres modelos, reflejando la geología de superficie y la carga sedimentaria (Mendes-Victor *et al.*, 1993), con bajas velocidades en el área del Golfo de Cádiz y una capa de alta velocidad en la Zona Surportuguesa. La corteza media es similar en los tres modelos y la profundidad total de la corteza alcanza su valor mínimo bajo los perfiles del proyecto ILIHA.

En la Tesis Doctoral de A. González (1996) se propone un nuevo modelo de corteza, a partir de la interpretación de nuevos perfiles de sismica de gran ángulo realizados en el Atlántico, en el margen suroccidental portugués y en el Golfo de Cádiz, obtenidos dentro del proyecto europeo IAM (*Iberian Atlantic Margins*) y a partir de la reelaboración de los datos sísmicos anteriores (González *et al.*, 1993). Posteriormente, González *et al.* (1998) mejoran este modelo, cuyas características principales son:

- Para la transición continente-océano en el SO de Portugal, en dirección NE-SO, la corteza presenta un espesor total de 30 km en el interior de la península Ibérica hasta disminuir a 15 km en el océano a 80 km de la línea de costa.
- La corteza en el Golfo de Cádiz se caracteriza por la presencia de gran cantidad de sedimentos, con espesores de hasta 7 km, y por un adelgazamiento hacia el SO.
- En el Sur de Portugal la corteza superior está dividida en dos capas de velocidades 5,8 y 6,1 km/s con profundidades de 6 km al NO, en el área de Sines, y de 9 km al SE en el área de Fuzeta. La corteza media presenta un espesor máximo de 17 km situándose a los 23 y 25 km en las áreas de Sines y Fuzeta respectivamente, con velocidades de 6,4 km/s en la parte superior y 6,5 km/s en la parte inferior. La corteza inferior, con un espesor constante de 7 km, presenta una velocidad que aumenta progresivamente desde 6,7 hasta 6,9 km/s. La corteza en su conjunto tiene un espesor de 31 km en el área de Sines y de 35 km al NO de Fuzeta. El manto superior se caracteriza por velocidades de 8,1 km/s.
- En el borde sur del Macizo Ibérico (fig. 3.6), es decir, la zona cubierta por los perfiles del proyecto ILIHA, D1 y D2, y el perfil Trigueros-Sta. Olalla, la corteza se divide en tres capas. La corteza superior presenta un espesor de 12 km en la parte suroccidental y se adelgaza hasta los 7 km en la parte noreste (ya en la Zona de Ossa-Morena). Se divide ésta en dos capas de 5,7 y 6,0 km/s disminuyendo ambas de espesor hacia el NE para poder ajustar la información proporcionada por los tres perfiles, dos de los cuales se cruzan (ILIHA-D2 y Trigueros Santa Olalla). La corteza media presenta de este modo un gran espesor, variando desde 12 km en el SO hasta 17 km en el NE, situándose el límite inferior a 24 km. La corteza media se caracteriza por velocidades de 6,3 a 6,4 km/s. La corteza inferior con una velocidad de 6,7 a 6,9 km/s tiene un espesor de 5 km. El espesor total de la corteza es de 29 km y la velocidad del manto, de 8,1 km/s.

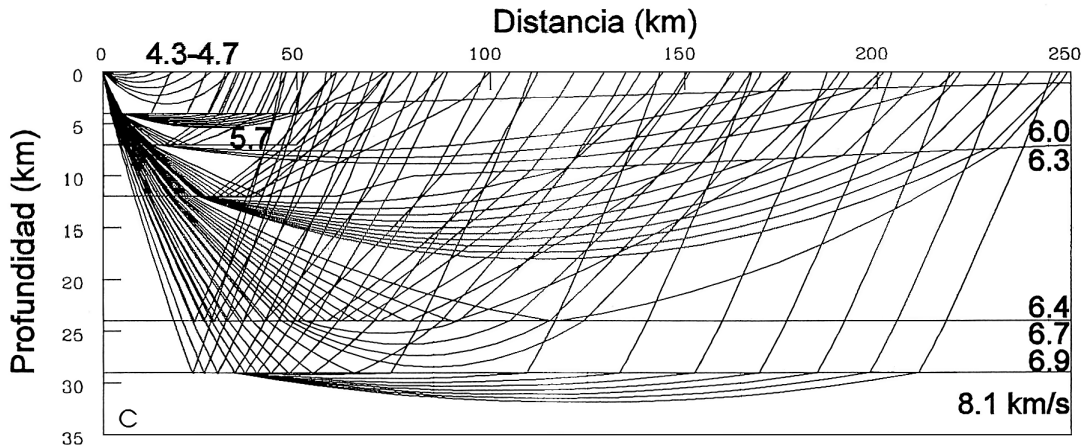


Figura 3. 6. Trazado de rayos para los perfiles D1 y D2 del Proyecto ILIHA con las velocidades de las ondas P para cada discontinuidad (González, 1996).

Matias (1996) establece un modelo de velocidades sísmicas para la corteza y manto superior a través de la Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa (en Monteiro Santos *et al.*, 1999, p. 459) reinterpretando toda la información sísmica de gran ángulo disponible en Portugal. Presenta una corteza que varía entre los 31 km en la Zona de Ossa-Morena y 28 en el extremo SO de la Zona Surportuguesa (fig. 3.7). El tránsito corteza-manto es una zona de 2 km de espesor en el que la velocidad cambia gradualmente de 6,7 a 8,2 km/s.

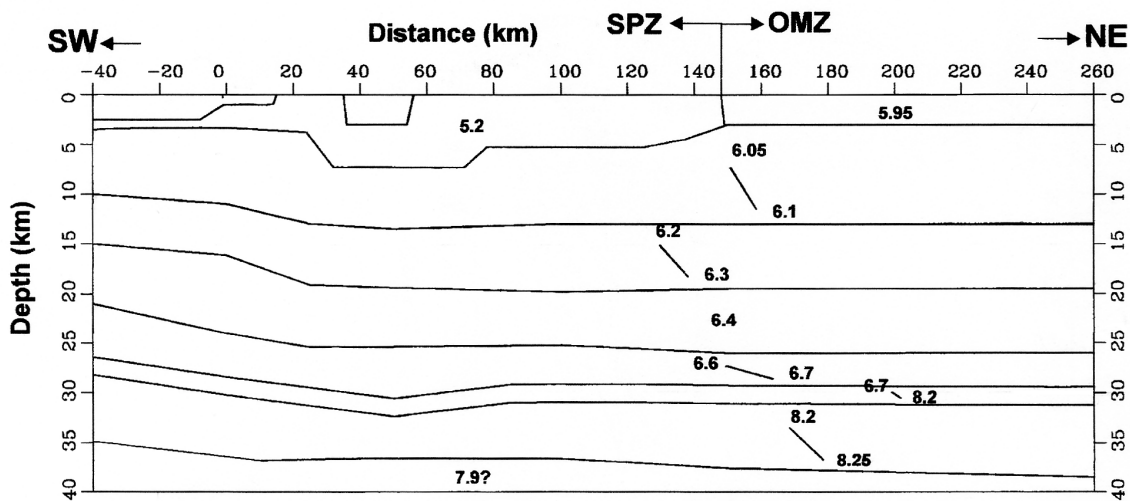


Figura 3. 7. Modelo 2-D de velocidades sísmicas para la corteza y el manto superior a través de las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa (adaptado de Matias, 1996, en Monteiro Santos *et al.*, 1999, p. 459)

Recientemente, en 2001, y como parte del programa EUROPROBE, se ha realizado un perfil de reflexión sísmica profunda (20 s), de 303 km de longitud que atraviesa las zonas Surportuguesa, de Ossa-Morena y Centro-Ibérica, el perfil IBERSEIS (fig. 3.8) (Simancas y Carbonell, 2001; Carbonell *et al.*, 2001; Simancas *et al.*, 2001a; Carbonell *et al.*, 2002; Simancas *et al.*, 2002a,b). Los primeros datos indican un espesor constante para el Macizo Ibérico de 33-34 km y un reflector prácticamente constante en todo el perfil a una profundidad media de alrededor de 15 km. Destaca también en este perfil la existencia de un

cuerpo de forma tabular, un espesor medio de 4-5 km y alta reflectividad, en niveles medios de la corteza en las Zona de Ossa-Morena y parte de la zona Centro-Ibérica y que disminuye de profundidad hacia el NE. Los autores interpretan este cuerpo de alta reflectividad como un cuerpo básico de alta densidad emplazado en el nivel de despegue entre las cortezas superior e inferior (fig. 3.8) (Simancas *et al.*, 2002a).

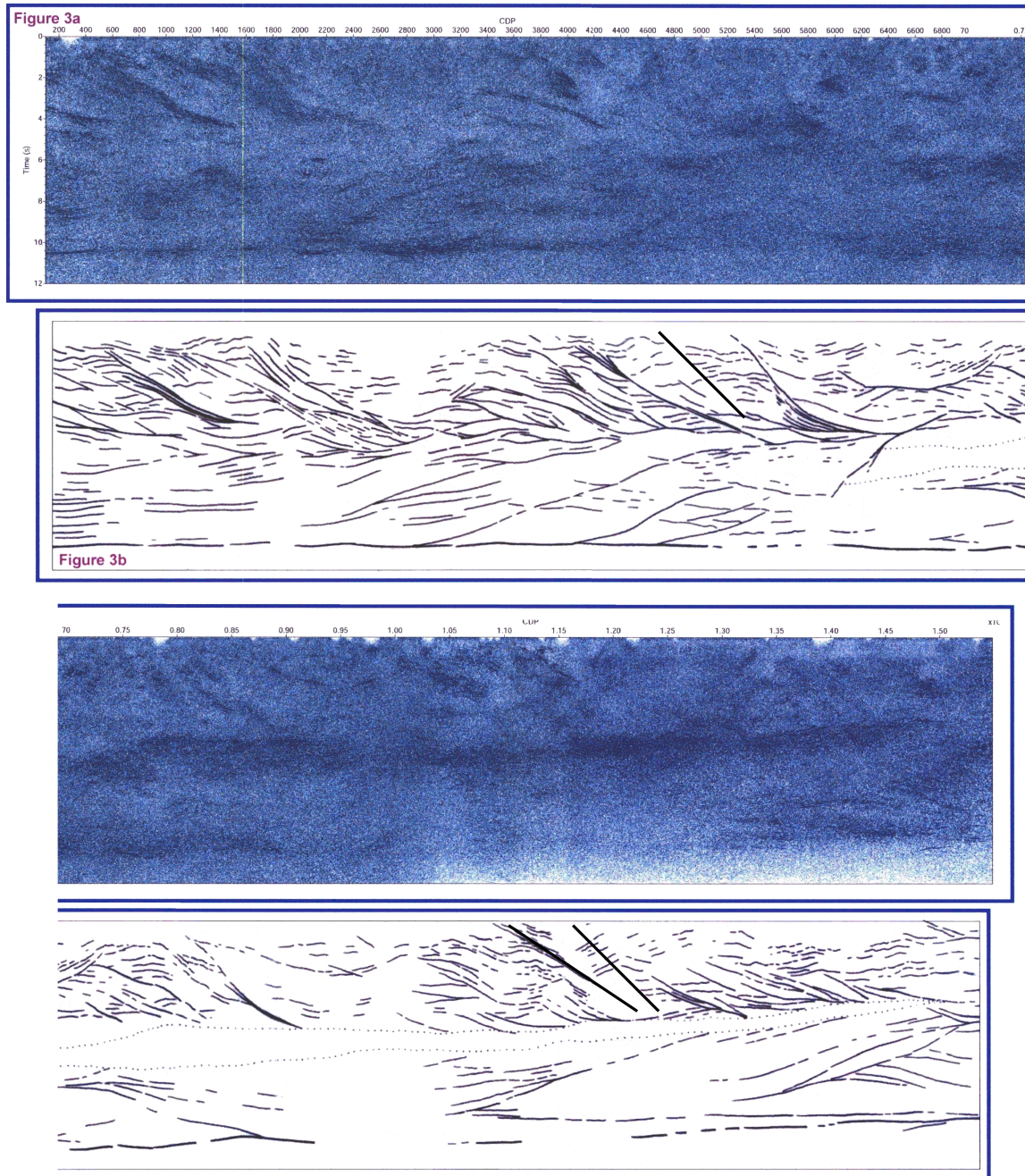


Figura 3. 8. Perfil sísmico de reflexión IBERSEIS e interpretación estructural. (Simancas *et al.*, 2002a). El cuerpo de alta reflectividad aparece limitado por puntos. En la parte superior, la línea en negro marca el límite entre las zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena (entre el Pulo do Lobo y la Banda Metamórfica de Aracena). En la parte inferior, las líneas en negro marcan la posición de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba.

3.3. MODELO DE CORTEZA SÍSMICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

A la luz de todos los datos expuestos en el apartado anterior se ha establecido un modelo de corteza sísmica, a partir del cual podemos establecer *a priori* una estructura de la corteza en capas, con una estimación de sus profundidades (fig. 3.9). Este modelo será utilizado como punto de partida en la modelización gravimétrica.

La estructura cortical de las Zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena se caracteriza por tener un espesor homogéneo en torno a 33-34 km en toda la zona, y está dividida en tres capas principales con algunas diferencias entre las dos zonas:

- En la Zona Surportuguesa (fig. 3.9), la corteza superior tiene un espesor de 5 km y se caracteriza por velocidades de 5,4 a 6,0 km/s; la corteza media, con un espesor de 10 km se extiende hasta los 15 km de profundidad caracterizándose por una velocidad media de 6,4 km/s. La corteza inferior, con un espesor de 18-19 km presenta velocidades de 6,8 km/s en su parte superior y de 6,9 km/s en su parte inferior. El manto superior se caracteriza bajo la Zona Surportuguesa por velocidades de 8,1-8,2 km/s.

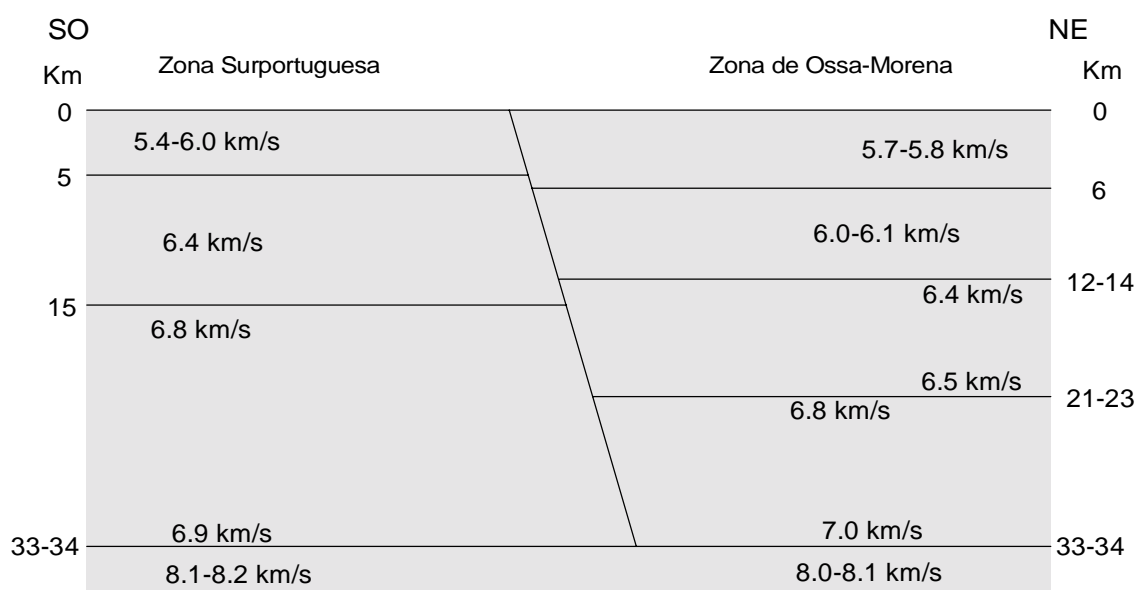


Figura 3. 9. Modelo de corteza sísmica inicial propuesto para la zona de estudio a partir de los datos sísmicos disponibles.

- En la Zona de Ossa-Morena (fig. 3.9), la corteza superior, con un espesor de 12-14 km, se divide en dos sub-capas para intentar reflejar la heterogeneidad estructural y geológica observable en superficie: la primera se extiende hasta los 6 km de profundidad y presenta velocidades de 5,7-5,8 km/s, mientras que la parte inferior se caracteriza por velocidades ligeramente más altas, de 6,0-6,1 km/s. La corteza media en la Zona de Ossa-Morena, con un espesor de 9 km, se extiende desde los 12-14 km hasta los 21-23 km de profundidad y presenta velocidades de 6,4 km/s en la parte

superior y de 6,5 km/s en la parte inferior. La corteza inferior de la Zona de Ossa-Morena presenta un gradiente de velocidades desde 6,8 km/s en la parte superior hasta 7,0 km/s en la parte inferior, a una profundidad de 33-34 km. A partir de aquí se encuentra el manto superior caracterizado bajo la Zona de Ossa-Morena por una velocidad media de 8,0-8,1 km/s.

3.4. OTROS DATOS

Además de los datos sísmicos, otras observaciones confirman el hecho de que las cortezas de las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa son diferentes: desde un punto de vista geoelectrico, por ejemplo, la Zona de Ossa-Morena es mucho más resistiva que la Zona Surportuguesa (Correia y Jones, 1997) y presenta cuerpos conductivos a distintas profundidades (Monteiro Santos *et al.*, 2002). Se han llegado a identificar cuerpos con alta conductividad asociados con la sutura que separa las dos zonas (Monteiro Santos *et al.*, 1999). Estos autores han identificado una capa de baja resistividad en la Zona de Ossa-Morena a una profundidad de 20-27 km, y una capa blanda en la Zona Surportuguesa a una profundidad de 11-13 km apoyando así la asociación del nivel de despegue con la capa de baja conductividad a esa profundidad.

Utilizando la modelización gravimétrica, Sánchez Jiménez *et al.* (1996) proponen también una corteza continental distinta para las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa.

Mediante el análisis isotópico U-Pb y de elementos traza en núcleos de circones heredados en granitoides de las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, de la Rosa *et al.* (2002) concluyen que el basamento de la Zona Surportuguesa es más reciente que el de la Zona de Ossa-Morena, apoyando así el origen exótico de la primera con respecto al autóctono Ibérico tal y como propuso Quesada (1991).

En cuanto a los valores de flujo de calor, Marzán *et al.* (1996) calculan valores medios de 50 ± 14 y 70 ± 20 mWm^{-2} en las Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa respectivamente. Fernández *et al.* (1998) realizan un estudio de flujo de calor, producción radiogénica de calor y régimen térmico de la litosfera en toda la Península Ibérica y establecen un flujo de calor medio para todo el Macizo Ibérico de 65 mWm^{-2} , con valores de 60 y 75 mWm^{-2} en las Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa respectivamente, mientras que Ellsworth y Ranalli (2002) asumen para estas zonas valores medios de 60 y 80 mWm^{-2} en el área de Portugal.

Todo ello apoya la consideración de las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa como dos zonas con diferente origen y evolución hasta la orogenia varisca, cuando se produce la colisión de las cortezas continentales representadas en la actualidad por estas dos zonas del Macizo Ibérico.

3.5. MODELO DE DENSIDADES

Debido al hecho de que se puede establecer una relación empírica entre la velocidad de las ondas P y la densidad (Woollard, 1959; Birch, 1961; Nafe y Drake, 1963; Ludwig *et al.*, 1970; Christensen y Shaw, 1970; Christensen y Fountain, 1975; Barton, 1986), este modelo de corteza sísmica inicial se utilizará como hipótesis de partida en la realización de los modelos gravimétricos, una vez calculada la densidad de cada capa (Chian y Louden, 1994; Chian *et al.*, 1995; Henkel *et al.*, 1990).

Existen distintas relaciones empíricas entre la velocidad de las ondas P y la densidad de las rocas, determinadas a partir de medidas de laboratorio. Si se proyectan en un gráfico, se ajustan a una distribución lineal con una cierta dispersión que muestra un aumento general de la velocidad con la densidad. A esta distribución lineal se le ajusta una recta por mínimos cuadrados y tenemos así la ecuación que relaciona ambas variables.

Woollard (1959) construye un gráfico que relaciona la densidad con la velocidad de las ondas compresionales válido para obtener un valor medio, aproximado, para el conjunto de la corteza oceánica. Los resultados obtenidos, utilizando este gráfico para rocas de la corteza continental, tienen una alta dispersión debido al carácter estratificado de la corteza continental, con distintos valores de velocidad en cada capa. Aún así, proporciona una buena estimación para la densidad del conjunto de la corteza (fig. 3.10).

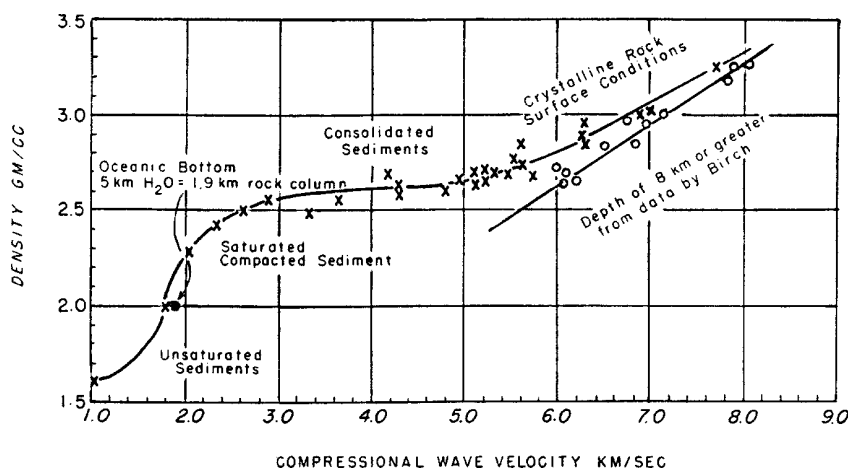


Figura 3. 10. Diagrama de Woollard (1959) de relación entre la densidad y la velocidad de ondas P. (Woollard, 1959, p. 1530).

Birch (1961) realiza un amplio estudio en el que mide las velocidades de las ondas compresionales en rocas sometidas a presiones de hasta 10 kb. Concluye que la velocidad es, aproximadamente, una función lineal de la densidad para materiales con el mismo peso atómico medio. La mayoría de las rocas comunes tienen pesos atómicos medios (peso de la fórmula dividido por el número de partículas en la fórmula) de 20 a 22, siendo de 21 para la mayoría de los granitos y de 22 para la mayoría de las rocas ígneas básicas. Así, considera que si se conoce la velocidad y se asume que el peso atómico medio se encuentra dentro del

rango de las rocas más comunes, la estimación de la densidad debería ser correcta dos de cada tres veces con un margen de error de $0,1 \text{ g/cm}^3$ (fig. 3.11).

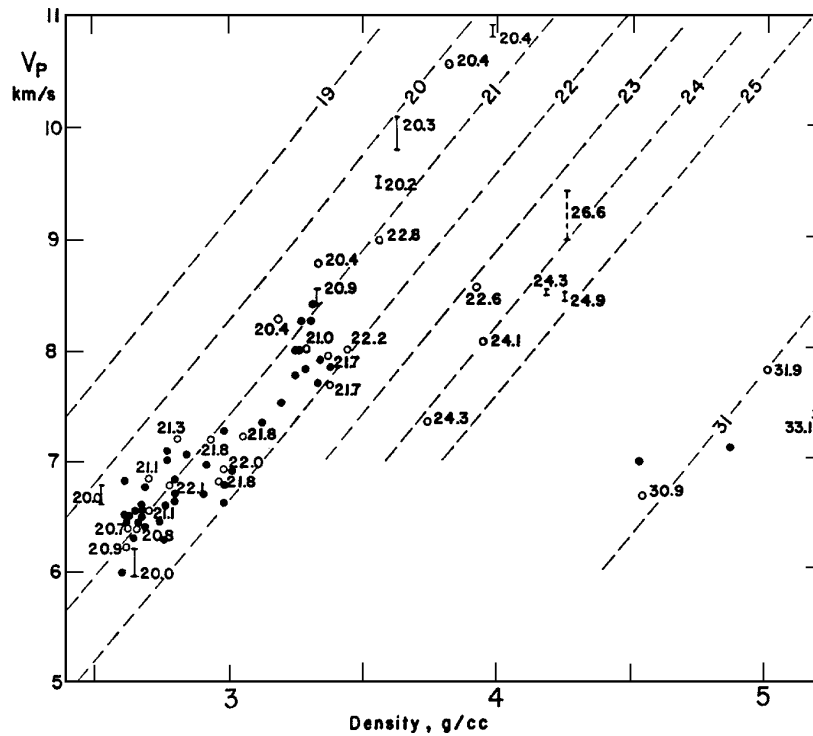


Figura 3. 11. Gráfico de Birch (1961, p. 2218) de densidad-velocidad de ondas P a 10 kb para silicatos y óxidos. Las líneas discontinuas indican el peso atómico medio.

Nafe y Drake (1963) calculan una relación válida para sedimentos marinos someros, aunque señalan que cuando se proyectan datos de rocas ígneas y metamórficas junto con los de las rocas sedimentarias, la curva de V_p - ρ puede continuarse hasta velocidades más altas sin un salto visible en la curva, ya que ésta tiene un ligero descenso en la pendiente. La parte inferior izquierda de la gráfica de la figura 3.12, hasta 3 g/cm^3 de densidad y hasta 7 km/s de velocidad corresponde a la gráfica de Nafe y Drake (1963).

Ludwig *et al.* (1970) utilizan los datos de los dos anteriores reuniendo medidas de velocidad de ondas P y S en sedimentos no consolidados y rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas junto con sus densidades (fig. 3.12).

Christensen y Fountain (1975) hacen mayor hincapié en la composición de la corteza inferior para conocer su relación V_p - ρ y establecen la solución lineal por mínimos cuadrados, $V_p = 0,31 + 2,27 \cdot \rho$, para un gráfico de rocas en facies granulitas y un peso atómico medio de 21 (Birch, 1961).

Barton (1986) demuestra que, debido al rango de densidades posibles para rocas con cada velocidad sísmica y viceversa, la utilización de la velocidad sísmica de una roca como única indicación de su densidad puede llevar a interpretaciones erróneas si se utiliza sólo el valor medio de densidad de la curva de Nafe y Drake (1963). Es necesario, por lo tanto, para

obtener un valor útil de densidad, manejar todos los posibles valores de ésta para la misma velocidad de ondas P en el citado gráfico (fig. 3.13). Barton también comprueba mediante modelizaciones gravimétricas en distintas zonas que una densidad media de $2,80 \text{ g/cm}^3$ para toda la corteza, densidad que se puede encontrar en rocas con velocidades típicas de corteza cristalina continental ($5,7-7,0 \text{ km/s}$), da mucho mejor resultado que utilizar los valores de densidad medios obtenidos a partir del gráfico $V_P-\rho$ (fig. 3.13).

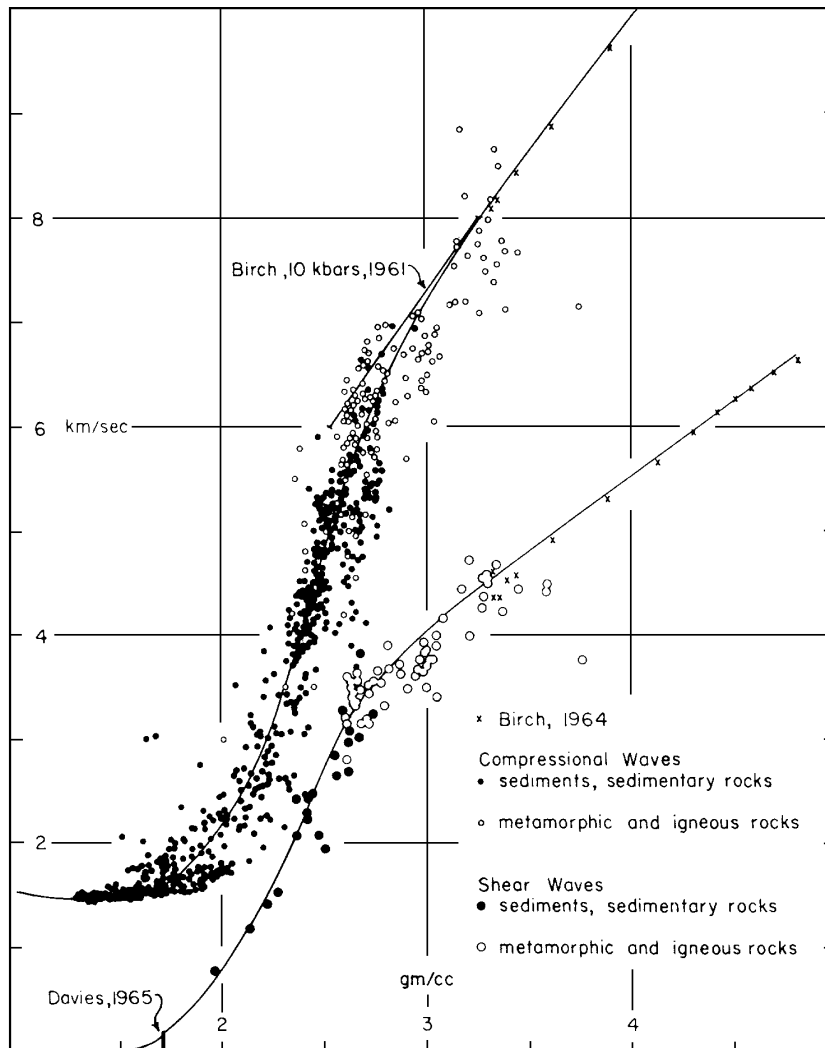


Figura 3. 12. Datos experimentales de velocidades de ondas P y S en sedimentos sin consolidar y rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, representadas frente a las densidades (Ludwig *et al.*, 1970, p.74). Estos autores utilizan en este gráfico los datos de Nafe y Drake (1963) y Birch (1961) entre otros.

Henkel *et al.* (1990), utilizando las tablas publicadas por Carmichael (1989), realiza una compilación de velocidad de ondas P-densidad para distintos tipos de rocas a niveles de corteza superior y media, y proyecta los datos en una serie de gráficos para rocas plutónicas, metamórficas y para los minerales esenciales de las rocas.

Rivero (1993) construye un gráfico a partir de los diagramas de Woollard (1959), Birch (1961) y Nafe y Drake (1963) para calcular las densidades que posteriormente utiliza en la modelización gravimétrica en el Pirineo oriental (fig. 3.14).

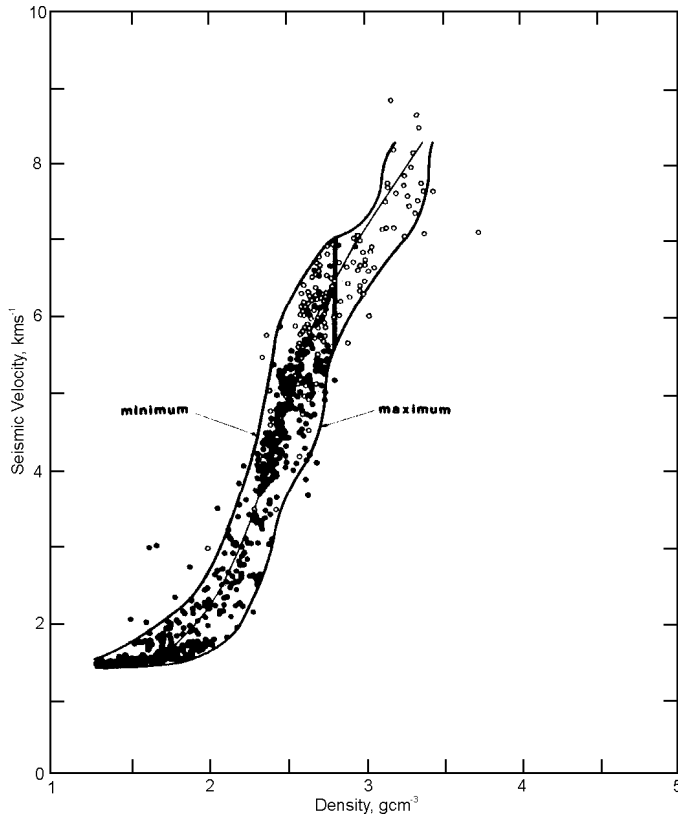


Figura 3. 13. Gráfico de velocidad de ondas P y densidad en rocas medidas en laboratorio que Barton (1986, p. 196) representa a partir de Ludwig *et al.* (1970). La línea gruesa vertical corresponde a la densidad 2,80 g/cm³ que se puede encontrar en rocas con velocidades típicas de corteza cristalina continental (5,7-7,0 km/s).

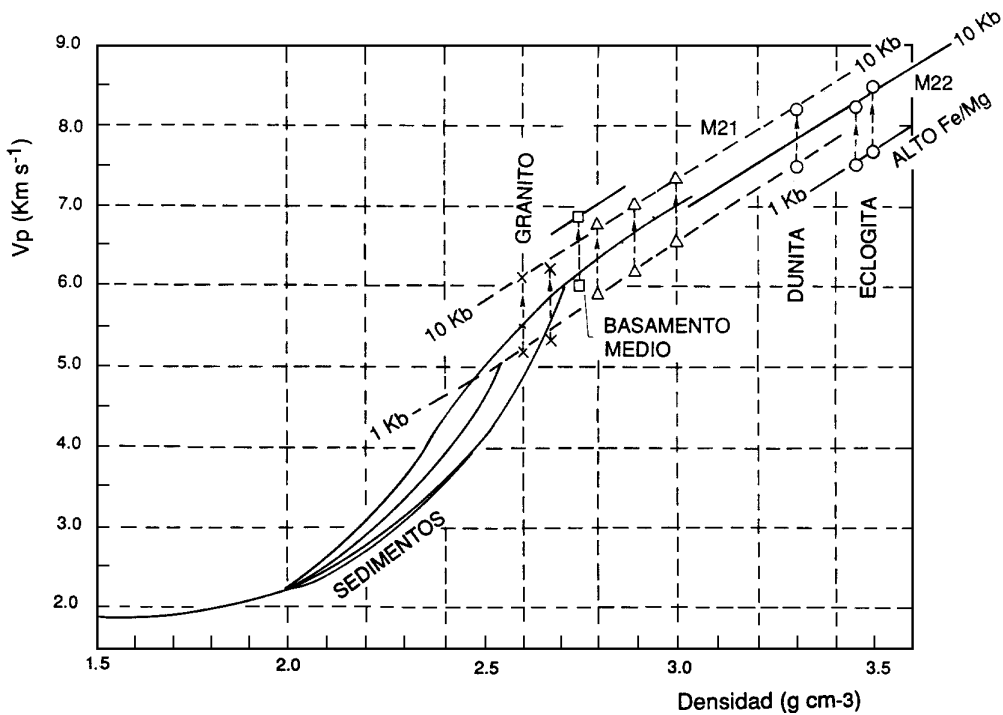


Figura 3. 14. Gráfico de Rivero (1993, p. 99) de relación entre la velocidad de ondas P y densidad que este autor utiliza en la modelización gravimétrica del Pirineo oriental.

González Fernández (1996) utiliza en el suroeste de la Península Ibérica la relación establecida en Ludwig *et al.* (1970) y a la que Chian y Louden (1994) asignan la fórmula

$$\rho = -0,6997 + 2,2302 V_P - 0,598 - V_P^2 + 0,07036 V_P^3 - 0,0028311 V_P^4$$

A partir del modelo de corteza sísmica propuesto para la zona de estudio y utilizando los gráficos mencionados de relación entre la velocidad de las ondas P y la densidad de las rocas, fundamentalmente el de Rivero (1993) (fig. 3.14), se propone un modelo de densidades (fig. 3.15) que será utilizado como hipótesis de partida en la modelización gravimétrica para la estructura cortical de la zona de estudio:

- En la Zona Surportuguesa, se considerará que la corteza superior tiene una densidad de $2,66 \text{ g/cm}^3$, la corteza media de $2,82 \text{ g/cm}^3$ y la corteza inferior una densidad de $2,93 \text{ g/cm}^3$.
- En la Zona de Ossa-Morena, la corteza superior, subdividida en dos capas debido a la mayor heterogeneidad estructural detectada en los datos sísmicos, se caracterizará por densidades de $2,72 \text{ g/cm}^3$ para la sub-capa superior y de $2,74 \text{ g/cm}^3$ para la sub-capa inferior. Se asumirá que la corteza media presenta una valor de densidad medio de $2,82 \text{ g/cm}^3$ y la corteza inferior de $2,93 \text{ g/cm}^3$.
- El manto superior se caracterizará por una densidad de $3,3 \text{ g/cm}^3$ en toda la zona.

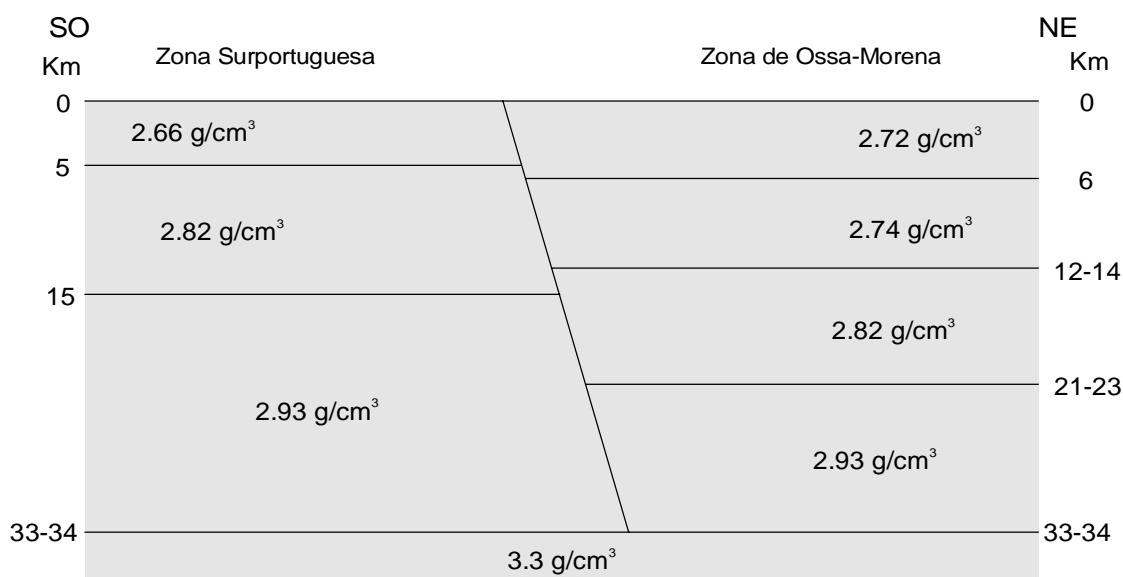


Figura 3. 15. Modelo de densidades inicial de la modelización gravimétrica propuesto para la zona de estudio y obtenido a partir de las velocidades sísmicas.

4. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

4.1. INTRODUCCIÓN

La prospección gravimétrica a escala regional tiene como objetivo el conocimiento de la estructura geológica de la zona en que se lleva a cabo el estudio, identificando pequeñas variaciones en el campo gravitatorio que se deban exclusivamente a diferencias de densidades entre los distintos cuerpos rocosos.

El método gravimétrico consiste, por lo tanto, en comparar el valor de la gravedad observada (g_{obs}), que es función de la latitud, altitud y distribución de densidades bajo la superficie, con el valor de la gravedad teórica en cada estación, que depende a su vez de su posición sobre el geoide (definida por latitud, longitud y altitud), de la masa existente entre el geoide y la cota a la que se encuentre la estación, y de la topografía de la zona.

Las medidas gravimétricas efectuadas sobre la superficie de la Tierra están afectadas por las mareas, consecuencia de la atracción del Sol y la Luna, y por la deriva instrumental del gravímetro utilizado. Para poder comparar los valores de la gravedad medida en un punto de la superficie terrestre con la gravedad teórica de dicho punto, es necesario corregir las medidas experimentales de todos los efectos que no se deban únicamente a variaciones de densidad bajo la superficie.

Una vez realizadas todas las correcciones, la diferencia entre la g_{obs} y la $g_{teórica}$ nos dará el valor de la anomalía de Bouguer, que responde únicamente a las variaciones de densidad bajo la superficie. Esto nos permitirá acercarnos, mediante las oportunas modelizaciones, al conocimiento de la estructura geológica de la zona.

4.2. CÁLCULO DE LA GRAVEDAD OBSERVADA, G_{OBS} .

Las medidas gravimétricas en la zona de estudio, se han realizado con el gravímetro LaCoste & Romberg, modelo G nº 953, que tiene una precisión de 0,01 mGal y una deriva inferior a 1 mGal al mes. Este gravímetro mide la gravedad de forma relativa respecto a un punto o base gravimétrica en la que se conoce el valor absoluto de la gravedad. El funcionamiento del gravímetro (fig. 4.1) se basa en contrarrestar el desplazamiento que experimenta una masa suspendida de un muelle debido a la atracción de la gravedad. El muelle sufre una elongación que es proporcional a la atracción que la gravedad ejerce sobre esa masa. Midiendo esta elongación y haciendo las transformaciones y correcciones oportunas obtenemos un valor que representa la diferencia de gravedad con la estación anterior.

El gravímetro proporciona las medidas en unidades de aparato (o unidades de gravímetro) y para poder transformar estos datos en valores de aceleración de la gravedad,

hay que hacer una conversión utilizando las constantes de calibración que el fabricante proporciona para cada aparato concreto.

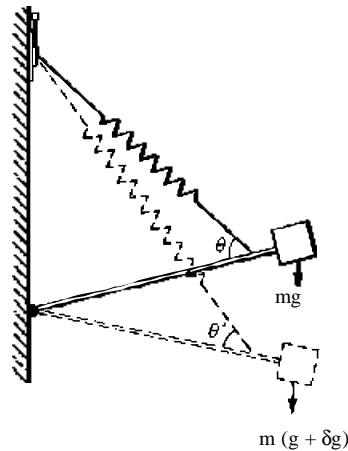


Figura 4. 1.
Principio del
gravímetro LaCoste
& Romberg

Debido a que el gravímetro proporciona valores relativos de gravedad, es necesario comenzar los recorridos en bases gravimétricas en las que se conoce el valor absoluto de la gravedad, para poder transformar dichos valores relativos en medidas absolutas de g . El levantamiento se ha apoyado, por lo tanto, en una red de bases unida a la Red Nacional. Los recorridos se establecieron de forma que la distribución de estaciones fuera lo más homogénea posible, excepto en aquellas zonas en las que las dificultades de acceso han impedido alcanzar este objetivo, como ha sucedido en algunas zonas de la Sierra de Aracena, y de forma que las distancias hasta las bases establecidas no fueran demasiado grandes.

Se han utilizado dos bases de la red fundamental del I.G.N. (Fuente de Cantos y Sevilla) y otras ocho bases enlazadas con éstas:

- * Fuente de Cantos, con un valor de gravedad observada de 979912,99 mGal.
- * Sevilla, con un valor de gravedad observada de 979937,23 mGal.
- * Barcarrota, con un valor de gravedad observada de 979972,25 mGal.
- * Usagre, con un valor de gravedad observada de 979959,19 mGal.
- * Higuera La Real, con un valor de gravedad observada de 979892,25 mGal.
- * Montemolín, con un valor de gravedad observada de 979899,94 mGal.
- * Cruce de Peraleda, con un valor de gravedad observada de 979923,25 mGal.
- * Cruce de Jabugo (N-435 - Valdelamusa), con un valor de gravedad observada de 979939,88 mGal.
- * Cruce N-630 C-421, con un valor de gravedad observada de 979923,00 mGal.
- * Constantina, con un valor de gravedad observada de 979898,63 mGal.

Así mismo, es necesario corregir en el valor de la gravedad la deriva instrumental del gravímetro y la influencia lunisolar o efecto de marea. Este efecto se corrige mediante el cálculo del efecto gravitatorio de dichas mareas, realizado en esta Tesis mediante la fórmula de Longman (1959).

El valor de la gravedad observada, g_{obs} , en cada punto viene dado por la expresión:

$$g_p = g_B + (I_p k + CLS_p) - (I_B k + CLS_B) + CD_p$$

g_p y g_B = gravedad observada en el punto p y en la Base respectivamente

I_p y I_B = lectura del gravímetro en el punto p y en la Base respectivamente

CLS_p y CLS_B = corrección lunisolar en el punto p y en la Base

CD_p = corrección de deriva en el punto p

k = constante de calibración del gravímetro

La unidad gravimétrica en el Sistema C.G.S. es el Gal, es decir, 1 cm/s^2 . Debido a que esta unidad es demasiado grande se utiliza el miligal, que es la milésima parte del Gal (10^{-3} Gales).

En el presente trabajo se han utilizado un total de 3149 medidas sobre una superficie total de 50150 km^2 . Para controlar las derivas y precisión del gravímetro en las distintas campañas y poder efectuar un cálculo de errores se han repetido un 5 % de las medidas. El error obtenido es de $\pm 0,23 \text{ mGal}$.

4.3. CÁLCULO DE LA GRAVEDAD TEÓRICA O CALCULADA, $G_{TEÓRICA}$

Para poder conocer la gravedad teórica ($g_{teórica}$) en un punto es necesario conocer con precisión su posición sobre el geoide, es decir, longitud, latitud y altitud. La $g_{teórica}$ depende fundamentalmente de la latitud ya que, al ser la Tierra un elipsoide achatado por los polos, el radio ecuatorial es mayor que el radio polar, lo que da lugar a que la atracción de la gravedad sea mayor en los polos que en el ecuador en 5186 mGal .

Antes de calcular la $g_{teórica}$ en un punto cualquiera de la superficie de la Tierra debemos calcular la gravedad normal, g_n , que es el valor teórico de la gravedad en ese punto al nivel de referencia del geoide, es decir, al nivel del mar. La gravedad normal se ha calculado a partir del World Geodetic System de 1984 (WGS-84), en el que la Tierra es un elipsoide de coeficiente $1/298,25$

$$g_n = 978032,67714 \frac{(1 + 0,001931851385138639 \text{ sen}^2 \phi)}{\sqrt{(1 - 0,00669437999013 \text{ sen}^2 \phi)}}$$

expresado en mGal, siendo ϕ la latitud geográfica del punto.

Esta fórmula mejora la del Geodetic Reference System de 1967:

$$g_n = 978031,8 (1 + 0,0053024 \text{ sen}^2 \phi - 0,0000059 \text{ sen}^2 2\phi) \quad (\text{mGal})$$

Debido a que en el modelo de Tierra correspondiente al WGS de 1984 se incluye la masa total de la atmósfera, es necesario introducir una corrección para eliminar la atracción gravitatoria de dicha masa de atmósfera situada sobre la estación de medida. Esta corrección viene expresada por:

$$0.87 \exp^{-0.116h^{1.047}}$$

siendo h la altura de la estación en kilómetros.

Puesto que la gravedad normal, y por tanto la teórica, depende fundamentalmente de la latitud del punto, es importante que el posicionamiento de las estaciones sea lo más exacto posible. En nuestro caso, se ha realizado a partir de mapas topográficos escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del ejército, serie L, mediante la elección de lugares de fácil identificación (cruces de caminos y carreteras, iglesias, vértices geodésicos, etc.) con una precisión estimada de ± 50 m.

El gradiente gravimétrico en dirección N-S sobre la superficie de la Tierra para una latitud ϕ es:

$$0,812 \text{ sen } 2\phi \text{ mGal/km}$$

Considerando una latitud media de 38° para la zona, tendremos un gradiente medio de $0,7879$ mGal/km. Si conocemos la posición de las estaciones con una precisión de ± 50 m, el error máximo en el levantamiento debido al posicionamiento de las estaciones será de $\pm 0,039$ mGal.

4.3.1. ELEVACIÓN DE LAS ESTACIONES

El valor obtenido en la fórmula del WGS-84 no tiene en cuenta la altura de la estación sobre el nivel de referencia del geoide (nivel del mar).

La corrección de aire libre (CAL), también llamada de Faye, tiene en cuenta la variación de la gravedad con la altitud, independientemente de la masa existente entre la cota de referencia y la cota de la estación, ya que ésta no está situada en realidad sobre el geoide, es decir, al nivel del mar (fig. 4.2 a).

Para obtener el valor de $g_{\text{teórica}}$ a una altura h sobre el geoide hay que aplicar una corrección:

$$\text{CAL} = 0,3086 h \text{ mGal} \quad (h \text{ en metros})$$

La CAL siempre se resta al valor de g_n debido a su mayor distancia al centro de la Tierra, para estaciones situadas sobre el nivel del mar.

La determinación con exactitud de la altura de las estaciones es fundamental y una de las fuentes de error más importante en el proceso del cálculo de la $g_{\text{teórica}}$ y que, por lo tanto, puede influir mucho en el valor de anomalía de Bouguer que se obtiene posteriormente.

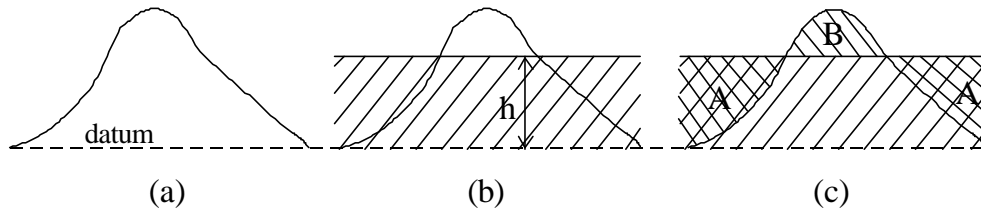


Figura 4. 2. Corrección de aire libre (a) para un punto situado a una altura h sobre el nivel del mar, de Bouguer (b) y topográfica (c).

La altitud de las distintas estaciones se ha determinado mediante la utilización de un altímetro barométrico Pauling, modelo MD5, de precisión 0,5 m. Para minimizar las variaciones en las lecturas de altitud debidas fundamentalmente a variaciones de la presión y temperatura atmosféricas, durante los recorridos se han tomado medidas de la altitud sobre vértices geodésicos con intervalos aproximados de dos horas. De esta forma, se ha calculado que los máximos errores en la determinación de la cota son de 20 m, con un valor medio de 3 m para todo el levantamiento, lo que implica un error en la CAL de $\pm 0,9258$ mGal.

4.3.2. CORRECCIÓN DE BOUGUER

La corrección de aire libre tiene en cuenta la distancia del punto de observación al centro de la Tierra como si en ese espacio sólo hubiese aire y no considera el efecto del material existente entre la cota del punto de observación y el nivel de referencia. Esta masa de tierra hará que el valor de $g_{teórica}$ sea mayor que el calculado para aire libre.

Para calcular este efecto se asimila el material existente a una lámina con un espesor igual a la altura de la estación y de extensión infinita, con densidad ρ . Esto se conoce como corrección de Bouguer, CB (fig. 4.2 b), y viene dada por la expresión

$$CB = 2\pi G\rho h = 0,04191 \rho \quad \text{mGal/m}$$

La CB se suma siempre a la anterior para estaciones situadas sobre el nivel del mar: la $g_{teórica}$ será mayor que la g_{normal} para un punto situado sobre el nivel del mar debido al efecto de atracción del material existente entre el nivel de referencia y la superficie en una cantidad de $0,04191 \cdot \rho$ mGal/m.

El mayor problema que se presenta al hacer la CB es calcular la densidad de reducción de la lámina de Bouguer, ρ . Para ello hemos utilizado el método de Plata Torres (1983), que tiene en cuenta los valores de g_{obs} y $g_{teórica}$, y calcula qué densidad debería tener el prisma para el que se calcula el efecto, bajo la estación, para obtener ese valor de g_{obs} , es decir, el valor de ρ para el que no existe anomalía en ese punto. Consiste básicamente en minimizar las desviaciones o anomalías residuales de Bouguer con respecto a una superficie regional plana para un pequeño conjunto de estaciones de medición. Este método tiene la ventaja frente al clásico de Nettleton (1939), por ejemplo, de que no impone ninguna restricción respecto a la disposición de las medidas. El criterio de selección de la densidad de reducción es el de anular la anomalía gravimétrica allí donde no exista razón de contraste de

densidad, con independencia de los accidentes del terreno. Se ha utilizado el programa de ordenador DENSAD (Gómez Ortiz, inédito - descrito en Plata Torres, 1983) en el que el intervalo de muestreo ha sido de 5.000 m en X e Y, y con un radio de búsqueda de 12.000 m. La densidad se ha limitado al intervalo 1,5 - 4 g/cm³ y la precisión de cálculo se ha fijado en 0,01 g/cm³. El valor más representativo de ρ obtenido para toda la zona de estudio es el que se utiliza en la CB. En nuestro caso es 2,72 g/cm³ (fig. 4.3)

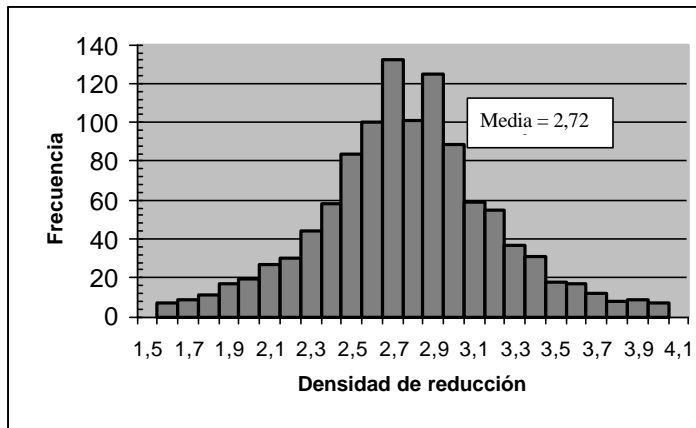


Figura 4. 3. Histograma de densidades obtenido en el cálculo de la densidad de reducción. El valor medio es de 2,72 g/cm³.

4.3.3. CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA

La corrección de Bouguer considera que la topografía alrededor de la estación es plana, pero en la realidad no es así, sino que hay un relieve topográfico con excesos y defectos de masa sobre la lámina de Bouguer.

En las zonas señaladas con **A** en la Figura 4.2 correspondientes a valles, la CB ha corregido el efecto de un material inexistente por lo cual habrá que restar el efecto del defecto de masa del valle. El material existente en **B** ejerce una atracción hacia arriba haciendo que el valor de g sea menor que el calculado, por lo que también hay que restar ese efecto. Es decir, valles y montañas contribuyen en el mismo sentido en las medidas gravimétricas.

En cada estación se ha efectuado una corrección topográfica cercana, hasta 170 m, una corrección topográfica media de 170 m a 22 km y una corrección topográfica lejana de 22 a 167 km.

1. La corrección topográfica cercana se ha estimado en el campo, calculando el efecto gravitatorio mediante el método de Hammer (1939) (fig. 4.4). Éste consiste en dividir el área alrededor de la estación en círculos concéntricos (zonas B, C, D...), divididos éstos a su vez en distintos sectores delimitados por rectas radiales que parten del centro. En el campo se estima la diferencia de cota entre la estación y la altura media de cada sector, obteniéndose su corrección topográfica directamente a partir de las tablas calculadas para ese fin. De esta forma se calcula la contribución de cada sector en el valor de g de la estación (la suma de todos ellos será el valor de la corrección topográfica, CT) utilizando la fórmula del

efecto gravitacional de un sector de un cilindro vertical, de altura igual a la cota de la estación.

$$CT = 0,04191 \frac{\rho}{n} \left(r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \right)$$

ρ = densidad utilizada en la CB

n = nº de sectores en la zona

r_1 y r_2 = radios interno y externo de la zona

z = diferencia de altura entre la estación y la elevación media del sector

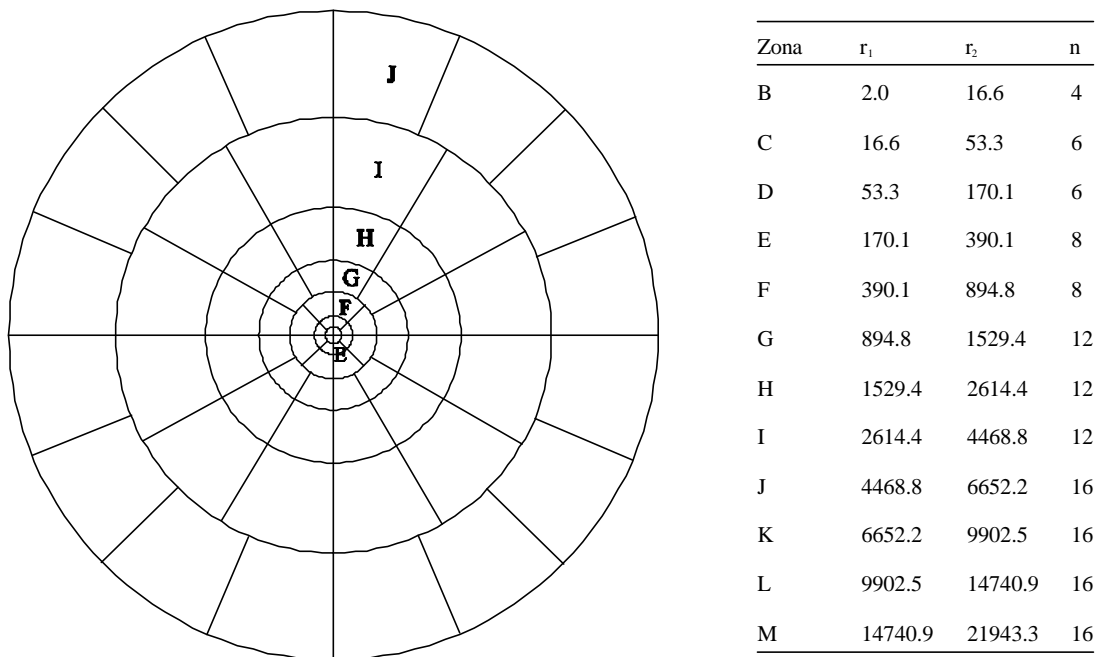


Figura 4. 4. Plantilla de Hammer utilizada en la corrección topográfica cercana, y radios de las distintas zonas con sus sectores.

2. La **corrección topográfica media**, desde 170 m hasta 22 km, se ha realizado a partir de un Modelo Digital de Elevaciones consistente en una serie de prismas cuadrados cuya arista es igual al paso de malla y cuya altura es igual al valor medio de la topografía en dicho prisma. Este MDE se ha obtenido mediante la digitalización de la cartografía a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército, serie L, digitalizándose todas las curvas de nivel maestras, curvas intermedias y los puntos singulares (vértices geodésicos, fondos de valle, etc.), y en las áreas de Portugal en que no se disponía de éstos, se digitalizaron los mapas topográficos a escala 1:100.000 y 1:200.000, interpolándose posteriormente los datos mediante el método del *kriging* con una malla de 250 m de espaciado. En la figura 4.5 se muestra una simplificación de este MDE, con una malla de 1000 m de espaciado. A partir de estos datos, se utiliza el algoritmo de Kane (1962) para calcular el efecto que ejerce cada prisma sobre la estación de medida, en función de la distancia y la diferencia de cotas entre

cada prisma y la estación (fig. 4.6). La corrección topográfica total sería la suma de la producida por cada uno de los prismas respecto a la distancia a la estación.

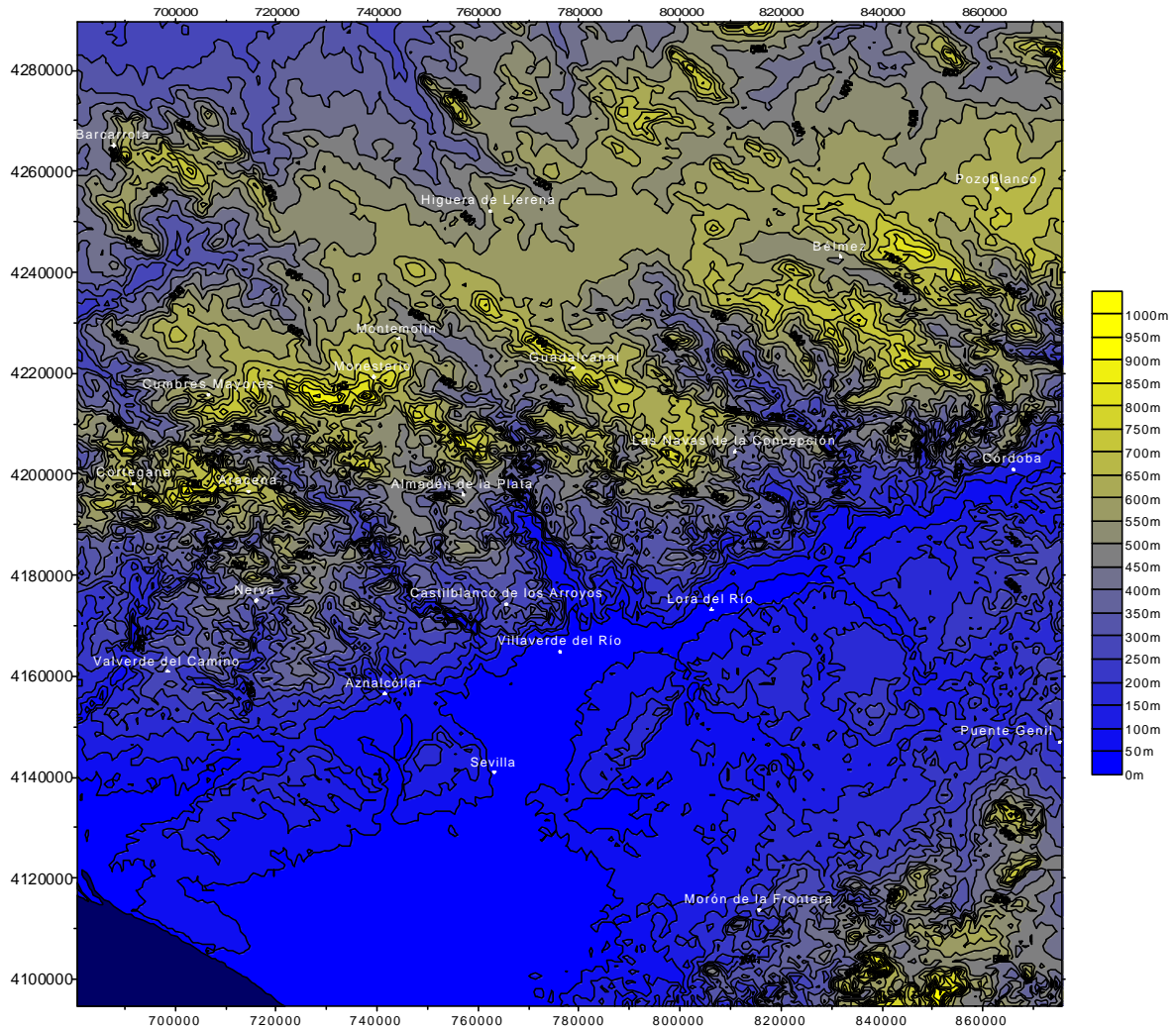


Figura 4. 5. Imagen de la topografía de la zona, con una resolución espacial de 1000 m. En azul oscuro, Golfo de Cádiz. Coordenadas UTM en metros, huso 29.

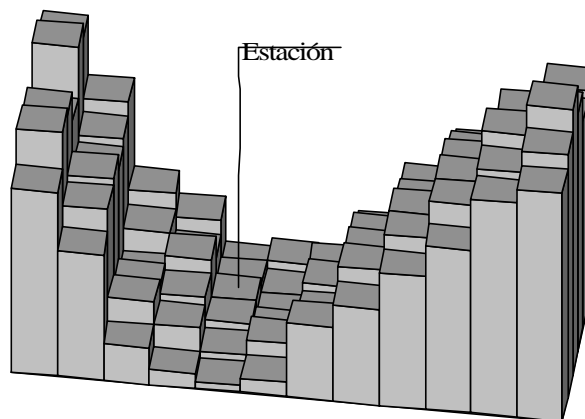


Figura 4. 6. Representación mediante prismas de la topografía alrededor de la estación de gravimetría.

Puesto que la fórmula de la atracción gravitatoria de un prisma consta de 24 términos, es más sencillo para su cálculo asimilarlo a la atracción de un segmento de anillo circular (fig. 4.7). Como se observa en la figura, la atracción gravitatoria debida a un prisma de altura H y arista A puede asimilarse a un segmento de anillo circular de igual altura y de radios interno y externo R_1 y R_2 respectivamente, siendo la expresión de la forma:

$$g = 2G\sigma A^2 \frac{\left(R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2} \right)}{\left(R_2^2 - R_1^2 \right)}$$

R_1 y R_2 pueden ser remplazados por $(R-C)$ y $(R+C)$, siendo R la distancia desde la estación gravimétrica al centro del prisma y C es una constante que se obtiene comparando el resultado de la fórmula anterior para el segmento de anillo circular con la fórmula rigurosa para la atracción del prisma equivalente, y su valor viene dado por $0.63 \cdot A$. De este modo, la fórmula para la atracción gravimétrica quedaría de la forma:

$$g = \frac{G\sigma A \left(1.26A + \sqrt{(R - 0.63A)^2 + H^2} - \sqrt{(R + 0.63A)^2 + H^2} \right)}{1.26R}$$

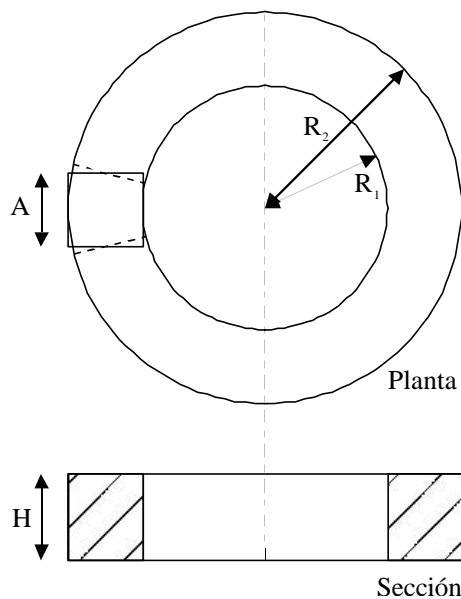


Figura 4. 7. Elementos geométricos utilizados en el algoritmo de cálculo de la atracción gravitatoria de un segmento de anillo circular.

3. La corrección topográfica lejana, desde los 22 km hasta los 167 km ha sido realizado en el Instituto Geográfico Nacional. El método de cálculo utilizado es el de Plouff (1977).

La suma de todas ellas es el valor de la **corrección topográfica total** aplicado a cada estación de medida.

El error cuantificable que se puede cometer en el cálculo de la corrección topográfica está en la corrección topográfica próxima realizada en el campo. En los casos en los que se

repitieron las medidas gravimétricas, también se calculó de nuevo la corrección topográfica. En ningún caso la diferencia fue mayor de 0,01 mGal.

Así pues, la g teórica o calculada a una cota z es:

$$g_{t,z} = g_{n,0} - \text{CAL} + \text{CB} - \text{CT}$$

$$g_t = g_n - 0,3086 h + 0,04191 \rho - \text{CT} \quad (\text{mGal})$$

4.4. CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER (AB)

La diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica o calculada corregida para cada estación, es lo que se conoce como Anomalía de Bouguer y responde únicamente a diferencias de densidad bajo la superficie.

$$\text{AB} = g_{\text{OBS}} - g_{\text{teórica}}$$

4.5. CÁLCULO DEL ERROR DEL LEVANTAMIENTO

La duplicación de un 5 % de las estaciones ha permitido tener un control del error del levantamiento gravimétrico. Así, sumando los errores debidos a posicionamiento y elevación de las estaciones, e instrumentales se ha obtenido un error total de $\pm 1,195$ mGal. El detalle puede verse en la Tabla 4.1.

Tipo de error	Valor de error	Valor en mGal
Posicionamiento	± 50 m	$\pm 0,039$
Cota	± 3 m	$\pm 0,9258$
Lectura del gravímetro	$\pm 0,23$ mGal	$\pm 0,23$
Error acumulado		$\pm 1,1948$

Tabla 4. 1. Valores de los errores medios calculados para el mapa de Anomalías de Bouguer.

4.6. ELABORACIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

Para la elaboración del mapa gravimétrico se han tomado un total de 1.095 estaciones cubriendo un área de 15.400 km². El área se extiende entre las coordenadas X UTM 660000-800000 e Y UTM 4155000-4265000, huso 29. La densidad de estaciones es de 0,07 estaciones por km² (1 estación cada 14 km²) (Fig. 48). A este levantamiento se le han añadido 2.054 estaciones pertenecientes a la base de datos del Mapa de Anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996), distribuidas alrededor de la zona

central para orlar convenientemente el mapa y evitar efectos de borde que puedan llevar a interpretaciones erróneas, muy habituales por otra parte en estudios de tipo regional como este caso. Esto hace un total de 3.149 estaciones en un área de 295 x 170 km aproximadamente (50.150 km²). A todas las medidas se les ha aplicado una densidad de reducción de 2,72 g/cm³ y han sido interpoladas a una malla de 5.000 m. Para analizar las posibles desviaciones entre los datos del IGN y los propios se han realizado medidas aleatorias de estaciones en la zona orlada y la comparación entre los dos conjuntos de datos arroja una diferencia de $\pm 0,38$ mGal.

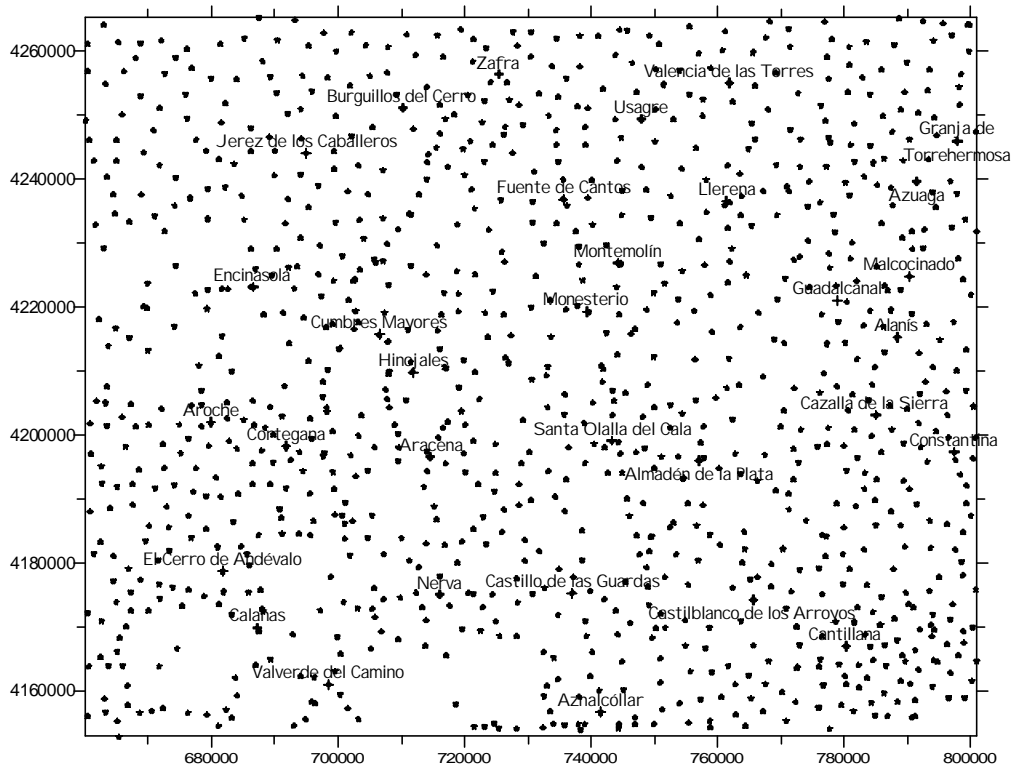


Figura 4. 8. Mapa de situación de las estaciones gravimétricas utilizadas en la elaboración del Mapa de Anomalías de Bouguer. Coordenadas UTM en metros, huso 29.

El método utilizado en el proceso de interpolación para el trazado del mapa es el kriging con deriva lineal, ya que los mapas obtenidos con este método, en nuestro caso concreto, representan con mayor fidelidad los datos originales.

Para calcular el radio de interpolación utilizamos el método del conteo de celdas, es decir, se divide la superficie estudiada en cuadrados de distintas dimensiones (2000, 3000, 4000, 4500, 5000, 5500, 6000, 6500 y 7000 m) y se calcula en cuántos cuadrados, para cada uno de los tamaños de paso de malla, se encuentra al menos un punto en su interior. Se escoge como radio de interpolación el que, sin ser demasiado grande, permita que no queden nodos blanqueados al trazar el mapa final, es decir, que haya siempre y, al menos, un punto en el intervalo considerado desde la estación. En nuestro caso se obtuvo un radio de interpolación de 5000 m con el que se construyó la malla original, duplicándola posteriormente y obteniendo así un mapa con un paso de malla de 2500 m, que fue el que se utilizó en el trazado del mapa final.

A partir del error de levantamiento del mapa (tabla 4.1) y teniendo en cuenta las especificaciones de la Norma Gravimétrica Española (IGME-AITEMIN, 1982) UNE 22 611, el intervalo entre isoanómalas utilizado para trazar el mapa final ha sido de 2 mGal (fig. 4.9).

4.6.1. DESCRIPCIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

La anomalía de Bouguer del área estudiada presenta fundamentalmente valores positivos que, a partir del 0, alcanzan los 65 mGal. Los valores negativos se encuentran en los extremos NE y SE de la zona así como en algunos mínimos de la zona septentrional (fig. 4.9). El mapa presenta un intervalo de anomalías de -25,6 a 65,8 mGal.

El mapa de anomalías de Bouguer se caracteriza por unas alineaciones de máximos y mínimos en dirección NO-SE limitados por gradientes de la misma orientación, bien definidos en la parte nororiental del gradiente NE-SO que se extiende desde Sta. Olalla del Cala a Valverde de Llerena. Al S y SE de este gradiente destacan un mínimo y el máximo de Castilblanco de los Arroyos, en el que se encuentran los valores más altos de anomalía de Bouguer de todo el mapa.

En el extremo NE se encuentra, en las cercanías de Granja de Torrehermosa, un mínimo caracterizado por valores negativos. Es un mínimo alargado en dirección NO-SE y que se prolonga hacia el SE como se puede observar en el Mapa de Anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996).

Más al O aparece entre las localidades de Burguillos del Cerro, Fuente de Cantos y Montemolín una alineación de máximos de dirección NO-SE. El máximo localizado en la zona de Burguillos del Cerro tiene una forma sub-circular con una semi-longitud de onda de 15 km aproximadamente y una amplitud de 15 mGal. El otro máximo que compone esta alineación tiene una forma más elongada en dirección NO-SE, con unas semi-longitudes de onda de 30 km en dirección NO-SE y de 20 km en dirección NE-SO, y una amplitud de 12 mGal.

Al suroeste de esta alineación de máximos aparece una alineación de mínimos en esa misma dirección, entre las localidades de Jerez de los Caballeros y el sur de Monesterio, que se compone a su vez de dos mínimos: el primero de ellos con una forma sub-circular y alargado ligeramente en dirección E-O, con una semi-longitud de onda de 20 km y una amplitud de 12 mGal, y el segundo mínimo, localizado al sureste del anterior, en las cercanías del pueblo de Monesterio, con una semi-longitud de onda de 20 km.

Un gradiente de dirección ONO-ESE limita esta alineación de mínimos con una alineación de máximos situada entre las localidades de Aroche y Aracena que alcanza los 40 mGal. Tiene orientación media E-O, y está compuesta por una serie de máximos que presentan semi-longitudes de onda de entre 5 y 10 km y amplitudes entre 4 y 10 mGal.

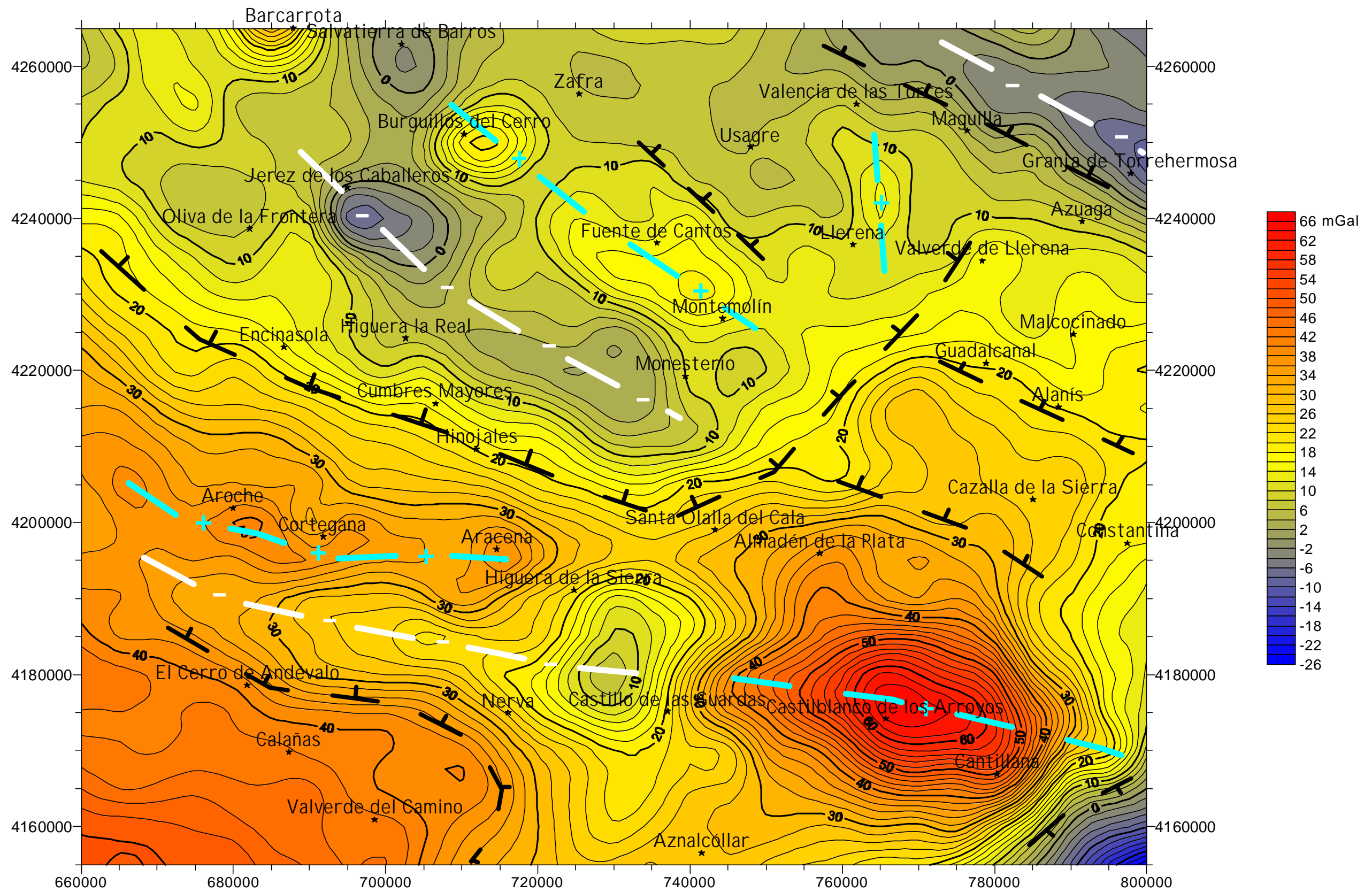


Figura 4.9. Mapa de anomalías de Bouguer. Intervalo entre isoanómalas de 2 mGal. Coordenadas UTM en metros, huso 29. En negro, gradientes gravimétricos; en azul, alineaciones de máximos gravimétricos y en blanco, alineaciones de mínimos gravimétricos.

Al sur de ésta, vuelve a existir un mínimo relativo, entre las localidades de Higuera de la Sierra y Castillo de las Guardas, que se alarga y atenúa hacia el oeste. Está limitado en su zona meridional por un fuerte gradiente gravimétrico de dirección E-O, que gira progresivamente en la zona de Nerva hasta tener una dirección aproximada N-S y que marca una subida progresiva en los valores de anomalía de Bouguer hasta alcanzar 52 mGal en la esquina más suroccidental de la zona de estudio.

En la zona meridional se encuentran el mínimo mencionado anteriormente y un máximo. El mínimo, situado entre las localidades de Higuera de la Sierra y Castillo de las Guardas, tiene una orientación N-S y una amplitud de 12 mGal. Hacia el este se encuentra, en la zona de Castilblanco de los Arroyos, un máximo de forma elíptica con el eje mayor en dirección aproximada ONO-ESE y con el eje menor en dirección NNE-SSO, presentando semi-longitudes de onda de 55 y 45 km respectivamente. La amplitud de este máximo es de 35 mGal y va atenuándose progresivamente hacia el NE a través de varios gradientes suaves de dirección NO-SE, hasta alcanzar el mínimo gravimétrico que aparece en la parte nororiental del mapa, en las cercanías de la localidad del Granja de Torrehermosa.

En el extremo suroriental del mapa se alcanza el mínimo absoluto de toda la zona, con valores de -25 mGal, estando separado este mínimo del máximo absoluto de Castilblanco de los Arroyos descrito anteriormente (65 mGal), por un fuerte gradiente gravimétrico de dirección NE-SO y que se aprecia claramente en el Mapa Anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996).

4.7. ESTUDIO DE DENSIDADES

En todo estudio gravimétrico, sobre todo si el objetivo final es realizar un modelo gravimétrico para determinar la estructura de la corteza bajo la zona de estudio, es fundamental realizar un estudio completo de densidades de los materiales aflorantes en la zona.

Ya dijimos al principio que toda la metodología gravimétrica está encaminada a "...identificar pequeñas variaciones en el campo gravitatorio que se deban exclusivamente a diferencias de densidades entre los distintos cuerpos rocosos" y para ello debemos realizar una campaña de muestreo de las principales unidades litológicas que afloran en el área de estudio. Junto con estos datos sería deseable contar con datos de densidades en profundidad a través del análisis del *density log* de sondeos. En este caso eso no ha sido posible, por lo que los datos de densidades proceden de las campañas de muestreo realizadas para este caso concreto (muestras 1 a 107, figura 4.10 y tablas 4.2, 4.3 y 4.4) y de la recopilación bibliográfica de datos publicados de esta zona y otras adyacentes. Se han utilizado también muestras recogidas por distintos investigadores del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Experimentales de la Universidad de Huelva y cedidas para realizar el estudio de densidades de esta Tesis Doctoral (muestras 108 a 133, figura 4.10 y tablas 4.3 y 4.4).

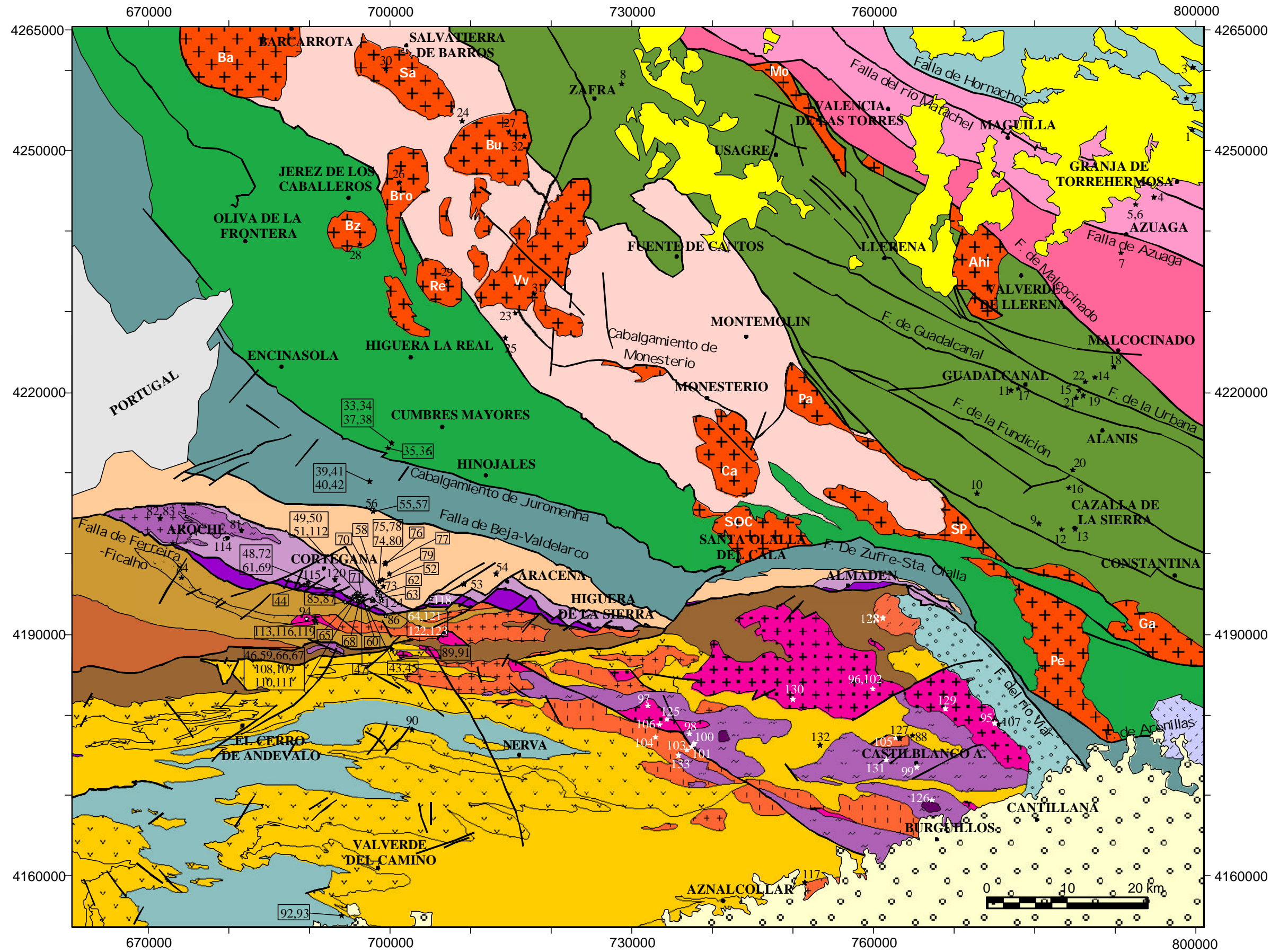


Figura 4. 10. Mapa geológico con la situación de las muestras recogidas en las que se han medido las densidades. Leyenda como en la figura 2.4. Macizos plutónicos: Ba: Barcarrota; Sa: Salvatierra; Bu: Burguillos; Bro: Brovales; Bz: La Bazana; Re: Los Remedios; Vv: Valencia del Ventoso; Pa: Pallares; Ca: El Castillo; SOC: Santa Olalla del Cala; SP: Sierra Padrona; Pe: El Pedroso; Ga: El Garrotal; Mo: El Mosquil; Ahi: Ahillones; Na: Navahonda.

4.7.1. DENSIDADES DE ROCAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

En las distintas campañas de campo realizadas en los años 1992, 1995 y 1997 se muestrearon las distintas unidades estructurales descritas en la zona, y en cada una de ellas se tomaron muestras del mayor número posible de litologías aflorantes. Se han recogido varias muestras de cada una de ellas con el fin de obtener una densidad media representativa para cada litología. Las muestras deben ser lo más frescas posible para evitar que los valores de densidad obtenidos estén falseados por el efecto de la alteración.

El método utilizado para la medición de las densidades consiste en obtener el peso de la muestra en el aire mediante una balanza de precisión y posteriormente sumergir la muestra en mercurio y medir de nuevo su peso y el volumen de mercurio desplazado, y a partir de estos datos se obtiene la densidad de la muestra. Para ello se cortan cubos de unos 2 cm de lado de las diferentes muestras. Como el mercurio no percola a través de las superficies de la muestra, el valor de densidad obtenido es *densidad aparente* y no *densidad real*, aunque en este caso, al ser la mayoría rocas compactas (ígneas y metamórficas) la porosidad de las muestras es prácticamente despreciable, y podemos utilizar la densidad obtenida en el laboratorio directamente como la *densidad real*.

Se han medido un total de 133 muestras del área de estudio, correspondientes a 75 litologías diferentes, realizándose más de 1100 medidas. Aquellas litologías que presentan una mayor variabilidad se han muestreado en distintas zonas para obtener un valor más representativo para toda la unidad. En las tablas 4.2 (Zona Centro-Ibérica y Zona de Ossa-Morena), 4.3 (Banda Metamórfica de Aracena) y 4.4 (Zona Surportuguesa) y en el Anexo, se detalla la posición de cada una de las muestras, su litología, a qué unidad estructural se han asignado y el valor medio de densidad para cada muestra. La posición de las muestras sobre el mapa geológico puede observarse en la figura 4.10.

Tabla 4. 2. Datos de las densidades de las muestras recogidas en la Zona Centro-Ibérica (ZCI) y Zona de Ossa-Morena (ZOM). O-V: Dominio Obejo-Valsequillo; V-T-CM: Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano; Z-A: Sinclinorio Zafra-Alanís; O-M: Anticlinorio Olivenza-Monesterio; J-F: Sinclinorio Jerez de los Caballeros-Fregenal; B-H: Sinclinorio Barrancos-Hinojales.

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	DENSIDAD (g/cm ³)	LITOLOGÍA
1	856	798810,1	4252837	2	2,56	Cuarcitas (Obejo-Valsequillo) (ZCI)
2	856	799793,1	4262776	2	2,63	Cuarcitas (O-V) (ZCI)
3	856	799829,4	4261428	6	2,66	Pizarra (O-V) (ZCI)
4	878	794885,1	4244213	6	2,56	Gneis de las Minillas (V-T-CM)
5	878	792587,9	4243311	5	2,63	Gneis (V-T-CM)
6	878	792587,9	4243311	4	2,88	Anfibolitas (V-T-CM)
7	878	790771,1	4237328	3	2,6	Filitas (S. Albarrana)
8	854	728800	4258300	4	2,72	Caliza cámbrica (Z-A)
9	920	780618,9	4203693	4	2,7	Caliza cámbrica (Z-A)
10	919	772912,6	4207405	1	2,65	Caliza cámbrica (Z-A)
11	899	777785,3	4220398	6	2,64	Calizas (Z-A)
12	920	783421,8	4202972	3	3,22	Diorita (Z-A)
13	920	785068,8	4203078	3	2,91	Diorita (Z-A)

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	DENSIDAD (g/cm ³)	LITOLOGÍA
14	899	787565,5	4221834	3	2,56	Granitoide (Z-A)
15	899	785836,7	4220669	2	2,63	Metatobas (Z-A)
16	920	784340,9	4208143	1	2,65	Pizarras (Z-A)
17	899	778561,3	4220799	6	2,7	Pizarras (Z-A)
18	899	789883,8	4223187	3	2,61	Pizarras (Z-A)
19	899	786107,4	4219584	2	2,4	Pizarras (Z-A)
20	920	784798,2	4210378	4	2,7	Pizarras verdes (Z-A)
21	899	785222	4219326	3	2,47	Riolita (Z-A)
22	899	786347	4221303	5	2,65	Vulcanita (Z-A)
23	875	715600	4229800	2	2,64	Grauvaca (O-M)
24	853	709300	4253100	4	2,69	Pizarras (Precámbrico; O-M)
25	896	714400	4226700	2	2,51	Pizarras (Precámbrico; O-M)
26	853	701200	4246000	3	2,72	Plutón de Brovales (OM)
27	853	714850	4252350	4	2,86	Plutón de Burguillos (OM)
28	875	696300	4238400	1	2,65	Plutón de La Bazana (OM)
29	875	707150	4233850	1	2,48	Plutón de Los Remedios (OM)
30	853	699500	4260150	3	2,44	Plutón de Salvatierra (OM)
31	876	717900	4232200	3	2,78	Plutón de Valencia del Ventoso (OM)
32	854	716700	4251800	4	3,15	R. básica (vulcanita Burguillos) (OM)
33	896	700300	4213700	36	2,69	Grauvaca (J-F)
34	896	700300	4213700	3	2,66	Grauvaca (J-F)
35	896	699800	4213100	48	2,89	Pillow-lavas (J-F)
36	896	699800	4213100	4	2,73	Pillow-lavas (J-F)
37	896	700300	4213700	35	2,79	Pizarras (J-F)
38	896	700300	4213700	3	2,64	Pizarras (J-F)
39	896	697500	4208900	36	2,69	Grauvaca (B-H)
40	896	697500	4208900	3	2,69	Grauvaca (B-H)
41	896	697500	4208900	25	2,69	Filitas (B-H)
42	896	697500	4208900	2	2,55	Filita (B-H)

Tabla 4.2.cont. Densidades de las muestras recogidas en las Zonas Centro-Ibérica (ZCI) y Ossa-Morena (ZOM).

Tabla 4. 3. Datos de las densidades de las muestras recogidas en la Banda Metamórfica de Aracena (BMA).

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	DENSIDAD (g/cm ³)	LITOLOGÍA
43	917	697500	4193500	47	2,94	Metabasita Acebuches
111	917	695826	4194228	4	2,96	Metab. Acebuches
44	917	689700	4196000	36	2,91	Metab. Acebuches (grano fino)
45	917	697500	4193500	12	2,86	Q-Anf. Acebuches
115	917	689881	4196494	3	2,81	Anf. Cortegana
46	917	696150	4194600	6	3,01	Anfibolita Rellano
47	917	696500	4194200	12	3,01	Anf. Rellano
48	917	695850	4194750	5	2,93	Anf. Rellano
108	917	696092	4194358	3	2,98	Anf. Rellano
49	917	696050	4195050	9	2,62	Rocas calcosilicatadas
50	917	696050	4195050	9	2,9	Rocas calcosilicatadas
51	917	696050	4195050	9	2,66	Rocas calcosilicatadas
112	917	695952	4195095	2	2,89	Rocas calcosilicatadas
121	917	697905	4194186	4	2,8	Rocas calcosilicatadas (Los Molares)
114	916	679575	4201875	3	3,48	Rocas calcosilicatadas
52	917	699100	4196700	12	2,63	Cuarcitas la Corte

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	DENSIDAD (g/cm ³)	LITOLOGÍA
53	917	709250	4196200	30	2,87	Dolomías Aracena
54	917	713200	4197450	3	2,85	Dolomías Aracena
55	917	697900	4205300	24	2,78	Esquistos - S. El Cubito
56	917	697750	4205550	10	2,73	Esquistos - S. El Cubito
57	917	697900	4205300	3	2,76	Esquistos de El Cubito
58	917	698750	4195550	18	2,63	Gneis Agua Fría
59	917	695650	4194250	6	2,74	Gneis charnokítico
60	917	696650	4194400	10	2,7	Gneis charnokítico
61	917	695450	4194550	3	2,68	Gneis charnokítico
124	917	698956	4194211	6	2,72	Gneis charnokítico
62	917	698600	4194900	18	2,71	Migmatita F. de Oro
122	917	697778	4194398	3	2,65	Migmatita F. de Oro
63	917	698950	4194500	1	2,68	Gneis Fuente de Oro
64	917	697800	4194200	12	2,71	Nebulitas (Gneises F. Oro)
65	917	695750	4194350	12	2,78	Granulita félsica
66	917	696200	4194450	9	3,07	Granulita máfica
67	917	695950	4194350	3	3,07	Granulita máfica
68	917	696300	4194100	12	3,12	Granulita máfica
69	917	695600	4194650	2	3,1	Granulita máfica
109	917	695969	4194386	3	3,11	Granulita máfica
123	917	697852	4194339	4	2,88	Granulita máfica
120	917	693199	4196757	1	2,54	Leucogneis
118	917	704825	4194575	6	2,61	Leucogneis
70	917	698500	4195300	12	2,78	Mármoles
71	917	696400	4194850	4	2,78	Mármoles
72	917	695700	4194750	2	2,7	Mármoles
110	917	695969	4194386	3	2,74	Mármoles
73	917	699200	4195900	18	2,87	Metabasita S. Jabugo
74	917	698700	4196550	2	2,64	Toba volcánica ácida - S. Jabugo
75	917	698700	4196550	8	2,62	Toba volcánica ácida - S. Jabugo
76	917	699400	4198700	18	2,52	Toba ácida - S. Jabugo
77	917	699500	4198800	14	2,73	Toba básica - S. Jabugo
78	917	698700	4196550	10	2,74	Toba volcánica básica - S. Jabugo
79	917	700000	4197450	3	2,72	Toba volcánica básica - S. Jabugo
80	917	698700	4196550	2	2,85	Toba volcánica básica - S. Jabugo
81	916	681600	4202800	18	2,78	Diorita Aroche
82	916	671500	4204300	17	2,61	Granito Aroche
83	916	671500	4204300	4	2,92	Granito de Aroche

Tabla 4.3.cont. Datos de las densidades de las muestras recogidas en la Banda Metamórfica de Aracena (BMA).

Tabla 4. 4. Datos de las densidades de las muestras recogidas en la Zona Surportuguesa (ZSP). PQ: Grupo de Filitas y Cuarcitas; CVS: Complejo Volcano-Sedimentario; BSNS: Batolito de la Sierra Norte de Sevilla.

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	DENSIDAD (g/cm ³)	LITOLOGÍA
84	916	674200	4197000	30	2,98	Ortoanfíbolitas en fac. esq. verdes (Los Círies)
85	917	694500	4193950	18	2,51	Pizarras (Pulo do Lobo)
86	917	699500	4192500	1	2,67	Pizarras (Pulo do Lobo)
119	917	690878	4191459	6	2,7	Esquistos (Pulo do Lobo)
87	917	694500	4193950	13	2,65	Cuarcitas (Pulo do Lobo)
132	940	753340	4176269	6	2,47	Filitas (PQ)

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	DENSIDAD (g/cm ³)	LITOLOGÍA
88	940	764924	4177378	3	2,54	Pizarras (PQ)
89	938	700300	4188100	30	2,74	Toba básica (CVS)
90	938	702800	4178300	30	2,63	Toba ácida (CVS)
91	938	700300	4188100	4	2,44	Toba ácida (CVS)
92	960	694900	4155600	30	2,6	Grauvaca (Culm)
93	960	694900	4155600	34	2,6	Pizarras (Culm)
94	917	689700	4191850	18	2,69	Granodiorita Gil Márquez
113	917	690625	4191823	3	2,69	Granodiorita de Gil Márquez
116	917	690726	4191672	3	2,86	Cuarzo-diorita de Gil Márquez
95	940	775099,4	4178883	2	2,9	Diabasa (BSNS)
96	940	760000	4183200	2	2,73	Diabasa (BSNS)
97	939	732100	4181100	5	2,88	Diabasa (BSNS)
98	939	737150	4177700	3	2,89	Diorita (BSNS)
131	940	761563	4174458	5	2,87	Diorita (BSNS)
125	939	734371	4179473	4	2,93	Gabro-Diorita (BSNS)
99	940	765476,3	4173455	3	2,92	Gabro (BSNS)
100	939	737800	4176400	4	2,97	Gabro (BSNS)
101	939	737500	4176000	4	2,8	Gabro (BSNS)
126	962	767243	4169455	4	2,82	Gabro anortosítico bandeado (BSNS)
102	940	760000	4183200	2	2,63	Granodiorita (BSNS)
129	940	768912	4180774	2	2,72	Granodiorita (BSNS)
130	940	749980	4181937	2	2,65	Granodiorita (BSNS)
103	939	736900	4175600	3	2,66	Granófono (BSNS)
104	939	732950	4177250	3	2,59	Granófono (BSNS)
133	939	735773	4174977	4	2,62	Granófono (BSNS)
117	962	751504	4159211	5	2,6	Granófono (BSNS) (Gerena)
128	919	761152	4192036	3	2,65	Monzogranito con granate (El Berrocal)
127	940	763245	4177073	4	2,63	Monzogranito leucocrático (Navahonda)
105	940	762800	4177075	2	2,62	Granito de Navahonda (BSNS)
106	939	733500	4178800	4	2,71	Tonalitas (BSNS)
107	940	775292,5	4178995	5	2,57	Areniscas (C. Viar)

Tabla 4. 4 cont. Datos de las densidades de las muestras recogidas en la Zona Surportuguesa (ZSP).

A continuación se han realizado los histogramas de frecuencias de los valores de densidad de las litologías con mayor grado de variación, para poder determinar así el valor medio para cada una de ellas. Los valores de densidad que se utilizarán posteriormente en la modelización gravimétrica, dependerán de la abundancia relativa de las diferentes litologías en cada una de las unidades estructurales descritas en el apartado de la Geología de la zona, y simplificadas como bloques en los modelos gravimétricos.

Se ha realizado un histograma de frecuencias para todas las muestras (fig. 4.11) y otro para el conjunto de la Banda Metamórfica de Aracena (fig. 4.12). Se ha llevado a cabo un muestreo más exhaustivo en esta zona, debido a la gran variedad de rocas presentes en esta unidad y al hecho de ser el eje central de la zona de estudio. Los datos de densidades de los distintos grupos de rocas que componen la Banda Metamórfica de Aracena se muestran en otros tantos histogramas (fig. 4.12).

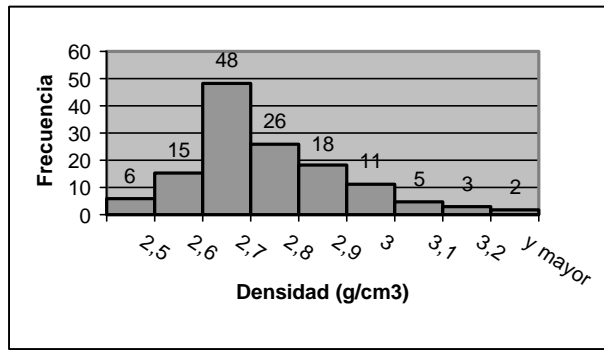


Figura 4. 11. Histograma de frecuencia de densidades de todas las muestras del área de estudio.

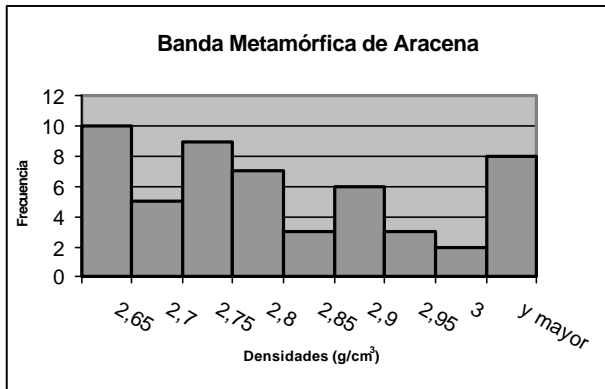
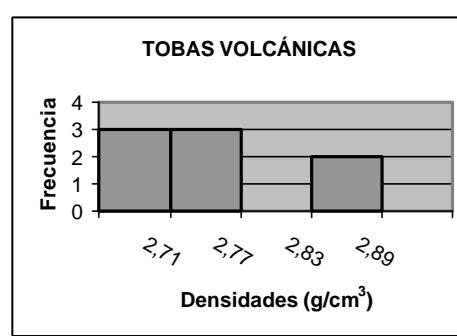
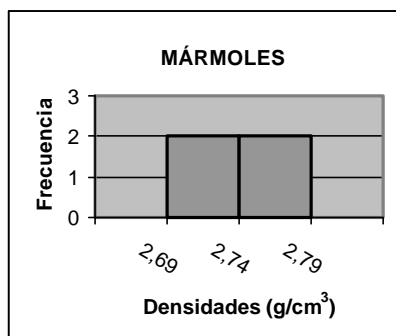
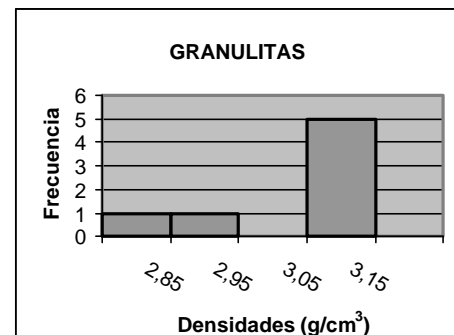
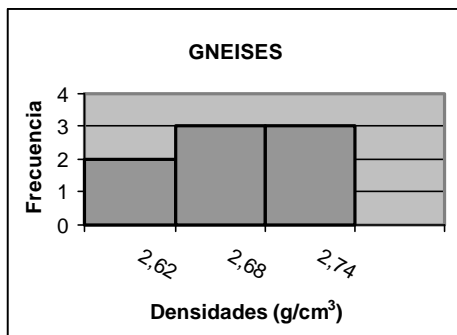
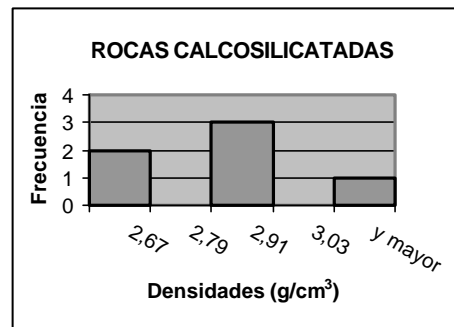
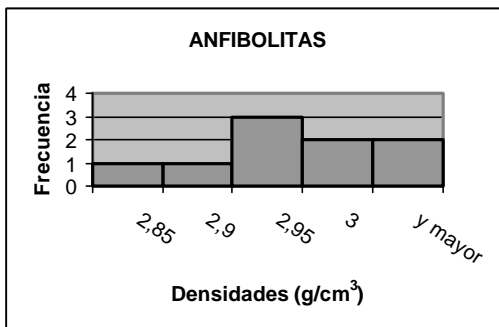


Figura 4. 12. Histograma de frecuencias de densidades para las muestras de la Banda Metamórfica de Aracena.



Existen diversos trabajos gravimétricos que han realizado campañas de muestreo para medida de densidades en otras zonas de la Península Ibérica (Gómez Ortiz, 2001; Campos, 1998; Bergamín *et al.*, 1995). La mayoría se sitúan en la zona central de la Península Ibérica, pero proporcionan valores de densidad comparables para materiales similares, como pizarras y cuarcitas paleozoicas, neises, granitos y el Complejo Esquisto-Grauváquico muy parecido composicionalmente a la Serie Negra, que aflora ampliamente en la Zona de Ossa-Morena. La Tabla 4.5 muestra los diferentes valores de densidad obtenidos por estos autores.

Tabla 4. 5. Datos de densidades para litologías similares a las que aparecen en la zona de estudio medidas por diferentes autores.

	Gómez Ortiz (2001)	Campos (1998)	Bergamín <i>et al.</i> (1995).
Pizarras y cuarcitas paleozoicas	2,74 - 2,68 g/cm ³	2,72 g/cm ³	2,75 g/cm ³
Complejo Esquisto-Grauváquico	-	2,72 g/cm ³	-
Neises	2,68 g/cm ³	-	2,67 - 2,7 g/cm ³
Metasedimentos	-	-	2,8 g/cm ³
Rocas Graníticas	2,64 g/cm ³	2,61-2,72 g/cm ³	2,63 g/cm ³

En la zona Surportuguesa y, sobre todo, en la Faja Pirítica, el Instituto Tecnológico y Geominero, ITGE, ha realizado numerosas campañas de prospección geofísica en las que se han realizado muestreos muy detallados. Éstos confirman la gran variabilidad de los materiales que la componen y proporcionan valores de densidad válidos para cada zona de detalle en la que se ha hecho la prospección. En la tabla 4.6 pueden verse algunos ejemplos.

Tabla 4. 6. Datos de densidades de los materiales que afloran en la Zona Surportuguesa según diversos informes técnicos del ITGE. (CVS: Complejo Volcano-Sedimentario; PQ: Grupo de Filitas y Cuarcitas)

	Informe 40250 (1984)	Informe 40415 (1992)	Informe 40445 (1995)
Grupo Culm (pizarras y grauvacas)	2,66 g/cm ³	2,68 g/cm ³	-
CVS básico	2,66 g/cm ³	3 g/cm ³	2,78 g/cm ³
CVS ácido		2,68 g/cm ³	2,61 g/cm ³
CVS (pizarras)		2,65 g/cm ³	-
PQ (pizarras y cuarcitas)	-	2,65 g/cm ³	2,56 g/cm ³
Terciario y Cuaternario	2 g/cm ³	-	-

En la zona de Ossa-Morena, Galadí-Enríquez *et al.* (2000, 2003) realizan un modelo gravimétrico del plutón de La Bazana en el que asignan una densidad de 2,62 g/cm³ al granito, una densidad de 2,72 g/cm³ al encajante metapelítico y una densidad de 2,91 g/cm³ a las vulcanitas básicas que afloran al oeste del plutón.

García Lobón *et al.* (en prensa) realizan una campaña de muestreo exhaustiva del antiformal Olivenza-Monesterio encontrando densidades relativamente bajas en las rocas

metasedimentarias, metamórficas e ígneas (modas menores de $2,65 \text{ g/cm}^3$) y densidades altas en rocas intrusivas y volcánicas básicas y anfibolitas (modas mayores de $2,85 \text{ g/cm}^3$).

4.8. ANÁLISIS CUALITATIVO DEL MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

Las orientaciones de máximos y mínimos del mapa de anomalías de Bouguer tienen una clara correspondencia con las orientaciones de las estructuras existentes en la zona, aunque en algunos casos no se observa una clara correlación con los principales dominios estructurales definidos (figuras 2.4, 4.9 y 4.10).

El mínimo existente en el extremo NE de la zona coincide con el Dominio Obejo-Valsequillo de la Zona Centro-Ibérica. Este dominio está formado por pizarras y cuarcitas fundamentalmente, además de conglomerados e intercalaciones volcánicas. Las densidades medidas en pizarras y cuarcitas se encuentran entre $2,56$ y $2,66 \text{ g/cm}^3$ (tabla 4.2). El gradiente que limita este mínimo por el SO presenta una orientación paralela a las fallas de Hornachos, Matachel y Azuaga. La primera limita el Dominio Obejo-Valsequillo de la zona Centro-Ibérica con el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, ya en la Zona de Ossa-Morena. A su vez la falla de Azuaga limita el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano con el dominio de Sierra Albarrana. Desde el punto de vista gravimétrico, el dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano representa un incremento de la anomalía de Bouguer hacia el SO. En este dominio afloran materiales con densidades muy variadas, desde gneises con densidades de $2,56 \text{ g/cm}^3$ hasta anfibolitas con densidades de $2,88 \text{ g/cm}^3$.

El dominio de la Sierra Albarrana y el límite que lo separa del de Zafra-Alanís, no parecen tener un reflejo claro en el mapa gravimétrico. En el dominio de la S^a Albarrana afloran fundamentalmente filitas de la Formación Azuaga con una densidad media de $2,6 \text{ g/cm}^3$. La disposición de las isoanómalas de Bouguer coincide con las trazas de diversas fallas que atraviesan el dominio de Zafra-Alanís, concretamente las fallas de la Urbana, Guadalcanal y de la Fundición. Así, el gradiente de dirección NO-SE que aparece entre Guadalcanal y Alanís puede estar asociado a la falla de Guadalcanal. En el dominio de Zafra-Alanís afloran una gran variedad de materiales, de densidades muy variadas, como calizas (de $2,64$ a $2,72 \text{ g/cm}^3$), pizarras (de $2,4$ a $2,7 \text{ g/cm}^3$), riolitas ($2,47 \text{ g/cm}^3$), vulcanitas ($2,65 \text{ g/cm}^3$), granitoides ($2,56 \text{ g/cm}^3$), metatobas ($2,63 \text{ g/cm}^3$) y dioritas ($2,91$ - $3,22 \text{ g/cm}^3$).

En el límite septentrional del mapa en esta zona, aparece un mínimo relativo asociado al plutón de Salvatierra de Barros, con densidades de $2,44 \text{ g/cm}^3$, y un máximo relativo que está asociado al plutón de Barcarrota de naturaleza básica (Galindo, 1989) y con mayor densidad que los materiales circundantes. El bajo valor de densidad obtenido para el plutón de Salvatierra de los Barros es debido a que no se pudo recoger una muestra fresca, no alterada, de estos materiales, por lo que el valor no es representativo, de modo similar a lo que ocurre con las muestras recogidas en el plutón de los Remedios.

Los máximos y mínimos que forman las alineaciones de Burguillos-Montemolín y Jerez de los Caballeros-Monesterio se encuentran en el dominio Olivenza-Monesterio. Los materiales que constituyen el núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio son principalmente grauvacas y pizarras de baja densidad ($2,64 \text{ g/cm}^3$ y $2,69\text{-}2,51 \text{ g/cm}^3$ respectivamente) y numerosos plutones de distinta composición. El máximo relativo de Burguillos del Cerro está relacionado con el plutón del mismo nombre, de composición gabroica y densidades de $2,86 \text{ g/cm}^3$, y con afloramientos menores de vulcanitas básicas con densidad de $3,15 \text{ g/cm}^3$. El mínimo de Jerez de los Caballeros abarca los afloramientos de los plutones de La Bazana, de densidad de $2,65 \text{ g/cm}^3$ ($2,62 \text{ g/cm}^3$ en Galadí-Enríquez *et al.*, 2000), y Plutón de Los Remedios, de densidad $2,48 \text{ g/cm}^3$, y se debe a la menor densidad de estos materiales intrusivos. Este valor de densidad medido es demasiado bajo y puede estar influenciado por el hecho de que sólo se pudo recoger una muestra, alterada, y no es por lo tanto representativa de todo el plutón. El límite por el norte de este mínimo viene marcado por los materiales más densos del plutón de Brovales ($2,72 \text{ g/cm}^3$).

Las continuaciones hacia el SE del máximo de Burguillos del Cerro (Fuente de Cantos-Montemolín) y del mínimo de Jerez de los Caballeros (Monesterio), no están asociados al afloramiento en superficie de otros plutones similares, aunque las características del antiforme Olivenza-Monesterio hacen pensar en la existencia de cuerpos similares en profundidad que constituyan las raíces de los cuerpos aflorantes en superficie.

Hacia el sur, los dominios de Jerez-Fregenal, en el que afloran sobre todo grauvacas ($2,66\text{-}2,69 \text{ g/cm}^3$) y pizarras ($2,64\text{-}2,79 \text{ g/cm}^3$), y el dominio del sinclinorio de Barrancos-Hinojales, en el que afloran principalmente grauvacas ($2,69 \text{ g/cm}^3$) y filitas ($2,55\text{-}2,69 \text{ g/cm}^3$), se asocian en el mapa de anomalías de Bouguer a un gradiente gravimétrico constante y de pendiente moderada. Este gradiente está bien definido entre Encinasola y Santa Olalla del Cala, sin que ningún rasgo geológico de superficie aparezca reflejado en el mapa gravimétrico, como por ejemplo las *pillow*-lavas que afloran en la zona de Cumbres Mayores en la parte meridional del dominio Jerez-Fregenal, de elevadas densidades ($2,73\text{-}2,89 \text{ g/cm}^3$) y que no tienen expresión en el mapa gravimétrico. Este gradiente, que pone en contacto el máximo de Aracena-Aroche situado más al sur, con los valores de $0\text{-}10 \text{ mGal}$ típicos de la parte septentrional de la zona de estudio (el Antiforme Olivenza-Monesterio), se debe a la presencia de una cuña de metabasitas (Metabasita de Acebuches, Castro *et al.*, 1996a) buzando al norte que separa las diferentes cortezas continentales de la Zona Surportuguesa y de la Zona de Ossa-Morena (Sánchez Jiménez *et al.*, 1996).

La alineación de máximos que aparece entre Aroche y Aracena está relacionada con el Dominio del Alto Grado del Dominio Continental de la Banda Metamórfica de Aracena (Castro *et al.*, 1996a), constituido por rocas de alto grado metamórfico y elevada densidad como anfibolitas ($2,81\text{-}3,01 \text{ g/cm}^3$), dolomías ($2,85\text{-}2,87 \text{ g/cm}^3$), rocas calcosilicatadas ($2,62\text{-}3,48 \text{ g/cm}^3$), esquistos ($2,73\text{-}2,78 \text{ g/cm}^3$), granulitas ($2,88\text{-}3,12 \text{ g/cm}^3$), mármoles ($2,70\text{-}2,78 \text{ g/cm}^3$), etc. (tabla 4.3).

El gradiente NE-SO que se extiende desde Valverde de Llerena a Higuera de la Sierra está asociado en su tramo meridional con la falla que afecta por el sur a los dominios de Jerez-Fregenal, Barrancos-Hinojales y dominio de Alto Grado de la Banda Metamórfica de Aracena, es decir, la falla de Zufre-Sta. Olalla (García Monzón *et al.*, 1974).

La forma y magnitud de la anomalía del máximo de Castilblanco de los Arroyos no puede justificarse sólo con la presencia en superficie de rocas que corresponden fundamentalmente al Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (de la Rosa, 1992). Éste consiste en gabros y dioritas de densidad 2,97 a 2,8 g/cm³, y tonalitas y granodioritas de densidad 2,71 a 2,63 g/cm³ (tabla 4.4) que intruyen en un encajante constituido por el Grupo de Filitas y Cuarцитas y por el Complejo Volcano-Sedimentario de la Zona Surportuguesa, de densidades muy variables que van de 2,44 a 2,74 g/cm³. Este máximo debe estar relacionado además con la presencia de un cuerpo más denso emplazado en niveles superiores o medios de la corteza (Sánchez Jiménez *et al.*, 1998). El gradiente de dirección NO-SE que limita por el noreste el máximo de Castilblanco de los Arroyos da paso a los materiales fundamentalmente cámbricos del Sinforme Zafra-Alanís.

Hacia el oeste de este máximo se encuentra un mínimo situado entre las localidades de Higuera de la Sierra y Castillo de las Guardas, con valores de -12 mGal, extendiéndose y atenuándose hacia el O-NO, y que puede explicarse en parte por la presencia en superficie de rocas menos densas, como granitos (2,62-2,65 g/cm³), granodioritas (2,63-2,72 g/cm³) y granitoides subvolcánicos (2,59-2,66 g/cm³) del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (de la Rosa, 1992) que intruyen en el mismo encajante citado anteriormente.

El gradiente de dirección prácticamente E-O que aparece al sur de este mínimo y que gira en dirección N-S en las proximidades de Nerva, marca el comienzo de los afloramientos de los materiales propios de la Zona Surportuguesa, es decir, el Grupo de Filitas y Cuarцитas, el Complejo Volcano-Sedimentario y el Grupo Culm y los pone en contacto con las intrusiones graníticas del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla.

En la parte suroccidental del mapa, los valores de anomalía de Bouguer aumentan hasta alcanzar los 50-55 mGal. Los materiales que afloran en la Zona Surportuguesa se caracterizan por densidades más bajas que los materiales que afloran al norte asociados a un mínimo gravimétrico, como pizarras (2,51-2,67-2,7 g/cm³) y cuarcitas (2,65 g/cm³) del Pulo do Lobo, pizarras (2,54 g/cm³) y areniscas (2,47 g/cm³) del Grupo de Filitas y Cuarцитas, grauvacas y pizarras del Grupo Culm (2,6 g/cm³) o tobas volcánicas del Complejo Volcano-Sedimentario (2,44-2,74 g/cm³). Esta aparente incongruencia podría confirmar la existencia de una corteza inferior distinta en la Zona Surportuguesa (Sánchez Jiménez *et al.*, 1996; de la Rosa *et al.*, 2002) que justifique el máximo gravimétrico existente en la zona, o bien podría corresponder a un adelgazamiento de la corteza continental del Macizo Ibérico hacia el Golfo de Cádiz (González, 1996), o ambas.

El mínimo absoluto que aparece en la parte suroriental de mapa y el gradiente asociado a él de dirección SO-NE, están relacionados con la Cuenca del Guadalquivir, rellena de materiales sedimentarios de edad Terciaria, de baja densidad, $\sim 2,2 \text{ g/cm}^3$ (com. personal M. Tsige); en modelizaciones gravimétricas en la zona oriental de la cuenca, Galindo Zaldívar *et al.* (1995) le asignan una densidad de $2,25 \text{ g/cm}^3$. Esto, unido a la flexión de la corteza continental debida al edificio orogénico Bético (González *et al.*, 1992, 1993; van der Beek y Cloetingh, 1992) y a un cambio en las características de la corteza en esta zona (Vegas *et al.*, 1995) pueden dar lugar a semejante gradiente. La suma de todos estos factores puede ser la responsable de la posición ligeramente oblicua de este gradiente gravimétrico con respecto al contacto superficial de los materiales terciarios de la cuenca con el Macizo Ibérico, como se puede observar en el Mapa de Anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996).

5. MAPA DE ANOMALÍAS AEROMAGNÉTICAS

5.1. INTRODUCCIÓN

En el Mapa Aeromagnético de España Peninsular, elaborado por el Instituto Geográfico Nacional y publicado en 1989, destacan por su intensidad las anomalías magnéticas del suroeste peninsular. Este Mapa va a ser utilizado en esta Tesis para la obtención de perfiles de anomalías magnéticas, perfiles que serán modelizados para investigar la estructura de la corteza.

La descripción de las características de las campañas de toma de datos y tratamiento de los mismos puede encontrarse en Ardizzone *et al.* (1989). El Mapa Aeromagnético de España Peninsular presenta unos valores de anomalías por encima de 1200 nT, valor que se sumó al mapa de intensidad del campo residual (Ardizzone *et al.*, 1989). Las curvas isoanómalas de este mapa han sido digitalizadas e interpoladas mediante *kriging* a una malla de 5000 m. Posteriormente y para suavizar las curvas se hizo un *spline* insertando más nodos en la malla de forma que el mapa final tiene un punto cada 1000 m. El mapa resultante (figura 5.1) reproduce el Mapa Aeromagnético en el que se ha restado a los datos ese valor de 1200 nT, para obtener el valor 0 de anomalía como referencia.

En el mapa de anomalías (fig. 5.1) se aprecian claramente las distintas “signaturas” magnéticas de las zonas Ossa-Morena y Surportuguesa. En el extremo NE del área aflora también la zona Centro-Ibérica, que se caracteriza por anomalías de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con isoanómalas suaves y abiertas y con valores del campo que aumentan suavemente hacia el NE, como puede comprobarse en el Mapa Aeromagnético de España Peninsular (Ardizzone *et al.*, 1989). La Zona de Ossa-Morena se caracteriza por anomalías de pequeña longitud de onda y gran amplitud, con una dirección predominante NO-SE coincidente con la de las estructuras variscas y que, por su intensidad, reflejan la presencia de un basamento fuertemente magnético situado a poca profundidad. La zona Surportuguesa, en cambio, se caracteriza por anomalías de gran longitud de onda y pequeña amplitud que indica una profundización de las fuentes magnéticas causantes de las anomalías. No se debe olvidar que los datos se adquirieron mediante un vuelo a una altitud media de 3000 m sobre el nivel de mar, o lo que es lo mismo a unos 2500 m sobre la superficie topográfica.

Según Socías *et al.* (1991), se puede interpretar la Zona de Ossa-Morena de forma muy general, como un bloque variablemente magnetizado que sobresale, o como una capa ancha que yace sobre el verdadero basamento magnético. García Lobón y Granda (1993), al interpretar los datos procedentes de distintas campañas de geofísica aeroportada en esta zona del Macizo Ibérico, llegan a la conclusión de que la Zona de Ossa-Morena presenta un relieve magnético elevado con importantes ejes magnéticos paralelos y uniformes sobre grandes distancias, siendo más irregulares las estructuras magnéticas sobre el anticlinorio Olivenza-Monesterio.

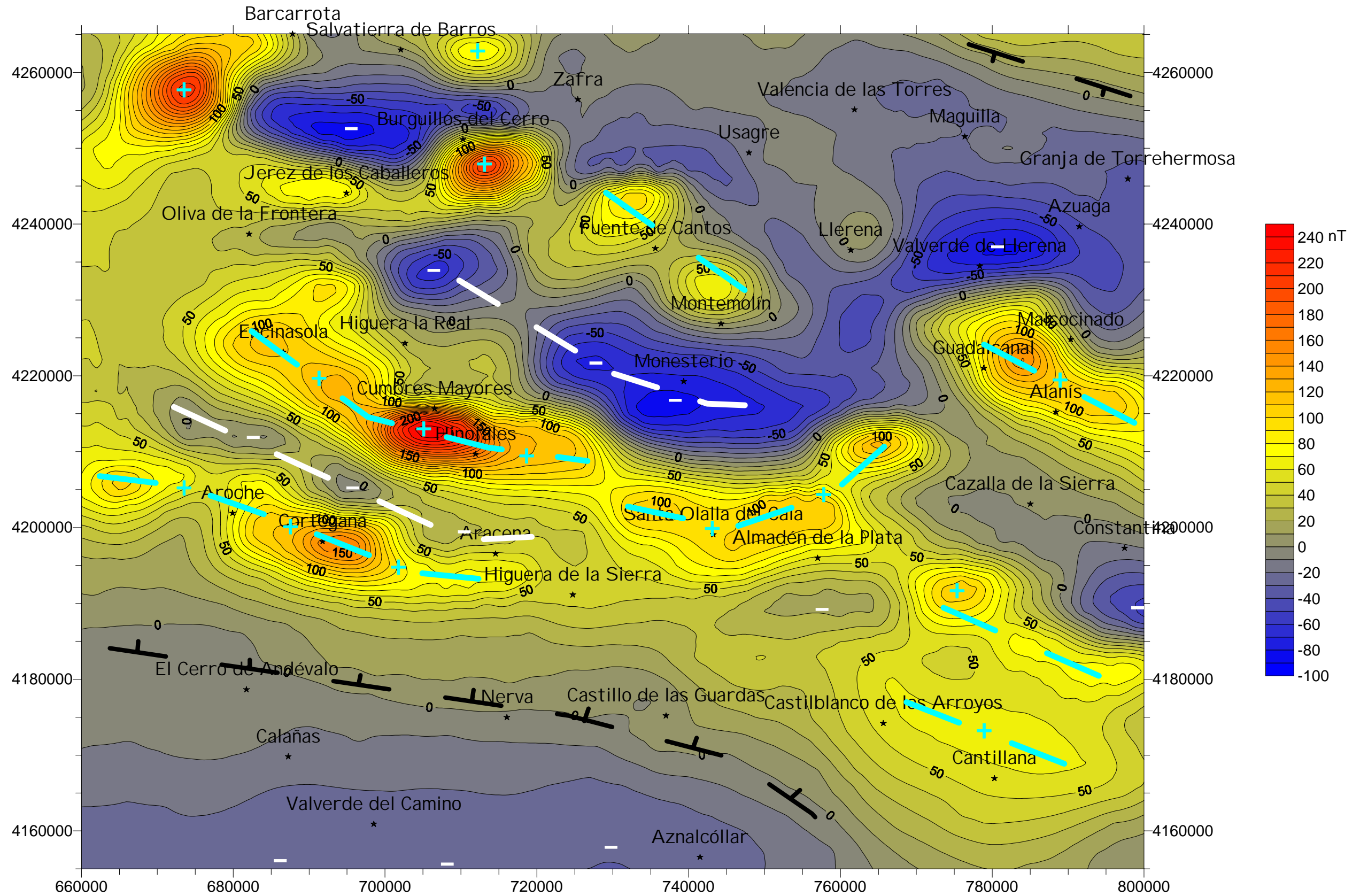


Figura 5. 1. Mapa de Anomalías Aeromagnéticas. Intervalo de isoanómalas de 10 nT. Coordenadas UTM en metros, huso 29. En negro, gradientes magnéticos; en azul, alineaciones de máximos magnéticos y en blanco, alineaciones de mínimos magnéticos.

Es importante también destacar la aparente extensión de estas dos zonas, Ossa-Morena y Surportuguesa, hacia el ESE más allá del límite del afloramiento del Macizo Ibérico, bajo la cobertera sedimentaria de la cuenca del Guadalquivir.

5.2. ESTUDIO DE SUSCEPTIBILIDADES MAGNÉTICAS Y REMANENCIA DE LAS ROCAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

Las rocas de la corteza terrestre pueden adquirir, durante su formación, magnetizaciones remanentes bajo la acción del campo magnético terrestre. Estas magnetizaciones primarias son muy estables a través del tiempo. Por otro lado, estas rocas pueden adquirir magnetizaciones remanentes secundarias durante la historia geológica posterior a su formación. De esta forma, la **magnetización remanente natural (NRM)** de una roca “in situ” es, por lo general, la suma de su remanencia primaria y una o más magnetizaciones secundarias que la enmascaran en mayor o menor grado. A todo esto hay que añadir la magnetización inducida que adquieren las rocas bajo la acción del campo magnético terrestre. La magnetización remanente depende de las propiedades metalúrgicas y térmicas, de la historia mecánica y magnética del material y es independiente del campo en el que se mida. El 1 % del campo magnético terrestre corresponde al magnetismo remanente de las rocas de la corteza terrestre.

La **susceptibilidad magnética (k)** es una constante de proporcionalidad entre la magnetización inducida (I) en una muestra y el campo magnético (H) aplicado:

$$I = k \cdot H$$

La susceptibilidad magnética de las rocas, **k**, depende de las susceptibilidades de sus minerales constituyentes y está influenciada por factores tales como la forma y la anisotropía cristalina, el porcentaje de los mismos por unidad de volumen y la interacción magnética entre minerales adyacentes. En la mayor parte de las sustancias el valor de k es pequeño, del orden de 10^{-6} . La susceptibilidad magnética de las rocas presenta cierta anisotropía debido a la orientación preferencial de los minerales magnéticos que se encuentran en ella, pero tal anisotropía no influye prácticamente en nada en la medida de la susceptibilidad.

El objetivo principal del presente estudio es la determinación de la estructura de la corteza mediante la modelización gravimétrica y magnética. En el caso de los modelos magnéticos, las características que necesitamos conocer de las diferentes formaciones litológicas es la susceptibilidad y la remanencia. Por ello, en las distintas campañas de recogida de muestras para medir las densidades, se tomaron también muestras para analizar estas características magnéticas. Debido al hecho de que no era el objetivo de esta Tesis realizar un estudio paleomagnético ni de anisotropía de la susceptibilidad, las muestras no se tomaron orientadas en el campo, pues sólo nos interesaba conocer el módulo o valor de intensidad de la remanencia y de la susceptibilidad, principales propiedades físicas

responsables de las anomalías magnéticas observadas en el mapa de la figura 5.1. Así pues, los valores obtenidos de remanencia no nos dan indicación de la orientación del campo magnético en cada muestra, sino de su intensidad.

Ambas mediciones se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geofísica y Meteorología de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid. Todas las muestras se cortaron con una máquina perforadora cuyo elemento cortante es una broca cilíndrica y hueca construida con un mineral no magnético y cuyo borde está constituido por polvo de diamante incrustado en bronce para evitar posibles contaminaciones magnéticas de las muestras, y refrigerado continuamente con agua. Se obtienen así muestras cilíndricas de $\approx 2,5$ cm de diámetro y de longitud variable (hasta 14 cm). Estos testigos se cortan perpendicularmente al eje del cilindro, obteniéndose dos o tres muestras de cada uno de ellos, con una máquina rebanadora común cuyo elemento cortante está constituido por un disco de material no magnético. El tamaño final de las muestras es de 2,0-2,5 cm de longitud y 2,4-2,5 cm de diámetro.

5.2.1. MEDIDA DE LA MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL

Para medir la NRM de las rocas se utilizó un magnetómetro rotativo de flujo saturado “fluxgate”, MINISPIN de la compañía Molspin Ltd., que permite medir la intensidad del campo magnético terrestre (componentes D, H y Z). El principio de funcionamiento de un magnetómetro rotativo consiste en hacer girar una muestra en las proximidades de una bobina. La variación del flujo magnético que atraviesa la bobina por el giro de la muestra origina una fuerza electromotriz alterna en el circuito de las espiras, que es proporcional a la velocidad de giro y al valor del momento magnético del espécimen. El MINSIPIN es un magnetómetro rotativo de baja velocidad de giro con un sensor “fluxgate” de forma de anillo. La muestra gira a 6 Hz alrededor de un eje vertical en el interior del sensor y el conjunto está rodeado por un apantallamiento magnético de mumetal de tres capas. El campo magnético originado por el espécimen en el interior del sensor “fluxgate” origina una señal continua, que es proporcional a la componente del momento magnético paralela al eje principal del “fluxgate”. La amplitud y fase de esa señal son proporcionales a la magnitud y dirección de la componente horizontal de magnetización de la muestra. Este magnetómetro tiene acoplado un ordenador Epson Hx20 que controla su funcionamiento.

5.2.2. MEDIDA DE LAS SUSCEPTIBILIDADES

La medida de las susceptibilidades se llevó a cabo con un el equipo MINISEP de la compañía Molspin Ltd. que realiza medidas a lo largo del eje cilíndrico de la muestra. Para realizar las medidas de la susceptibilidad magnética el instrumento emplea un mecanismo de balance. El principio de funcionamiento se basa en el cambio en la inductancia mutua entre dos arrollamientos cuando se sitúa una muestra de roca en el interior de uno de ellos. Consiste en un largo solenoide que se excita a una frecuencia de 10 Kcs con dos pequeños arrollamientos bobinados en direcciones opuestas. Un control de cero de la balanza resistiva

e inductiva permite equilibrar con buena precisión la señal de salida de los dos arrollamientos secundarios. El sistema tiene un dispositivo por el que se introduce la muestra en uno de los arrollamientos secundarios desequilibrando así el sistema. El grado de desequilibrio es proporcional a la magnitud de la susceptibilidad a lo largo del eje del cilindro.

5.2.3. DATOS DE SUSCEPTIBILIDAD Y MAGNETIZACIÓN REMANENTE (NRM)

En las tablas 5.1, 5.2 y 5.3 se muestran los datos de la susceptibilidad y NRM de las 75 muestras recogidas en la Zona Centro-Ibérica, Zona de Ossa-Morena, Banda Metamórfica de Aracena y Zona Surportuguesa (información complementaria en el Anexo). En la figura 5.2 puede observarse la situación de las muestras sobre el mapa geológico.

Tabla 5. 1. Datos de la susceptibilidad y NRM de las muestras recogidas en la Zona Centro-Ibérica y Zona de Ossa-Morena. O-V: Dominio Obejo-Valsequillo; V-T-CM: Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano; Z-A: Sinclinorio Zafra-Alanís; O-M: Anticlinorio Olivenza-Monesterio; J-F: Sinclinorio Jerez de los Caballeros-Fregenal; B-H: Sinclinorio Barrancos-Hinojales.

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	SUSCEPT. *10 ⁻⁶ cgs	NRM emu/cm ³ *10 ⁻⁶	LITOLOGÍA
1	856	798810,1	4252837	2	0,2	4,21	Cuarcitas (Obejo-Valsequillo) (ZCI)
2	856	799793,1	4262776	2	0,52	0,48	Cuarcitas (O-V) (ZCI)
3	856	799829,4	4261428	6	24,79	1,79	Pizarra (O-V) (ZCI)
4	878	794885,1	4244213	6	5,46	1,19	Gneis de las Minillas (V-T-CM)
5	878	792587,9	4243311	5	15,31	2	Gneis (V-T-CM)
6	878	792587,9	4243311	4	45,6	0,32	Anfibolitas (V-T-CM)
7	878	790771,1	4237328	3	16,49	0,33	Filitas (S. Albarrana)
8	854	728800	4258300	4	2,07	0,23	Caliza cámbrica (Z-A)
9	920	780618,9	4203693	4	2,57	1,31	Caliza cámbrica (Z-A)
10	919	772912,6	4207405	2	21,39	1,88	Caliza cámbrica (Z-A)
11	899	777785,3	4220398	6	7,24	17,61	Calizas (Z-A)
12	920	783421,8	4202972	4	79,09	1,67	Diorita (Z-A)
13	920	785068,8	4203078	3	96,16	33,61	Diorita (Z-A)
14	899	787565,5	4221834	3	8,47	0,31	Granitoide (Z-A)
15	899	785836,7	4220669	2	48,08	1,05	Metatobas (Z-A)
16	920	784340,9	4208143	1	732,44	128,16	Pizarras (Z-A)
17	899	778561,3	4220799	6	22,5	0,74	Pizarras (Z-A)
18	899	789883,8	4223187	3	108,88	21,5	Pizarras (Z-A)
19	899	786107,4	4219584	2	4,1	0,68	Pizarras (Z-A)
20	920	784798,2	4210378	4	32,28	0,72	Pizarras verdes (Z-A)
21	899	785222	4219326	3	2,43	0,5	Riolita (Z-A)
22	899	786347	4221303	5	28,07	5,03	Vulcanita (Z-A)
23	875	715600	4229800	2	19,47	0,18	Grauvaca (O-M)
24	853	709300	4253100	4	19,34	0,12	Pizarras (Precámbrico; O-M)
25	896	714400	4226700	2	13,22	0,24	Pizarras (Precámbrico; O-M)
26	853	701200	4246000	3	31,26	6,11	Plutón de Brovales (OM)
27	853	714850	4252350	4	4773,03	203,09	Plutón de Burguillos (OM)
28	875	696300	4238400	1	9,66	2,74	Plutón de La Bazana (OM)
29	875	707150	4233850	1	17,98	6,21	Plutón de Los Remedios (OM)
30	853	699500	4260150	3	3,86	0,1	Plutón de Salvatierra (OM)

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	SUSCEPT. *10 ⁻⁶ cgs	NRM emu/cm ³ *10 ⁻⁶	LITOLOGÍA
31	876	717900	4232200	3	53,34	40,91	Plutón de Valencia del Ventoso (OM)
32	854	716700	4251800	4	19912,28	1425,13	R. básica (vulcanita Burguillos) (OM)
34	896	700300	4213700	3	12,67	4,5	Grauvaca (J-F)
36	896	699800	4213100	4	23,25	10,22	Pillow-lavas (J-F)
38	896	700300	4213700	3	19,32	7,71	Pizarras (J-F)
40	896	697500	4208900	3	16,18	0,12	Grauvaca (B-H)
42	896	697500	4208900	2	19,87	0,08	Filita (B-H)

Tabla 5. 1 cont. Datos de la susceptibilidad y NRM de las muestras recogidas en la Zona Centro-Ibérica y Zona de Ossa-Morena.

Tabla 5. 2. Datos de la susceptibilidad y NRM de las muestras recogidas en la Banda Metamórfica de Aracena.

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	SUSCEPT. *10 ⁻⁶ cgs	NRM emu/cm ³ *10 ⁻⁶	LITOLOGÍA
43	917	697500	4193500	4	57,87	2,75	Metabasita Acebuches
48	917	695850	4194750	4	30,15	64,78	Anfibolita Rellano
52	917	699100	4196700	4	3174,87	57,21	Cuarcitas La Corte
54	917	713200	4197450	3	4,63	0,19	Dolomías Aracena
57	917	697900	4205300	3	35,46	0,48	Esquistos - S. El Cubito
58	917	698750	4195550	3	461,48	74,64	Gneis Agua Fría
60	917	696650	4194400	2	20,57	2,12	Gneis charnokítico
61	917	695450	4194550	3	38,8	0,26	Gneis charnokítico
63	917	698950	4194500	1	27,22	1,71	Gneis Fuente de Oro
64	917	697800	4194200	2	30,73	34,02	Nebulitas F. Oro
69	917	695600	4194650	2	54,82	201,31	Granulitas máficas
72	917	695700	4194750	2	105,56	11,04	Mármoles
73	917	699200	4195900	3	42,85	1,33	Metabasita S. Jabugo
74	917	698700	4196550	2	1535,93	252,91	Toba volcánica ácida - S. Jabugo
76	917	699400	4198700	1	983,47	261,94	Toba ácida - S. Jabugo
79	917	700000	4197450	3	553,07	151,11	Toba volcánica básica - S. Jabugo
80	917	698700	4196550	2	27,97	0,94	Toba volcánica básica - S. Jabugo
81	916	681600	4202800	4	28,92	0,81	Diorita Aroche
83	916	671500	4204300	4	79,31	37,72	Granito de Aroche

Tabla 5. 3. Datos de la susceptibilidad y NRM de las muestras recogidas en la Zona Surportuguesa. PQ: Grupo de Filitas y Cuarcitas; CVS: Complejo Volcano-Sedimentario; BSNS: Batolito de la Sierra Norte de Sevilla.

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	SUSCEPT. *10 ⁻⁶ cgs	NRM emu/cm ³ *10 ⁻⁶	LITOLOGÍA
86	917	699500	4192500	1	18,83	0,1	Pizarras (Pulo do Lobo)
87	917	694500	4193950	4	1,4	0,12	Cuarcitas (Pulo do Lobo)
88	940	764924	4177378	3	8,47	0,18	Pizarras (PQ)
90	938	702800	4178300	2	11,52	0,83	Toba ácida - CVS
91	938	700300	4188100	4	5,89	0,12	CVS
92	960	694900	4155600	2	10,1	0,05	Grauvaca - Culm
93	960	694900	4155600	2	16,67	0,17	Pizarras - Culm
94	917	689700	4191850	3	21,22	1,45	Granodiorita Gil Márquez
95	940	775099,4	4178883	2	2269,41	363,92	Diabasa (BSNS)
96	940	760000	4183200	4	2576,47	216,7	Diabasa (BSNS)
97	939	732100	4181100	5	49,33	5,44	Diabasa (BSNS)
99	940	765476,3	4173455	3	663,11	215,75	Gabro (BSNS)

Muestra	HOJA	X UTM Huso 29	Y UTM Huso 29	Nº medidas	SUSCEPT. *10 ⁻⁶ cgs	NRM emu/cm ³ *10 ⁻⁶	LITOLÓGIA
100	939	737800	4176400	5	51,65	0,29	Gabro (BSNS)
101	939	737500	4176000	4	57,3	1,97	Gabro (BSNS)
105	940	762800	4177075	2	6,28	0,27	Granito de Navahonda (BSNS)
102	940	760000	4183200	2	3,86	0,09	Granodiorita (BSNS)
103	939	736900	4175600	3	22,6	1,7	Granófono (BSNS)
106	939	733500	4178800	4	18,15	0,08	Tonalitas (BSNS)
107	940	775292,5	4178995	5	27,81	9,41	Areniscas (C. Viar)

Tabla 5. 3 cont. Datos de la susceptibilidad y NRM de las muestras recogidas en la Zona Surportuguesa.

En la Zona de Ossa-Morena las rocas presentan en general unos valores muy bajos de susceptibilidad y remanencia, exceptuando dos muestras de pizarras del Sinclinatorio Zafra-Alanís, y el plutón de Burguillos del Cerro.

Entre las susceptibilidades medidas en la Banda Metamórfica de Aracena (BMA), cabe destacar los altos valores de la serie de Jabugo, dentro del dominio del Bajo Grado del Dominio Continental, así como los valores de NRM de estas mismas muestras. Las cuarcitas de La Corte y algunos mármoles de la BMA, también presentan valores muy altos de susceptibilidad y remanencia. El llamado Gneis de Agua Fría tiene también unos valores anormalmente altos. Destacan en la Banda Metamórfica de Aracena los bajos valores que presentan en general las rocas básicas.

Las rocas de la Zona Surportuguesa muestran también valores bastante bajos, con la excepción de las rocas básicas del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, concretamente dos muestras de diabasas y un gabro de la zona de Castilblanco de los Arroyos.

Hay que tener en cuenta los antecedentes respecto a los datos de susceptibilidades de muestras medidas por el Instituto Tecnológico y Geominero (ITGE) en la Faja Pirítica y los datos publicados en sus informes técnicos, como por ejemplo el 40445 (1995). En estos informes se pone de manifiesto la anomalía de los valores encontrados en este parámetro, tanto porque cualquier tipo de litología tiene representantes en toda la gama de valores, como porque mientras que un 51 % de las muestras son de rocas volcánicas y plutónicas recogidas y analizadas para este informe, sólo un 4 % tiene valores apreciables de susceptibilidad, llegando a la conclusión de que hay que analizar muy detalladamente los factores que intervienen en este parámetro para poder identificar la verdadera naturaleza de los horizontes magnéticos.

Se ha comprobado que la susceptibilidad puede cambiar apreciablemente en distancias de pocos decímetros, sobre afloramientos de roca con apariencia homogénea; es decir, es un parámetro con distribución muy heterogénea dentro de una misma roca, hasta tal punto, que el contraste de susceptibilidad entre unidades en contacto (contraste responsable del cambio de valor o nivel del campo magnético anómalo) es, en muchas ocasiones, un factor secundario frente al cambio de facies de las anomalías magnéticas provocado por la diferente distribución de la susceptibilidad dentro de una misma unidad geológica.

Castro-Leyva *et al.* (1995) citan altos valores de susceptibilidad ($114,67 \times 10^{-6}$ cgs) en rocas ultramáficas debido a una concentración importante de magnetita secundaria como producto de la serpentinización de los olivinos ricos en hierro, en la región de la península de Vizcaíno en Baja California Sur. Estos valores contrastan con el promedio de susceptibilidad de los gabros ($4,06 \times 10^{-6}$ cgs) y rocas volcánicas ($2,31 \times 10^{-6}$ cgs) que afloran en esa zona.

Cualquier fuente bibliográfica consultada pone de manifiesto la gran variabilidad de los valores de susceptibilidad de forma que casi es posible encontrar, para cualquier tipo de rocas, valores entre cero y varios miles de unidades (cgs).

5.3. DESCRIPCIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS AEROMAGNÉTICAS. ANÁLISIS CUALITATIVO

El mapa de anomalías aeromagnéticas (fig. 5.1) presenta una gran similitud con el mapa de anomalías de Bouguer, caracterizándose por la presencia de alineaciones de máximos y mínimos de pequeña longitud de onda en dirección NO-SE, correspondiendo algunos de ellos a dipolos causados por estructuras relativamente superficiales.

Las características de las anomalías permiten diferenciar aquellas que corresponden a dipolos debidos a estructuras relativamente superficiales, y máximos y mínimos aislados, en muchos casos alineados, que pueden estar asociados a variaciones en la topografía del basamento magnético o a cuerpos con un contraste de magnetización mayor o menor que el entorno en que se encuentra.

Dada la similitud entre la distribución de las anomalías magnéticas y las anomalías gravimétricas en amplias zonas, en la descripción de las anomalías magnéticas se van a conservar los criterios geográficos utilizados en el análisis cualitativo del Mapa de Anomalías de Bouguer (capítulo 4).

El extremo nororiental del mapa se caracteriza por un suave ascenso de los valores de anomalía del campo magnético residual hasta alcanzar valores típicos del resto del Macizo Ibérico, marcando así el contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Centroibérica (Aller, 1996).

La zona noreste del mapa presenta valores de anomalía negativos limitados por una alineación de máximos de dirección NO-SE. Los máximos se extienden desde Burguillos del Cerro, donde la anomalía tiene un carácter dipolar, alcanzando unos valores máximo y mínimo de 200 y -50 nT respectivamente, hasta Montemolín. Este dipolo está relacionado con el plutón de Burguillos del Cerro, con los valores de susceptibilidad más altos medidos en toda la zona de estudio: $4773,03 \times 10^{-6}$ unidades cgs en el plutón y $19912,28 \times 10^{-6}$ en unas vulcanitas básicas que afloran en el interior del mismo. Estas rocas presentan también unos valores elevados de magnetización remanente (tabla 5.1).

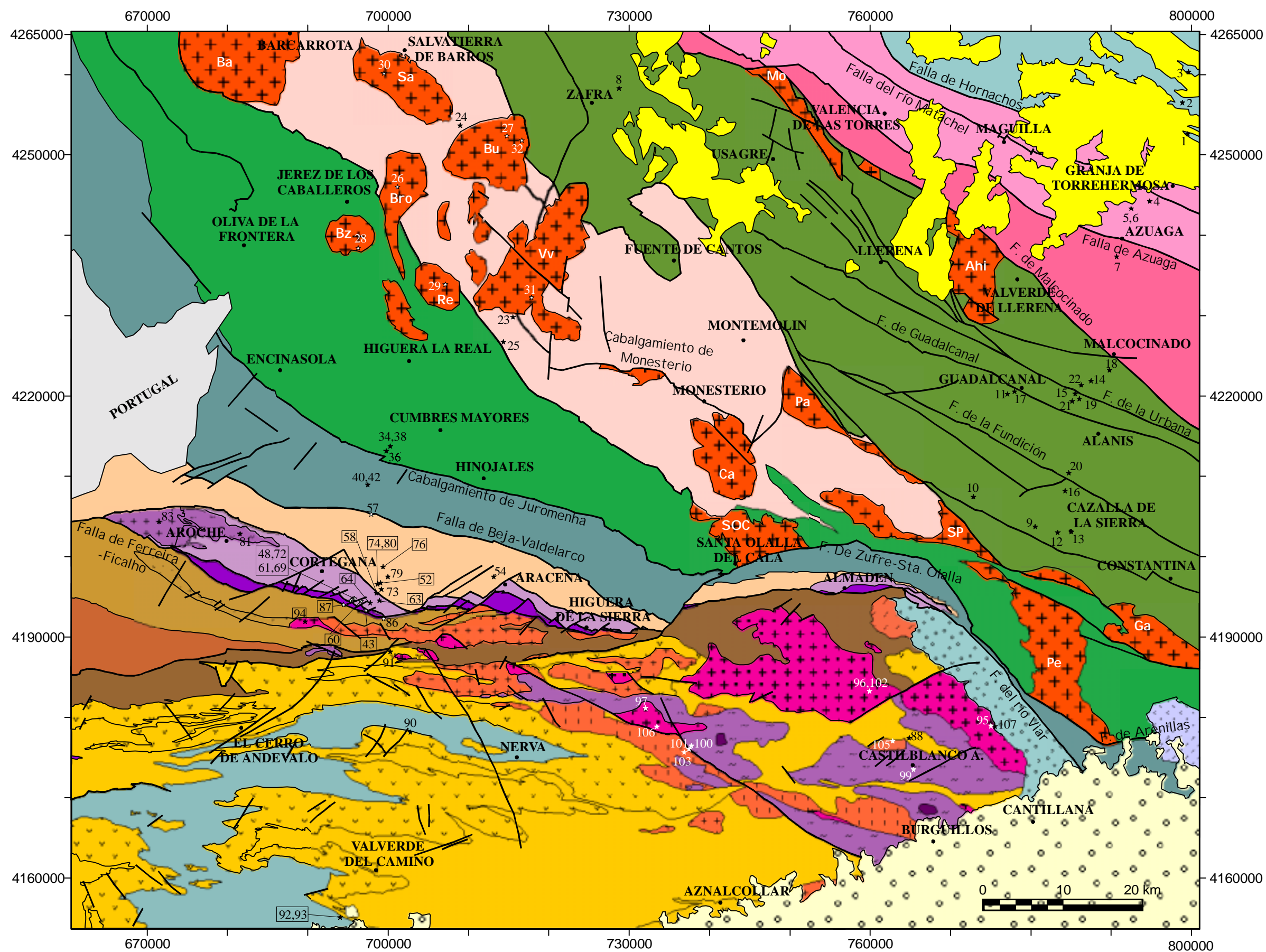


Figura 5. 2. Situación de las muestras recogidas en las que se ha medido la susceptibilidad magnética. Leyenda como en la figura 2.4. Macizos plutónicos: Ba: Barcarrota; Sa: Salvatierra; Bu: Burguillos; Bro: Brovales; Bz: La Bazana; Re: Los Remedios; Vv: Valencia del Ventoso; Pa: Pallares; Ca: El Castillo; SOC: Santa Olalla del Cala; SP: Sierra Padrona; Pe: El Pedroso; Ga: El Garrotal; Mo: El Mosquil; Ahi: Ahillones; Na: Navahonda.

Los máximos situados entre Fuente de Cantos y Montemolín se localizan sobre el flanco norte del anticlinorio Olivenza-Monesterio y el contacto de éste con el sinclinorio de Zafra-Alanís. Son materiales precámbricos y cámbricos, fundamentalmente grauvacas, pizarras y calizas, con bajas magnetización y susceptibilidad. García Lobón *et al.* (en prensa) han medido valores altos de susceptibilidad en unos afloramientos de serpentinitas (serpentinitas de Calzadilla) y en unas andesitas de la formación Malcocinado, por lo que los máximos de Fuente de Cantos y Montemolín podrían estar relacionados respectivamente con estos materiales. Estos autores han realizado un estudio exhaustivo de las densidades y susceptibilidades del Antiforme de Monesterio encontrando todo el núcleo precámbrico como paramagnético y sólo han encontrado valores elevados de susceptibilidad en serpentinitas y vulcanitas. El resto de litologías (areniscas, cuarcitas, arcosas, grauvacas, rocas metamórficas e ígneas) presentan valores bajos exceptuando algunos gabros y dioritas. Esto confirma los datos obtenidos en las campañas de muestreo realizadas para esta Tesis.

Paralela a la alineación de máximos anterior existe una alineación de mínimos que se extiende desde Oliva de la Frontera hasta el este de Monesterio, con un valor de anomalía de -80 nT. Desde el punto de vista geológico, estas anomalías están situadas sobre la parte meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Como en el caso de la alineación de máximos descrita anteriormente, los materiales presentes son fundamentalmente grauvacas y pizarras, con valores de susceptibilidad entre $13,22$ y $19,47 \times 10^{-6}$ cgs característicos del núcleo precámbrico del antiforme. Probablemente el contraste de susceptibilidad entre el plutón de Burguillos del Cerro, las serpentinitas de Calzadilla, y las andesitas que aparecen al norte de Montemolín con los materiales paramagnéticos que componen el núcleo precámbrico del Antiforme Olivenza-Monesterio, den lugar a la disposición observada en el mapa de estas alineaciones de mínimos y máximos en la zona.

Hacia el este, entre las localidades de Guadalcanal y Alanís, aparece otro máximo de dirección NO-SE que parece estar producido por vulcanitas básicas aflorantes en la región. En esta zona, sólo dos de las muestras recogidas, unas pizarras del Cámbrico inferior y medio, presentan valores altos de susceptibilidad, de $108,88 \times 10^{-6}$ y $732,44 \times 10^{-6}$ cgs respectivamente.

Continuando la descripción hacia el SO, aparecen dos alineaciones de máximos de dirección NO-SE:

- 1) Alineación Encinasola-Almadén de la Plata. Esta alineación de máximos parece estar asociada al contacto del dominio de Jerez-Fregenal con el dominio de Barrancos-Hinojales (Figura 2.4) situado ligeramente más al sur. En ella destaca la gran intensidad que alcanza la anomalía al sur de Cumbres Mayores. En esta zona se encuentran cartografiadas rocas volcánicas, las “pillow-lavas” de Cumbres Mayores que, sorprendentemente, en las muestras medidas presentan valores muy bajos de susceptibilidad y/o remanencia ($23,25 \times 10^{-6}$ y $10,22 \times 10^{-6}$ cgs respectivamente) para lo esperado en muestras de este tipo. Las rocas

que afloran en esta zona de máximos son grauvacas y pizarras de los dominios mencionados, con valores entre 12,67 y 19,87 x 10⁻⁶ unidades cgs de susceptibilidad, siendo la remanencia prácticamente inexistente.

2) Alineación Aroche-Aracena, que constituye una estructura claramente dipolar donde el mínimo está marcado por la isoanómala de 0 nT. Esta alineación está relacionada con la Banda Metamórfica de Aracena. En ésta, se han medido valores elevados de susceptibilidad en muestras recogidas tanto en la zona del Bajo Grado como en la zona del Alto Grado del Dominio Continental (Castro *et al.*, 1996a): toda la Serie de Jabugo presenta elevados valores de susceptibilidad y remanencia (tabla 5.2) así como, sorprendentemente, las cuarcitas de La Corte, el gneis de Agua Fría y algunos mármoles. Llama la atención el hecho de que ninguna de las muestras de metabasitas, anfibolitas o granulitas máficas analizadas tenga valores altos de susceptibilidad o remanencia, a pesar de tener las muestras medidas cantidades considerables de magnetita.

En la zona suroriental del mapa, en la zona de Castilblanco de los Arroyos y Cantillana, se puede observar un máximo con un valor de 60 nT y dirección NO-SE. Este máximo se sitúa sobre el contacto de los materiales terciarios de la Cuenca del Guadalquivir con la Zona Surportuguesa y el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS, de la Rosa, 1992). En esta zona, sólo las muestras de diques de diabasas analizadas han proporcionado valores elevados de susceptibilidad, hasta 2576,47 x 10⁻⁶ cgs, y los gabros de Castilblanco de los Arroyos, con valores de 663,11 x 10⁻⁶ cgs (tabla 5.3). La forma y posición de este máximo parece confirmar la prolongación de las estructuras bajo la cobertera sedimentaria de la cuenca del Guadalquivir hacia el SE más allá de su contacto actual (Socías *et al.*, 1991) de forma similar a lo que se observa en el mapa de Anomalías de Bouguer (capítulo 4).

La parte meridional del mapa se caracteriza por un suave descenso desde el máximo asociado a la Banda Metamórfica de Aracena hasta alcanzar valores de -30 nT, constituyendo un mínimo magnético de gran longitud de onda asociado a la Zona Surportuguesa, no teniendo ningún efecto en este mapa los afloramientos de sulfuros polimetálicos de la Faja Pirítica. Los materiales que afloran en la Zona Surportuguesa del Grupo de Filitas y Cuarcitas, Complejo Volcano-Sedimentario y Grupo Culm tienen valores muy bajos de susceptibilidad y remanencia, así como la mayoría de las rocas ígneas del BSNS, exceptuando los gabros mencionados anteriormente. Este mínimo debe estar provocado por una profundización de las fuentes magnéticas y/o por un basamento magnético con un contraste de magnetización menor respecto a la Zona de Ossa-Morena.

El análisis de los mapas gravimétrico y magnético pone de manifiesto la marcada similitud existente entre ambos. Esta semejanza viene dada en primer lugar por la sucesión en la alternancia de alineaciones de máximos y mínimos. Por otra parte, en ambos mapas queda claramente marcada la estructuración varisca en dirección NO-SE y su aparente extensión hacia el SE, más allá del límite actual entre los sedimentos de la cuenca y el afloramiento del Macizo Ibérico.

6. SEPARACIÓN DE FUENTES REGIONALES Y RESIDUALES

6.1. INTRODUCCIÓN

El campo potencial observado en cualquier punto de la superficie terrestre representa la suma de las atracciones gravitatorias de todas las fuentes subsuperficiales detectables por el instrumento empleado. En el caso del campo magnético, éste representa la suma de todos los efectos magnéticos de las rocas dependiendo de su composición en minerales magnéticos y de la historia y evolución geológica de cada cuerpo. La suma de todos estos efectos da lugar al campo magnético, o gravimétrico, observado. Por ello, existen infinitas configuraciones de distintas fuentes subsuperficiales que pueden producir idénticos resultados de gravedad o magnetización en superficie.

La forma de una anomalía, gravimétrica o magnética, depende por lo tanto del contraste de densidad o susceptibilidad, y de las dimensiones y profundidad del cuerpo anómalo. La extensión horizontal de una anomalía se conoce como longitud de onda aparente y nos da una indicación de la profundidad del cuerpo que genera la anomalía. Los rasgos estructurales profundos generan variaciones en el campo observado en superficie de gran longitud de onda, de carácter regional, con gradientes horizontales suaves y graduales, mientras que las estructuras más pequeñas y superficiales dan lugar a anomalías de reducida extensión superficial, de carácter local o residual y gradientes horizontales más abruptos. En los mapas presentados en los dos capítulos precedentes se puede observar claramente la superposición de ambos efectos.

Podemos así considerar las anomalías observadas como la suma de las anomalías producidas por las distintas fuentes regionales y residuales, situadas a diferentes profundidades:

$$\text{Anomalía Observada} = \text{Anomalía Regional} + \text{Anomalía Residual}$$

El primer paso en la interpretación de las anomalías consiste en separar estos efectos y poder centrar nuestro estudio en lo que más nos interese, bien sea la estructura profunda o la más superficial. Para ello normalmente se determina la anomalía regional y la anomalía residual se obtiene por diferencia con el campo observado. Hay que tener en cuenta en todo este proceso, que la estrecha interrelación de las estructuras geológicas causantes de las anomalías hace que sea realmente difícil separar sus efectos sin ningún género de dudas. Para evitar en lo posible la pérdida de información que esto supone es conveniente contar con toda la información disponible del área de estudio, tanto de la geología de la zona como la proporcionada por otros métodos geofísicos, que permitan establecer unas limitaciones de partida que garanticen la calidad de los resultados obtenidos y disminuyan la indeterminación intrínseca en todo proceso de tratamiento, modelización e interpretación geofísicos.

Existen diversos métodos que se han empleado tradicionalmente en la separación de anomalías regionales y residuales y que pueden aplicarse tanto a perfiles realizados sobre la estructura de interés como a mapas de distribución de anomalías en dos dimensiones. Éstos métodos varían desde técnicas gráficas de suavizado, ajustes polinómicos o prolongaciones analíticas hacia arriba, hasta el análisis espectral. Éste último tiene la ventaja de proporcionar información acerca de la profundidad a la que se encuentran las diferentes fuentes causantes de las anomalías, que es en realidad lo que queremos conocer.

Con los datos obtenidos del análisis espectral se pueden diseñar filtros optimizados para separar el efecto de las diferentes fuentes y obtener mapas que representen el efecto individualizado de cada una de ellas. Los mapas obtenidos de esta forma se utilizan para modelizar la forma de los cuerpos causantes de las anomalías regionales y residuales.

A continuación se van a exponer brevemente los fundamentos del análisis espectral tomando como referente las anomalías gravimétricas. Esta metodología se aplicará luego, tanto al mapa de Anomalías de Bouguer como al Mapa de Anomalías Aeromagnéticas, para obtener los regionales y residuales gravimétrico y magnético y tener una estimación de la profundidad de las fuentes que los generan.

6.2. ANÁLISIS ESPECTRAL

La longitud de una anomalía en un perfil puede expresarse por el número de intervalos (Δx) entre medidas igualmente espaciadas que abarca. El inverso de este número es lo que se denomina frecuencia de la anomalía (f) expresado en ciclos/intervalo

$$f = 1/n\Delta x \quad c/i$$

La distancia entre medidas debe ser suficiente para que queden definidas las anomalías que buscamos. Es imprescindible un mínimo de tres medidas para definir una anomalía, lo que representa una frecuencia de $1 / 2\Delta x$ siendo Δx el intervalo de muestreo, y por ello no pueden existir frecuencias mayores que esa en los datos. Esta frecuencia se denomina frecuencia de Nyquist.

Una anomalía no es evidentemente una función periódica y hablar de su frecuencia puede resultar extraño. Sin embargo cualquier función puede descomponerse en funciones periódicas por análisis de armónicos. Así, el armónico fundamental tendrá un periodo igual a la longitud de la anomalía (o del perfil o del mapa según que estemos trabajando en una o dos dimensiones) admitiendo el artificio de que ésta se repite sucesivamente en dicho periodo. Los sucesivos armónicos son múltiplos de la longitud de onda fundamental y la suma de todos ellos representa la suma de todas las anomalías producidas por todas las fuentes a diferentes profundidades, cada una caracterizada por una frecuencia dominante.

Cuando se trabaja con campos potenciales la mayor parte de las operaciones realizadas se llevan a cabo más fácilmente en el dominio de las frecuencias que en el dominio del espacio o del tiempo. El paso del dominio del espacio (o del tiempo) al dominio de frecuencias se lleva a cabo mediante el análisis de Fourier, bien unidimensional en el caso de perfiles o bien bidimensional en el caso de mapas.

6.2.1. ANÁLISIS DE FOURIER

La serie de Fourier permite descomponer una señal compleja en una serie de funciones seno y coseno simples cuya suma da como resultado la función total observada.

Una anomalía gravimétrica $\Delta g(x)$ varía en función de la posición x a lo largo de un perfil. En una distribución espacial definida por N datos igualmente espaciados, el número de onda, $k = 2\pi/\lambda$, es el equivalente de la frecuencia en una serie de tiempos. Si se asume que esta variación es periódica, la función $\Delta g(x)$ puede expresarse como la superposición de armónicos discretos. Cada armónico es una función seno o coseno cuyo argumento es un múltiplo entero ($\lambda/1, \lambda/2, \lambda/3$, etc...) del número de onda fundamental que se define como la longitud de onda λ correspondiente a la longitud total de la anomalía (Udías y López Arroyo, 1970 ; Davis, 1986 ; Telford *et al.*, 1976 ; Gasquet y Witomski, 1990):

$$\Delta g(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{N/2} \left(a_n \cos \frac{2n\pi x}{\lambda} + b_n \sin \frac{2n\pi x}{\lambda} \right) \quad (1)$$

siendo n el número de armónico, λ la longitud de onda fundamental, a_0 corresponde al doble del valor medio de la función y los coeficientes a_n y b_n son la amplitud de cada término coseno y seno respectivamente.

Así, al armónico que corresponde a la longitud de onda fundamental se le denomina de primer orden, al correspondiente a una longitud de onda de $\lambda/2$ se le denomina de segundo orden, y así sucesivamente. El máximo número de armónicos que podemos calcular, teniendo en cuenta la frecuencia de Nyquist, será de $N/2$, siendo N el número de datos que definen la función.

La expresión (1) se conoce como serie de Fourier. Mientras que $\Delta g(x)$ es la representación de la función en el dominio del espacio, el otro término de la anterior igualdad es la representación de la función en el dominio de las frecuencias, y se denomina transformada de Fourier discreta (DFT, siglas de *Discrete Fourier Transform*, en inglés).

En dos dimensiones, una anomalía gravimétrica representada en un mapa se puede expresar con una serie de Fourier doble, en la que la variación de Δg es función de su posición a lo largo de x e y (Davis, 1986):

$$\Delta g(x, y) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M (a_{nm} C_n C_m^* + b_{nm} C_n S_m^* + c_{nm} S_n C_m^* + d_{nm} S_n S_m^*)$$

siendo

$$C_n = \cos \frac{2\pi n x}{\lambda_1}; S_n = \sin \frac{2\pi n x}{\lambda_1}$$

$$C_m^* = \cos \frac{2\pi m y}{\lambda_2}; S_m^* = \sin \frac{2\pi m y}{\lambda_2}$$

y donde N es el número de datos en la dirección x, M es el número de datos en la dirección y, λ_1 y λ_2 son las longitudes del mapa en ambas direcciones y n y m son los números de armónico en las dos direcciones.

Los valores de los coeficientes a_{nm} , b_{nm} , c_{nm} y d_{nm} se pueden obtener fácilmente gracias a las propiedades de las funciones trigonométricas seno y coseno.

De esta forma, una función periódica puede expresarse como una suma de armónicos de Fourier múltiplos de la longitud de onda fundamental. Pero las anomalías gravimétricas no tienen un comportamiento periódico y no se alcanzan los requisitos para discretizar su contenido armónico. Por ello, la suma anterior de Fourier de términos individuales se sustituye por una integral de Fourier que consiste en un conjunto continuo de frecuencias, o números de onda, en lugar de un conjunto discreto. La integral de Fourier se puede utilizar para representar funciones no periódicas. En vez de la ecuación (1) en el caso unidimensional, y utilizando números complejos, tendremos

$$\Delta g(x) = \int_{-\infty}^{\infty} G(f) e^{ifx} dx$$

donde

$$G(f) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x) e^{-ifx} dx$$

La función compleja G(f) definida por la ecuación (4) se denomina transformada de Fourier de la función real $\Delta g(x)$. Esto se puede expresar como:

$$\Delta g(x) \Leftrightarrow G(f)$$

donde G(f) sería la transformada de Fourier de $\Delta g(x)$, y a su vez $\Delta g(x)$ es la transformada inversa de G(f).

Es posible, por lo tanto, expresar una función en el dominio del espacio, $\Delta g(x)$, o bien en el dominio de las frecuencias, G(f), de manera que podemos pasar de una a otra indistintamente.

En el caso de dos dimensiones, es decir, para anomalías gravimétricas representadas en un mapa, la transformada de Fourier compleja viene dada por la expresión:

$$g(f_x, f_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x, y) e^{-2\pi i(f_x x + f_y y)} dx dy$$

siendo f_x y f_y el valor de las frecuencias según la dirección x e y respectivamente.

Al igual que en el caso de datos unidimensionales, para conjuntos de datos bidimensionales podemos pasar del dominio de frecuencias al dominio del espacio y viceversa, expresándose esa relación de la forma:

$$g(x, y) \Leftrightarrow g(f_x, f_y)$$

6.2.2. ESPECTRO DE POTENCIA Y PROFUNDIDAD DE LAS FUENTES

Se define el espectro de potencia como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier y se expresa como:

$$P(f) = |g(f)|^2 = \left| \int_{-\infty}^{\infty} g(x) e^{-2\pi i f x / \lambda} dx \right|^2$$

Obviamente P es una función real y positiva de f . Además, como g es siempre real, P es una función par y, por lo tanto, simétrica y basta con estudiar el dominio $f > 0$.

En el caso de una masa puntual m , el efecto gravimétrico $g(x)$ viene dado por la expresión:

$$g(x) = \frac{2Gmz_0}{(x - x_0)^2 + z_0^2}$$

siendo G la constante de gravitación universal, m la masa del cuerpo, z_0 su profundidad por debajo de un nivel de referencia y x_0 el punto situado en dicho plano sobre la vertical del cuerpo.

La transformada de Fourier de la expresión anterior es:

$$g(f) = 2\pi m z_0 e^{-2\pi |f| z_0} e^{-2\pi i f x_0}$$

El espectro de potencia viene dado por:

$$P(f) = 4\pi^2 G^2 m^2 e^{-4\pi |f| z_0}$$

La representación gráfica del espectro de potencia es una curva exponencial que no depende de la posición x_0 en la que se encuentre la masa, aunque sí de la masa misma, pues para un valor de frecuencia 0, tiene valor $4\pi G^2 m^2$. Resulta más conveniente representar el logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia, pues esta gráfica es una recta con la que se trabaja más fácilmente (fig. 6.1).

Así, obtendríamos la expresión:

$$\ln P(f) = \ln 4\pi^2 G^2 m^2 - 4\pi|f|z_0$$

que es la ecuación de una recta cuya pendiente está relacionada con la profundidad de la masa, mientras que la ordenada en el origen depende de la magnitud de la misma. A mayor pendiente de la recta, mayor es el valor de la profundidad z_0 a la que se encuentra situada la masa que produce la anomalía.

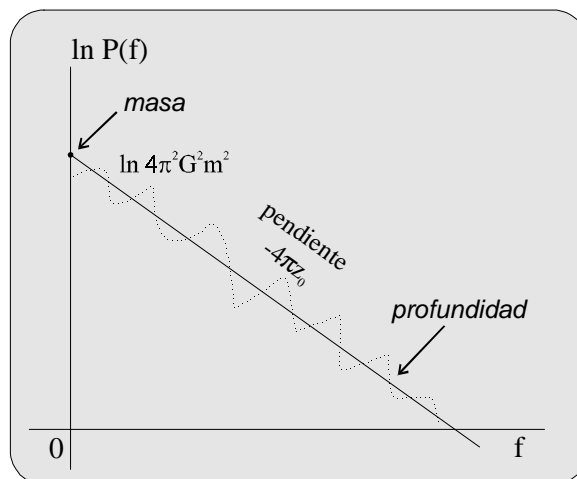


Figura 6. 1. Representación gráfica del logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia.

En el caso que nos interesa, es decir, en el caso de la separación de una fuente regional y una fuente residual, se puede asumir que esta situación es la de dos distribuciones de masas m_0 y m_1 , situadas a diferentes profundidades z_0 y z_1 respectivamente, de forma que $z_1 \gg z_0$ y $m_1 \gg m_0$. En conjunto, ambas masas originan un efecto gravimétrico en una superficie de referencia. Si suponemos que las masas no están relacionadas para poder sumar los espectros de potencia de las transformadas de Fourier de las funciones que definen ese efecto gravimétrico, obtenemos:

$$P(f) = 4\pi^2 G^2 (m_0^2 e^{-4\pi|f|z_0} + m_1^2 e^{-4\pi|f|z_1})$$

Si los valores de frecuencia son pequeños, próximos a 0, predomina el efecto de m_1 ya que $m_1 \gg m_0$. Sin embargo, para valores de f grandes, las dos exponenciales tienden a cero, pero m_1 lo hace más rápidamente que m_0 y, por lo tanto, predomina el efecto de la masa superficial, m_0 .

Si representamos el logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia, en este caso se obtiene una gráfica en la que se pueden diferenciar tres tramos bien definidos (fig. 6.2) que corresponden: (1) a la fuente *regional*, donde domina el efecto de la masa más profunda, (2) a la fuente *residual*, donde domina el efecto de la masa superficial y (3) una cola de *ruido* con pendiente horizontal o muy suave y profundidad próxima a cero. Ajustando estos tramos mediante rectas se pueden estimar las profundidades de las masas regional y residual puesto que, como ya se ha visto, las pendientes de estos tramos están directamente relacionadas con la profundidad media, z_0 y z_1 , en cada caso (Spector y Grant, 1970; Treitel *et al.*, 1971; Chakraborty y Agarwal, 1992).

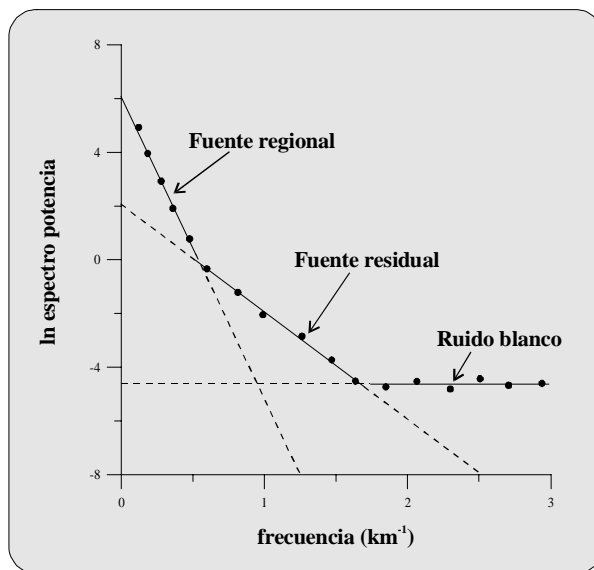


Figura 6. 2. Representación ideal del espectro de potencia frente a la frecuencia, en la que los puntos representan los diferentes armónicos. Se distinguen claramente tres tramos lineales cuyas pendientes están relacionadas con la profundidad de cada fuente.

A partir de esta gráfica se obtiene también información del rango de frecuencias que caracterizan las anomalías que produce cada fuente. Las profundidades se obtienen mediante un ajuste por mínimos cuadrados a los puntos del espectro de potencia que quedan entre cada intervalo de frecuencias, calculando la pendiente de dicho ajuste lineal y transformándolo a profundidad. El error en la estimación de la profundidad media estará definido por el error en el ajuste por mínimos cuadrados al conjunto de datos de cada intervalo.

Es decir, la interpretación del espectro de potencia (o del espectro de amplitudes) nos va a dar información sobre el número de fuentes causantes de la anomalía total observada y de sus profundidades medias, así como sobre el intervalo de frecuencias al que corresponde la anomalía que genera cada fuente. A partir de un espectro como éste, se observa claramente que las fuentes más profundas generan anomalías de menor frecuencia (mayor longitud de onda), y que las fuentes más someras dan lugar a anomalías de frecuencia mayor (menor longitud de onda). El ruido blanco corresponde al ruido de alta frecuencia generado durante la adquisición y tratamiento de los datos geofísicos.

La separación de estos tramos lineales no es a menudo fácil de identificar debido a la superposición de los efectos que generan las distintas anomalías, por ser éstas de longitudes

de onda no muy diferentes. En estos casos, el espectro de potencia se representa como una curva de disminución exponencial progresiva y la identificación de los distintos tramos correspondientes a las fuentes se hace más subjetiva y complicada. Por ello, generalmente, con el análisis espectral no se va a conseguir una perfecta separación de los efectos de fuentes situadas a distinta profundidad, excepto en casos de anomalías con longitudes de onda muy diferentes. En estos casos es necesario, más que nunca, recurrir al sentido común y al conocimiento que se tenga de la zona de estudio

6.2.2.1. Espectro de potencia radial

Si este análisis lo aplicamos a un mapa en vez de a un perfil gravimétrico, es necesario realizar una transformación que permita representar los datos bidimensionales en forma unidimensional y obtener un gráfico similar al de la figura 6.2, pero donde se obtenga una estimación de la profundidad de las fuentes regionales y residuales del mapa estudiado. La representación unidimensional del espectro de potencia bidimensional es lo que se conoce como espectro de potencia radial.

En el espectro de potencia bidimensional, cada armónico está definido por sus números de armónico en las dos direcciones, x e y , y proporciona un valor del cuadrado de la amplitud para cada armónico bidimensional. La longitud del mapa puede ser distinta en las dos direcciones por lo que un mismo número de armónico en cada dirección puede representar diferentes frecuencias y, por lo tanto, longitudes de onda, en cada dirección. Los armónicos presentes en un mapa se representan en una matriz bidimensional de n filas por m columnas, y cada armónico está definido por dos índices: el primero de ellos indica el número de orden según la dirección x , y el segundo, el número de orden según la dirección y . De esta forma, el armónico (2,5) corresponde a una frecuencia de $\lambda_1/2$ según la dirección x , y de $\lambda_2/5$ según la dirección y .

La transformación del espectro de potencia bidimensional a un espectro radial se lleva a cabo promediando los valores mediante círculos concéntricos con un origen común (Mishra y Naidu, 1974; Dimitriadis *et al.*, 1987; Tselentis *et al.*, 1988) y calculando la media de todos los armónicos para cada intervalo definido por los círculos concéntricos. El valor del número de onda unidimensional asignado a cada intervalo es el del valor central. Una buena descripción de este proceso se puede encontrar en Gómez Ortiz (2001).

Así, podemos representar el espectro de potencia de cualquier mapa de un campo potencial del mismo modo que el de un perfil, e interpretarlo de la misma forma, es decir, se identifican una serie de tramos lineales, generalmente tres, cuya pendiente estará directamente relacionada con la profundidad de cada fuente. De esta forma tendremos mucha más información sobre las distintas fuentes que generan las anomalías, puesto que en los mapas sí se tienen en cuenta los efectos laterales de los cuerpos anómalos, y esto no sucede en los perfiles.

6.2.3. FILTRADO DE ANOMALÍAS. SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL.

Todo el proceso descrito hasta el momento tiene como objetivo caracterizar las distintas fuentes que generan las anomalías observadas en un mapa gravimétrico o magnético en términos de frecuencia y longitud de las anomalías, y en el número y la profundidad de las fuentes que las generan. Una vez que se tiene la estimación de la profundidad mediante la representación gráfica del espectro de potencia radial respecto a la frecuencia, el siguiente paso en la interpretación geofísica consiste en separar las distintas fuentes que producen el mapa total observado y conocer cual es la contribución de cada una de ellas al campo total mediante el diseño de filtros específicos. Así se puede eliminar el ruido presente en el mapa y aislar la fuente regional o residual según nos convenga en cada caso.

Los filtros actúan sobre el espectro de potencia en el dominio de frecuencias separando los efectos de las fuentes regional, residual y ruido y, posteriormente, la transformada inversa de Fourier nos permitirá pasar del espectro filtrado en el dominio de frecuencias al dominio del espacio. Existen distintos tipos de filtros aunque sólo se describirá el tipo Wiener (Wiener, 1949; Gupta y Ramani, 1980) utilizado en esta Tesis.

6.2.3.1. Filtro tipo Wiener

Según Gupta y Ramani (1980), la teoría de filtros de Wiener (1949) considera que la señal total observada t , es la suma de una señal s y un ruido r , de forma que se puede diseñar un filtro lineal óptimo para que la salida d se aproxime estadísticamente lo más posible a la señal s . El filtro óptimo tiene una respuesta $H_{\text{opt}}(f)$ que minimiza el error medio cuadrático entre d y s :

$$H_{\text{opt}}(f) = \frac{P_s(f)}{P_s(f) + P_r(f)} = \frac{P_s(f)}{P_t(f)}$$

donde f es la frecuencia, $P_s(f)$ es el espectro de potencia de la señal, $P_r(f)$ es el espectro de potencia del ruido y $P_t(f)$ el espectro de potencia de la señal total.

Para una frecuencia determinada f , llamamos $x(f)$ al valor del espectro de potencia de la señal para esa frecuencia, e $y(f)$ al espectro de potencia del ruido para esa misma frecuencia f . A partir de la expresión anterior de la respuesta del filtro óptimo tenemos que:

$$H_{\text{opt}}(f) = \frac{P_s(f)}{P_t(f)} = 1 - \frac{P_r(f)}{P_t(f)} = 1 - \frac{e^{y(f)}}{e^{[x(f)+y(f)]}} = 1 - e^{-x(f)}$$

Si llamamos $z(f)$ a la distancia logarítmica entre el nivel residual escogido y el espectro de la señal total, el filtro regional óptimo estará definido por:

$$H_{\text{reg}}(f) = 1 - e^{-z(f)}$$

A su vez, el filtro residual se expresará como:

$$H_{\text{res}}(f) = [1 - H_{\text{reg}}(f)] \cdot H_{\text{opt}}(f)$$

Los valores $x(f)$, $y(f)$ y $z(f)$ se pueden obtener directamente del análisis del espectro de potencia. Una vez diseñados los filtros para las fuentes regional y residual, si multiplicamos, en el dominio de las frecuencias, éstos por el espectro de la señal total, obtendremos los espectros de las fuentes regional y residual. A su vez, la transformada inversa de estos espectros nos dará la anomalía de dichas fuentes en el dominio del espacio.

Jacobson (1987) describe un filtro similar al descrito por Wiener a partir del trabajo de Spector y Grant (1970). A partir del espectro de potencia para una distribución de masas en profundidad (ver apartado 6.2.2), si $P(f)$ es el espectro debido a dos masas m_0 y m_1 situadas a profundidades z_0 y z_1 respectivamente, y $P_1(f)$ representa el espectro debido a la masa más profunda m_1 , se puede aproximar:

$$\frac{P_1(f)}{P(f)} \approx \frac{4\pi^2 G^2 (m_1^2 e^{-4\pi|f|z_1})}{4\pi^2 G^2 (m_0^2 e^{-4\pi|f|z_0} + m_1^2 e^{-4\pi|f|z_1})} = \frac{1}{\left(\frac{m_0}{m_1}\right)^2 e^{4\pi|f|(z_1-z_0)} + 1}$$

y, por lo tanto,

$$P_1(f) \approx \frac{P(f)}{\left(\frac{m_0}{m_1}\right)^2 e^{4\pi|f|(z_1-z_0)} + 1}$$

La ecuación anterior define un filtro por el que hay que multiplicar al espectro de potencia de una anomalía dada para obtener como resultado la parte regional, es decir, multiplicar $P(f)$ por la función:

$$\frac{1}{\left(\frac{m_0}{m_1}\right)^2 e^{4\pi|f|(z_1-z_0)} + 1}$$

Para obtener el efecto regional en el dominio del espacio, aplicamos la inversa de la transformada de Fourier, y finalmente la anomalía residual se obtiene por diferencia entre el efecto total y el regional.

6.2.4. INVERSIÓN DE DATOS DE CAMPOS POTENCIALES

El análisis espectral permite investigar y estimar la profundidad de las fuentes que generan las anomalías, pero además permite también calcular la topografía de las fuentes mediante la inversión de los datos desde el dominio de las frecuencias al dominio del espacio.

En el caso de los datos gravimétricos, el proceso de inversión requiere conocer algunos datos de partida como son la profundidad media a la que se encuentra la interfase que genera la anomalía regional o residual observada, conocida por el análisis del espectro de potencia, y el contraste de densidad entre los materiales que separa dicha interfase.

El método que se va a describir es el de Parker (1972), que aparece posteriormente utilizado en otros trabajos como por ejemplo el de Oldenburg (1974), y del que se puede encontrar una buena descripción en Gómez Ortiz (2001). Este método se basa en la inversión de datos geofísicos mediante el uso de la transformada de Fourier inversa unidimensional, pero se puede aplicar de forma inmediata al caso de una transformada de Fourier bidimensional, por lo que es válido para obtener la geometría de la superficie que genera una anomalía geofísica concreta representada por un mapa. Una condición que impone el método es que la totalidad de la masa que produce la anomalía debe quedar por debajo del plano horizontal que representa el plano de observación, lo que se cumple en la mayor parte de los supuestos gravimétricos y aeromagnéticos.

Conocida la atracción gravimétrica producida por una lámina situada a una profundidad media z_0 , cuya geometría viene definida por $h(x)$ y cuya densidad se expresa mediante ρ , podemos expresar la transformada de Fourier de la anomalía de Bouguer como:

$$F(\Delta g) = -kF(U)$$

donde k es el número de onda y $F(U)$ es la transformada de Fourier del potencial gravitatorio. La expresión anterior se puede desarrollar como una suma de n transformadas de Fourier:

$$F(\Delta g) = -2\pi G\rho e^{(-kz_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)]$$

donde G es la constante de gravitación universal. A partir de esta expresión, vemos que existe una relación directa entre la transformada de Fourier de la anomalía de Bouguer $F(\Delta g)$ y la transformada de Fourier de la geometría de la interfase $F[h(x)]$, pudiendo pasar de una otra indistintamente. La transformada inversa de ésta última dará la función $h(x)$. Normalmente el proceso es iterativo: se calcula la topografía que produciría la anomalía de Bouguer para el primer término de la serie y, con esa topografía, se calcula la anomalía de Bouguer para el siguiente término de la serie, y así sucesivamente hasta llegar a un número

máximo de iteraciones o bien hasta alcanzar un criterio de convergencia, por ejemplo, estableciendo que el error medio cuadrático entre dos aproximaciones sucesivas de $h(x)$ sea menor que un valor escogido arbitrariamente (Oldenburg, 1974). El algoritmo diverge si este error entre dos iteraciones sucesivas comienza a aumentar.

Una vez obtenida una topografía $h(x)$ para la interfase, es conveniente calcular la anomalía producida por ésta para comprobar que se ajusta bien a la anomalía observada utilizada como dato de entrada en el proceso iterativo.

Para que exista solución, no sólo el proceso iterativo para calcular $h(x)$ debe ser convergente, sino también la suma de transformadas de Fourier. En este sentido, según Parker (1972) y Oldenburg (1974), si z_0 es mayor que 0 dicha suma es siempre convergente si se cumplen unas condiciones. Por un lado, la lámina de material cuya topografía se quiere conocer debe desvanecerse a una cierta distancia (es decir, $h(x)=0$ a partir de cierta distancia) y debe estar siempre por debajo del plano horizontal de observación. En principio, esto es válido para casi cualquier supuesto geofísico. Si se cumplen estas condiciones, la serie es uniformemente convergente para todo k siempre que $H/z_0 < 1$, siendo H el máximo valor de la topografía $h(x)$. Es decir, que la amplitud de la topografía a calcular debe ser inferior a su profundidad respecto al plano de observación. En cuanto a la velocidad de convergencia, ésta es máxima cuando H/z_0 es mínimo, lo que sucede cuando z_0 es la mediana de los valores máximos y mínimos de $h(x)$. Esto no ocurre cuando el material cuya topografía se quiere calcular alcanza el plano de observación, ya que entonces H/z_0 es igual a 1, pero sí se cumple en todos los demás casos.

6.3. SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL DE LOS MAPAS GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO DEL SUROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.

La metodología descrita anteriormente se ha aplicado a los mapas de Anomalías de Bouguer y Anomalías Aeromagnéticas descritos en los dos capítulos anteriores, para separar los efectos de las fuentes regional y residual que generan cada uno de ellos y estimar las profundidades medias a las que se encuentran. De esta forma, podremos saber si las fuentes causantes de las anomalías observadas son las mismas en los dos casos o si son causadas por fuentes sin ninguna relación entre ellas.

Según Regan y Hinze (1976), en el caso de campos gravimétricos es necesario un tamaño de mapa que sea, al menos, 6 veces superior a la profundidad de la fuente regional que estamos buscando, para que el error en la determinación de esta profundidad sea menor de un 10%. Recientemente Gómez Ortiz (2001) ha obtenido valores similares en un estudio realizado en el centro de la Península Ibérica.

En nuestro caso, y para poder localizar las fuentes situadas entre los 33-34 km, que es la profundidad establecida para el Moho en esta zona a partir de los datos sísmicos (capítulo

3), necesitamos un tamaño de mapa de al menos 200 x 200 km. Para ello se han incorporado al mapa de Anomalías de Bouguer, datos propios y datos procedentes del Mapa de Anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996) hasta alcanzar una superficie de 380 x 200 km (fig. 6.3).

El mapa de anomalías magnéticas se ha ampliado hasta alcanzar una superficie de 300 x 200 km (fig. 6.7) a partir los datos del Mapa Aeromagnético de España Peninsular (Ardizzone *et al.*, 1989).

Los cálculos del análisis espectral, se han realizado mediante la programación y utilización de los algoritmos de cálculo de los programas comerciales OASIS (las rutinas de transformada de Fourier directa e inversa) y MATLAB R11 (diseño de los filtros), el primero mediante una licencia de la Universidad Rey Juan Carlos, y el segundo mediante una licencia del Centro de Cálculo de la Universidad Complutense de Madrid.

6.3.1. PROFUNDIDADES DE LAS FUENTES GRAVIMÉTRICAS

En la figura 6.3 se muestra el mapa de Anomalías de Bouguer empleado para hacer el análisis espectral. Se ha ampliado con datos propios y otros procedentes del Mapa de Anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996) hasta alcanzar una superficie de 380 x 200 km. Se extiende entre las coordenadas X UTM 520000-900000 e Y UTM 4100000-4300000 correspondientes al huso 29 y tiene un espaciado de 5.000 m, lo que define una malla de 40 filas por 76 columnas.

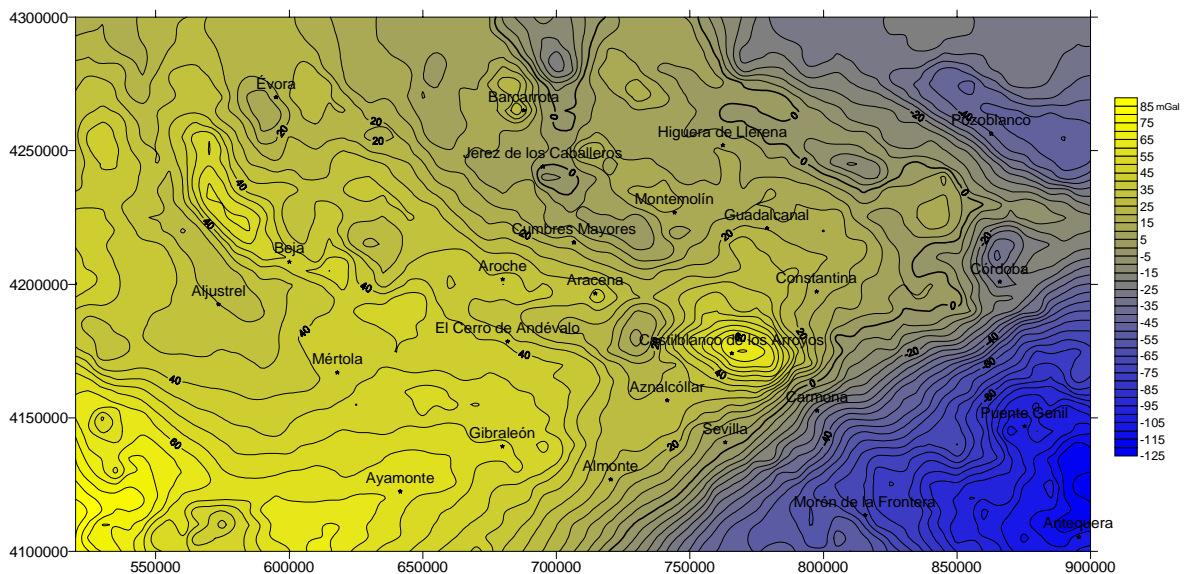


Figura 6. 3. Mapa de anomalías de Bouguer observado utilizado en el análisis espectral. Coordenadas UTM en metros, huso 29. Intervalo entre isolíneas de 5 mGal.

En esta figura se distingue claramente la orientación NO-SE de las alineaciones de mínimos y máximos gravimétricos de la mayor parte del mapa, confirmándose esta orientación en las anomalías que se observan en territorio portugués, en el tercio occidental

del mapa. En la esquina inferior izquierda se alcanzan los máximos valores de anomalía de Bouguer, 88 mGal. En la parte suroriental del mapa se observa más claramente el mínimo que ya se apreciaba en el Mapa de Anomalías presentado en el capítulo 4 (fig. 4.9). En la figura 6.3 se aprecia más claramente la magnitud de este mínimo, alcanzando los -122 mGal. Se puede observar también cómo la isolínea de valor 0 mGal, con una dirección NE-SO en la parte meridional del mapa, gira en las cercanías de Córdoba y toma la orientación de las estructuras variscas en dirección NO-SE al adentrarse en el Macizo Ibérico. Esta isolínea sigue, al menos en la parte sur, los afloramientos paleozoicos del Macizo Ibérico siendo ligeramente oblicua al contacto de éstos con los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir.

Este mapa presenta la dificultad, frente al análisis espectral, de no ser cuadrado, lo que implica que un mismo número de armónicos va a representar longitudes de onda diferentes en las direcciones x e y. El programa OASIS utilizado para el cálculo del espectro de potencia radial del mapa, permite expandir el mapa en los bordes de forma que la malla sea periódica en ellos, es decir, de forma que un punto en el borde izquierdo de la malla encaje con el borde derecho y que un punto en la parte superior de la malla encaje con un punto situado en la parte inferior, tanto en valor como en pendiente. Para ello, añade nodos en la malla hasta hacerla cuadrada, o rectangular, y rellena estos nodos con valores interpolados utilizando datos de zonas válidas de la malla. Así, consideramos todas las longitudes de onda de las anomalías presentes en el mapa contenidas totalmente en él.

Para comprobar la influencia de la forma del mapa en la estimación de profundidades a partir de la gráfica del espectro radial, se ha realizado el análisis espectral en estos dos casos: expandiendo la malla hasta conseguir un mapa cuadrado y expandiendo la malla un 10 % en todas las direcciones manteniendo un mapa rectangular.

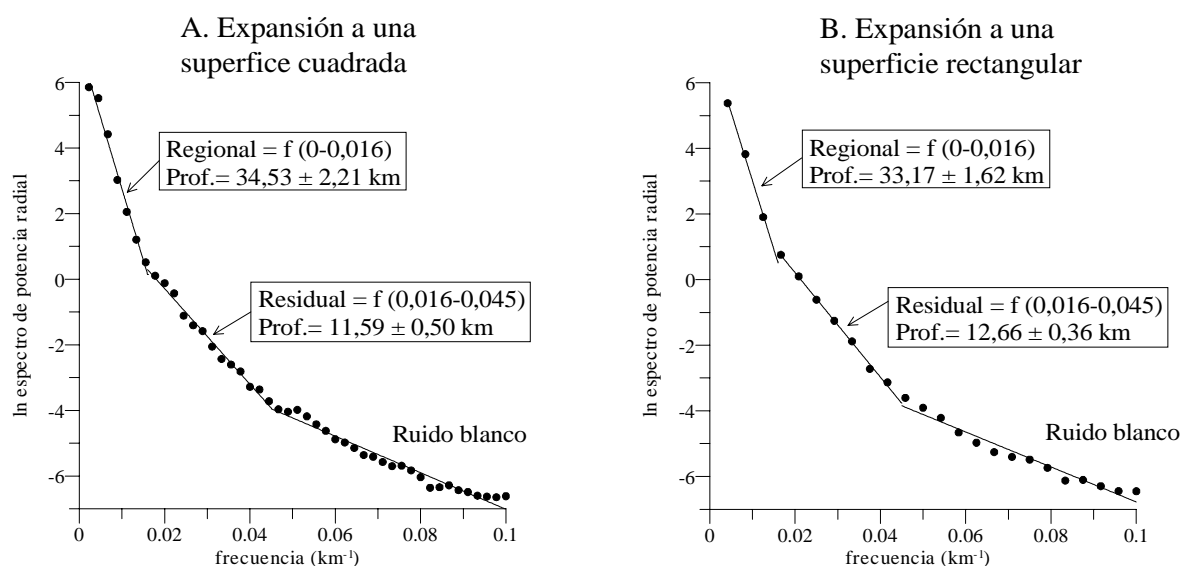


Figura 6. 4. Representación del espectro de potencia radial para el mapa gravimétrico con una expansión a una superficie cuadrada (450 x 450 km) (A) y a una superficie rectangular (450 x 240 km) (B).

En la figura 6.4 se presentan el logaritmo neperiano del espectro de potencia radial frente a la frecuencia de cada uno de los armónicos calculados, en los dos casos. En el caso del mapa con expansión a una superficie cuadrada (fig. 6.4A) se ha partido de un mapa de 90 columnas por 90 filas y un espaciado de 5.000 m. Se extiende entre las coordenadas X UTM 487500-937500 e Y UTM 3977500-4427500 correspondientes al huso 29, con unas dimensiones de 450 x 450 km. Se han obtenido 45 armónicos. El armónico de orden 1 representa la longitud de onda mayor (450 km), y el último, la menor longitud de onda que podemos obtener, que es el doble del espaciado, es decir, 10 km.

En la figura 6.4A se pueden observar claramente tres tramos correspondientes a una fuente regional, una fuente residual y un tramo de ruido blanco. Se ha ajustado cada uno de ellos con una recta mediante mínimos cuadrados. El error típico del ajuste de la pendiente y, por lo tanto, de estimación de la profundidad, viene definido por la expresión:

$$E = \frac{m \left(\sqrt{\frac{1 - R^2}{n}} \right)}{4\pi}$$

donde:

m es la pendiente de la recta

R es el coeficiente de determinación

n es el número de puntos de la recta

o lo que es lo mismo:

$$E = \text{profundidad} \cdot \left(\sqrt{\frac{1 - R^2}{n}} \right)$$

Las características de los distintos tramos son:

- Tramo 1, correspondiente a la fuente regional, con unas frecuencias menores de $0,016 \text{ km}^{-1}$ y que por lo tanto, genera anomalías de longitudes de onda mayores de 62,5 km. Se han utilizado 7 puntos. La profundidad se encuentra en $34,53 \pm 2,21 \text{ km}$.

-Tramo 2, correspondiente a la fuente residual, con unas frecuencias entre $0,016$ y $0,045 \text{ km}^{-1}$ dando lugar a anomalías con longitudes de onda entre 62,5 y 22 km. Se han utilizado 13 puntos en el ajuste de la recta, y la profundidad de la fuente residual es de $11,59 \pm 0,50 \text{ km}$.

- El tercer tramo está constituido por las altas frecuencias que aparecen en el proceso de tratamiento de los datos, errores de observación, etc. y está considerado como ruido. Corresponde a las frecuencias mayores de $0,045 \text{ km}^{-1}$ y está formado por 25 puntos.

En la figura 6.4B se presentan los resultados obtenidos en el análisis del mapa con expansión a una superficie rectangular. Se ha utilizado el mapa original expandido un 10 % dando como resultado un mapa rectangular de 90 columnas por 48 filas y un espaciado de 5.000 m. Se extiende entre las coordenadas X UTM 487500-937500 e Y UTM 4082500-4322500, huso 29, con unas dimensiones de 450 x 240 km. Se han obtenido 24 armónicos. El armónico de orden 1 representa la mayor longitud de onda (240 km), correspondiente a la dimensión menor del mapa, y el último, la menor longitud de onda que podemos obtener, que es el doble del espaciado, es decir, 10 km. Se pueden distinguir tres tramos con las siguientes características:

- Tramo 1, correspondiente a la fuente regional, con unas frecuencias menores de $0,016 \text{ km}^{-1}$ y que, por lo tanto, genera anomalías de longitudes de onda mayores de 62,5 km. Se han utilizado 3 puntos en el ajuste de la recta, lo que determina una profundidad de $33,17 \pm 1,62 \text{ km}$.

- Tramo 2, correspondiente a la fuente residual, con unas frecuencias entre $0,016$ y $0,045 \text{ km}^{-1}$ dando lugar a anomalías con longitudes de onda entre 62,5 y 22 km. La profundidad de la fuente residual es de $12,66 \pm 0,36 \text{ km}$, y se han utilizado 7 puntos en el ajuste.

- El tercer tramo, está constituido por las altas frecuencias que aparecen en el proceso de tratamiento de los datos, errores de observación, etc. y está considerado como ruido. Corresponde a las frecuencias mayores de $0,045 \text{ km}^{-1}$ y está formado por los últimos 14 puntos.

El análisis espectral de los dos mapas pone de manifiesto que al expandir la malla y hacer un mapa cuadrado, la profundidad de la fuente regional aumenta, con una diferencia algo superior a 1 km. Esto parece lógico si tenemos en cuenta que lo que hacemos es utilizar un artificio matemático que introduce valores interpolados en función de los datos existentes en las proximidades de los bordes, pero no son valores reales. El número de datos “falsos” es mayor en el mapa cuadrado. Además, la principal diferencia estriba en el primer armónico, cuya frecuencia depende del tamaño del mapa: el 2º armónico del mapa cuadrado es equivalente al 1º del mapa rectangular. En cualquier caso la diferencia es un 3 % del valor medio de profundidad, que es menor que el intervalo de confianza de un 10 % en la determinación de la profundidad de las fuentes establecido en el método del análisis espectral para un mapa que tenga unas dimensiones de al menos 6 veces la profundidad de las fuentes que queremos detectar (Regan y Hinze, 1976; Gómez Ortiz, 2001). Ambos mapas cumplen este requisito, por lo que cualquiera de los dos resultados es válido.

La profundidad de la fuente residual es mayor, en cambio, en el mapa rectangular. Esta diferencia es también de 1 km, como en el caso anterior, pero de signo contrario.

En ambos casos el error en la determinación de la profundidad es menor para el mapa rectangular, lo que indica un mejor ajuste de las pendientes.

En cambio, la separación de la fuente regional y residual no varía de uno a otro mapa en cuanto a las frecuencias de corte, de $0,016 \text{ km}^{-1}$ y, por lo tanto, en cuanto a las longitudes de onda de las anomalías que generan, es decir, 62,5 km.

La mayoría de los modelos sísmicos de corteza establecen una profundidad para el límite corteza manto entre los 29 y 32 km para la península Ibérica (Grupo de trabajo de perfiles sísmicos profundos, 1983; ILIHA DSS Group, 1993; Mendes-Victor *et al.*, 1993; González *et al.*, 1998), aunque en la parte suroccidental del Macizo Ibérico se han llegado a citar 33-34 km en el extremo portugués (Mueller *et al.*, 1973; Prodehl *et al.*, 1975) y en la parte española (Simancas y Carbonell, 2001; Carbonell *et al.*, 2001; Simancas *et al.*, 2001a; Carbonell *et al.*, 2002; Simancas *et al.*, 2002a,b). Teniendo en cuenta el modelo de corteza sísmica de partida establecido a partir del análisis de los datos sísmicos, podemos asumir que la fuente regional obtenida a partir del mapa rectangular, que introduce menos ruido en los datos, y cuya profundidad es de $33,17 \pm 1,62 \text{ km}$ corresponde al límite corteza-manto. Los datos de los perfiles sísmicos sitúan un límite intracortical alrededor de los 14 km de profundidad, por lo que la fuente residual, cuya profundidad es de $12,66 \pm 0,36 \text{ km}$ puede atribuirse a este límite.

6.3.2. MAPAS GRAVIMÉTRICOS DE ANOMALÍAS REGIONALES Y RESIDUALES

La determinación del número y profundidad de las fuentes que producen las anomalías del campo observado (véase fig. 4.9) permite dar el siguiente paso en la interpretación de datos geofísicos, que consiste en diseñar un filtro que nos permita separar y cuantificar la contribución de cada una de las fuentes al campo total observado.

Se ha utilizado un filtro tipo Wiener descrito por Jacobson (1987) y Pawlowski (1994), cuyas bases se han explicado en el apartado 6.2.3.1.

Los parámetros del filtro utilizado, obtenidos del análisis espectral, son los de la fig. 6.4B y se muestran en la tabla 6.1.

	Regional	Residual	Ruido blanco
Frecuencia (km^{-1})	Hasta 0,016	0,016-0,045	Desde 0,045
Profundidad media (km)	$33,17 \pm 1,62$	$12,66 \pm 0,36$	-
Valor de y en $x=0$	7,17	3,15	-1,66

Tabla 6. 1. Parámetros del filtro tipo Wiener utilizado en la separación regional-residual del mapa gravimétrico.

El proceso de filtrado, tal y como se describió en el apartado 6.2.3.1, consiste en multiplicar, en el dominio de las frecuencias, el filtro diseñado por el espectro de amplitudes de la señal total, obteniendo así el espectro de la fuente regional de manera aislada. La

transformada de Fourier inversa de este espectro dará como resultado la anomalía producida por la fuente regional en el dominio del espacio.

6.3.2.1. Mapa gravimétrico regional

El mapa regional obtenido tras la aplicación del filtro tipo Wiener cuyos parámetros se muestran en la tabla 6.1 se muestra en la figura 6.5.

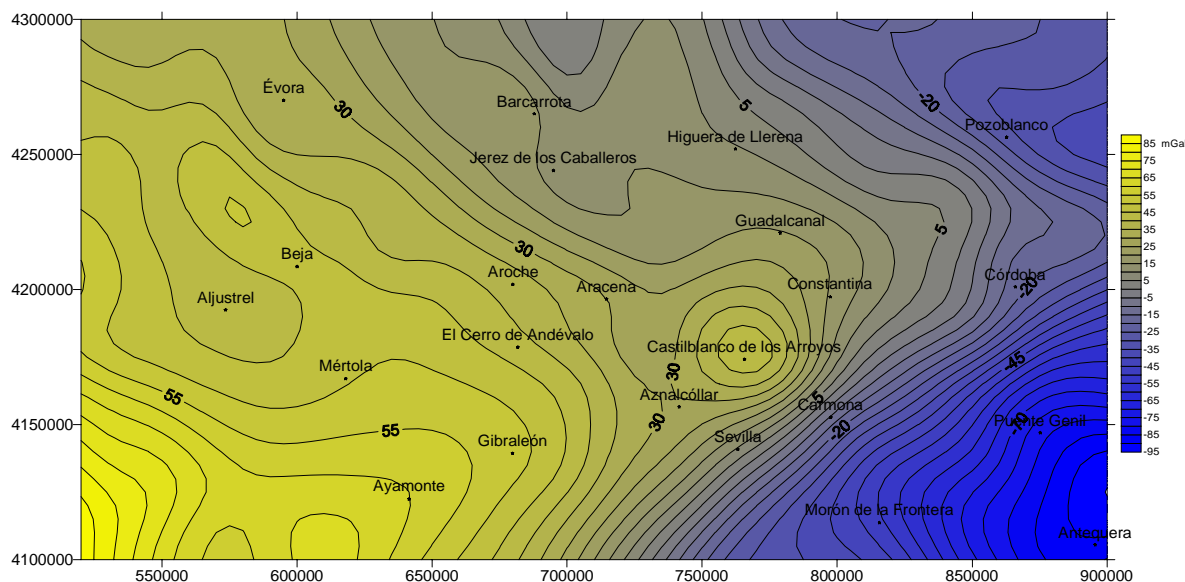


Figura 6. 5. Mapa gravimétrico regional obtenido del análisis espectral. Coordenadas UTM en metros, huso 29. Intervalo entre isolíneas de 5 mGal.

Presenta unos valores de anomalía de Bouguer de -95 a 88 mGal, encontrándose los mínimos valores en la parte oriental y los máximos en la parte occidental. Esto define en general una superficie inclinada en dirección SO-NE con valores que van desde 88 mGal en el extremo suroccidental hasta -35 mGal del extremo nororiental. Esta superficie está limitada en la parte sur por un máximo alargado en dirección NE-SO, desde la esquina inferior izquierda del mapa hasta la parte central derecha, cuyo eje pasaría por las localidades de Ayamonte, Gibrleón, Castilblanco de los Arroyos y Constantina. Sobre este máximo alargado destaca, en la zona de Castilblanco de los Arroyos, un máximo de menor longitud de onda, en el que se alcanzan los 43 mGal de anomalía regional. Un fuerte gradiente separa este máximo de un gran mínimo que constituye el valor mayor de anomalía de todo el mapa, -95 mGal, situado en el extremo suroriental en las proximidades de Antequera.

- Análisis cualitativo del mapa gravimétrico regional

Llama la atención en primer lugar, que pese a ser un mapa regional presente un intervalo de anomalías tan grande para el efecto del límite corteza-manto al que se ha atribuido el efecto de la fuente regional, cuando la mayor parte de los modelos sísmicos de la corteza parecen indicar que ésta es relativamente homogénea en espesor, situando el Moho sísmico en los 32-34 km de profundidad para la esta parte del Macizo Ibérico. El mapa de la

figura 6.5 parece indicar lo contrario a una superficie con sólo 2 km de variación en su topografía, dado el intervalo de anomalías que presenta que, sin tener en cuenta el extremo suroccidental situado fuera del Macizo Ibérico, es de 123 mGal desde el SO hasta el NE.

Es necesario tener en cuenta la influencia de la superposición de efectos de fuentes situadas a distintas profundidades cuando sus longitudes de onda son similares (Chakraborty y Agarwal, 1992). Cuando los cuerpos anómalos situados a diferentes profundidades dan lugar a anomalías en superficie con amplitudes y longitudes de onda parecidas, el análisis espectral no es capaz de discriminar con garantías el efecto de cada una de ellas. En el Mapa de Anomalías de Bouguer de la zona de estudio, tal y como se describió en el capítulo 4, parte de las anomalías observadas pueden ser debidas a cuerpos geológicos aflorantes o cercanos a la superficie y que, en cambio, producen un efecto gravimétrico que aparece incorporado al regional debido a la longitud de onda de las anomalías que producen. Así, tendremos un regional en el que se han sumado los efectos de fuentes profundas, como el límite corteza-manto y los efectos de fuentes más superficiales pero con una gran longitud de onda. Este puede ser el caso de la pequeña anomalía situada el NO de Beja, la anomalía de Castilblanco de los Arroyos o el mínimo que aparece al SE de este máximo en las cercanías de Antequera, y el gradiente que los separa.

La superficie inclinada de dirección SO-NE y la disminución en los valores desde el O hacia el E podría indicar una disminución en el espesor de la corteza hacia el oeste y suroeste.

El máximo de Castilblanco de los Arroyos también deja su impronta en el mapa regional, debido tal vez a su longitud de onda y amplitud más que a la profundidad del cuerpo que la genera, tal y como se ha descrito anteriormente, pues es difícil encontrar una estructura de escala cortical que genere una anomalía de semejantes características.

El mínimo absoluto de la parte inferior derecha del mapa, en las proximidades de Antequera, está relacionado con el aumento en el espesor de la corteza asociado a las zonas internas de las Béticas (Banda *et al.*, 1993; García-Dueñas *et al.*, 1994; Jabaloy *et al.*, 1995) y al cambio en las características de la corteza para esa zona (Casas y Carbó, 1990; van der Beek y Cloetingh, 1992; Vegas *et al.*, 1995).

El mapa regional parece reflejar un aumento de la densidad de la corteza hacia la costa y/o un aumento de la potencia de sus capas más densas. Sobreimpuesto a este efecto, el descenso de los valores de anomalía hacia el Guadalquivir es debido a la deformación de la litosfera durante la formación de las Cordilleras Béticas. El edificio orogénico aporta un peso extraordinario a la litosfera, que desciende dando lugar a una flexura cortical asociada a la formación de las Cordilleras Béticas (González *et al.*, 1992, 1993; van der Beek y Cloetingh, 1992; Herráiz *et al.*, 1996). Los modelos de comportamiento mecánico de la litosfera han sido utilizados en esta área para estudiar esta flexión y las propiedades reológicas de la litosfera (García Castellanos *et al.*, 2002).

6.3.2.2. Mapa gravimétrico residual

El cálculo del efecto de la fuente residual es inmediato por sustracción al mapa total observado del mapa regional obtenido tras el filtrado. En la figura 6.6 se muestra el mapa gravimétrico de anomalías residuales.

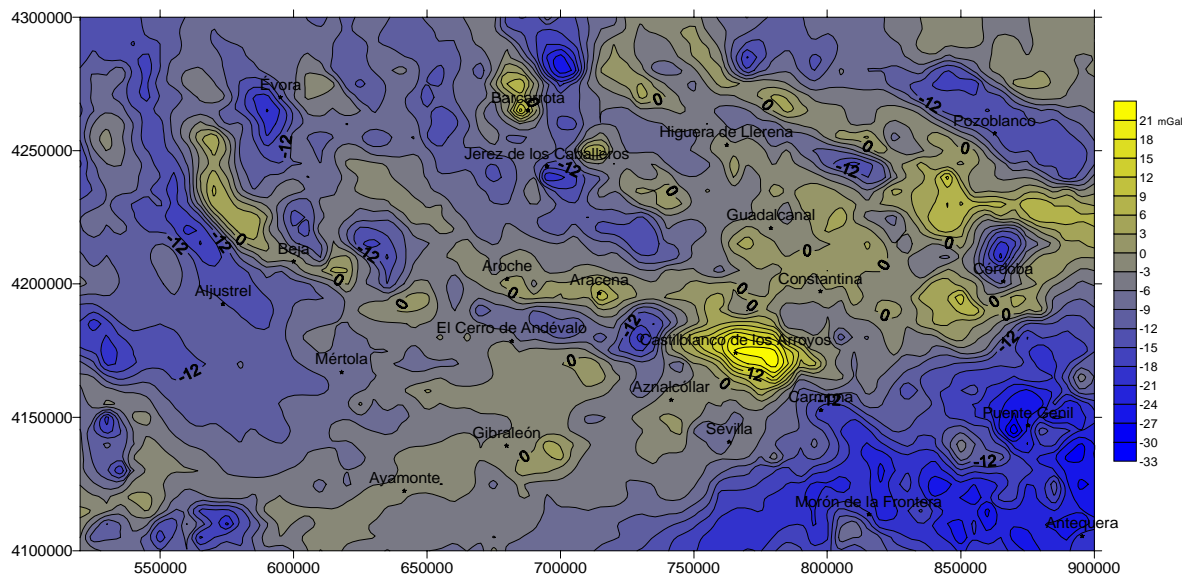


Figura 6. 6. Mapa gravimétrico residual, obtenido por diferencia entre el mapa de Anomalías de Bouguer observado y el mapa regional obtenido tras el filtrado del análisis espectral. Coordenadas UTM en metros, huso 29. Intervalo entre isolíneas de 3 mGal.

Muestra un intervalo de anomalías de -33 a 23 mGal. El mapa se caracteriza por anomalías de pequeña longitud de onda que se disponen siguiendo alineaciones en dirección NO-SE marcando la posición y orientación de las estructuras variscas. Se observa claramente que éstas continúan sin interrupciones o interferencias bajo la Cuenca del Guadalquivir, hacia el ESE. Estas anomalías marcan además la posición de las intrusiones plutónicas localizadas en la corteza media-superior, como los plutones de Barcarrota, Jerez de los Caballeros, o el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (de la Rosa, 1992), y la intrusión supuesta en niveles de la corteza media-superior para la anomalía positiva de Castilblanco de los Arroyos (Sánchez Jiménez *et al.*, 1998). Esta alineación de anomalías positivas continúa hacia el ONO, hasta más allá de Beja y hacia el ESE hasta llegar a la localidad de Antequera.

La anomalía de Castilblanco queda dividida entre los dos mapas, regional y residual, confirmando así la dificultad en asignar a esta estructura un carácter claramente regional o residual, debido a su tamaño y/o contraste de densidad con la corteza.

Destaca también en este mapa una alineación de máximos de pequeña longitud de onda que podríamos trazar en líneas generales siguiendo una línea que pasara por Ayamonte, Gibrleón, Aznalcóllar, Castilblanco de los Arroyos y Córdoba, que parecen marcar el límite de los afloramientos paleozoicos del Macizo Ibérico con los sedimentos terciarios de la Cuenca del Guadalquivir y que están delimitados por la isolínea de valor 0 mGal.

Desde esta alineación hacia el sur y este, toda la parte suroriental del mapa presenta fundamentalmente valores negativos de anomalía asociados a los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir.

Del mismo modo que la anomalía positiva de Castilblanco de los Arroyos, el gran mínimo que se apreciaba en el mapa de anomalías de Bouguer observada (fig. 6.3) en el extremo SE del mapa, se ha dividido entre el mapa regional y el mapa residual. La componente regional del mínimo se debe al aumento de espesor de la corteza asociado a las Béticas como se indicó en el apartado anterior, mientras que la componente residual de este mínimo gravimétrico debe corresponder a los sedimentos terciarios que rellenan la cuenca del Guadalquivir y cuyo límite norte está marcado por una alineación de máximos de pequeña longitud de onda entre las localidades de Ayamonte y Córdoba (ver mapa geológico de la fig. 2.4).

6.3.3. PROFUNDIDADES DE LAS FUENTES MAGNÉTICAS

En la figura 6.7 se muestra el mapa de anomalías aeromagnéticas utilizado para realizar el análisis espectral, obtenido del Mapa Aeromagnético de España Peninsular (Ardizzone *et al.*, 1989).

El mapa mostrado en la figura 6.7 se extiende entre las coordenadas X UTM 650000-950000 e Y UTM 4100000-4300000 correspondientes al huso 29, y tiene un espaciado de 5.000 m, igual que el mapa gravimétrico, para minimizar la influencia del tamaño del espaciado en el análisis espectral y poder comparar los resultados obtenidos del análisis de las fuentes gravimétricas y magnéticas. Esto define una malla de 40 filas por 60 columnas.

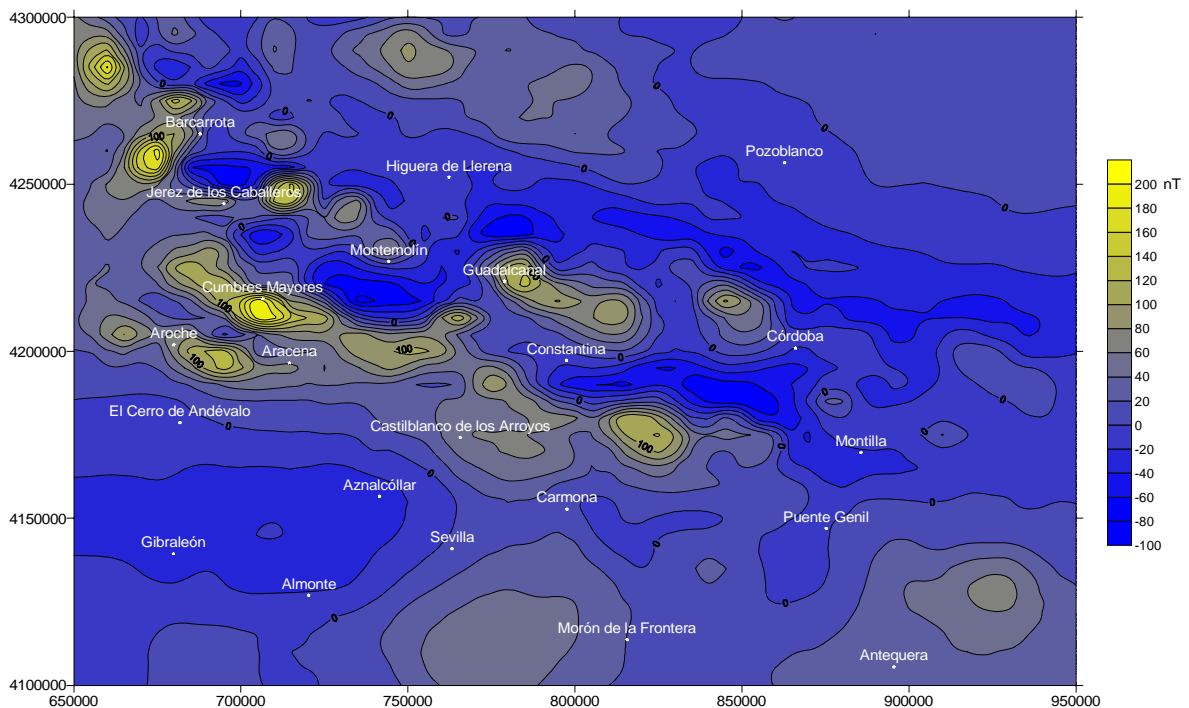


Figura 6. 7. Mapa de anomalías aeromagnéticas utilizado en el análisis espectral. Coordenadas UTM en metros, huso 29. Intervalo entre isolíneas de 20 nT.

Presenta un intervalo de anomalías de -82 a 197 nT. Los valores mínimos se localizan en la parte nororiental del mapa y en toda la parte meridional, caracterizadas ambas por anomalías de gran longitud de onda y pequeña amplitud. En la banda central se localizan las anomalías de mayor amplitud y de pequeña longitud de onda, orientadas según una dirección NO-SE. Corresponde a los afloramientos de la Zona de Ossa-Morena, mientras que los valores mínimos del NE caracterizan los afloramientos de la Zona Centro-Ibérica, y los de la parte meridional la Zona Surportuguesa, Cuenca del Guadalquivir y Cadena Bética. Se confirma el que las estructuras variscas en dirección NO-SE de la Zona de Ossa-Morena continúan más allá de su límite actual, bajo la cobertera sedimentaria del Guadalquivir e incluso bajo los afloramientos de la zona Subbética (Socías *et al.*, 1991).

Se ha realizado el mismo tratamiento a los datos magnéticos que a los gravimétricos, es decir, se ha realizado el análisis espectral del mapa magnético expandiéndolo más allá de sus límites para hacerlo periódico en los bordes, obteniendo un mapa cuadrado y un mapa rectangular.

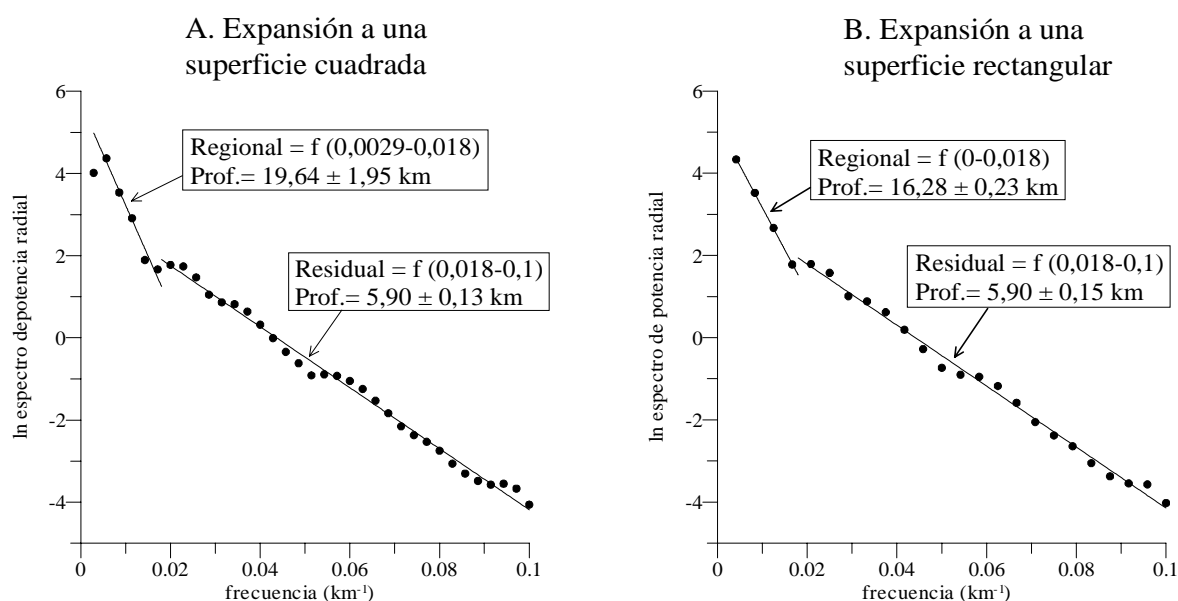


Figura 6. 8. Representación del espectro de potencia radial para el mapa aeromagnético con una expansión a una superficie cuadrada (350 x 350 km) (A) y a una superficie rectangular (350 x 240 km) (B).

En la figura 6.8A se ha representado el logaritmo neperiano del espectro de potencia radial frente a la frecuencia para el mapa magnético con expansión a una superficie cuadrada. Está formado por una malla de 70 columnas por 70 filas y un espaciado de 5.000 m. Se extiende entre las coordenadas X UTM 627500-977500 e Y UTM 4027500-4377500, huso 29, con unas dimensiones de 350 x 350 km. Se han obtenido 35 armónicos; el primero representa una longitud de onda de 350 km y el último la menor longitud de onda presente en los datos, de 10 km. En este caso sólo se obtienen dos tramos con las siguientes características:

- Tramo 1, correspondiente a la fuente regional, con unas frecuencias menores de $0,018 \text{ km}^{-1}$ y que por lo tanto, genera anomalías de longitudes de onda mayores de 55,5 km. La profundidad de ésta se encuentra en $16,64 \pm 1,95 \text{ km}$, teniendo en cuenta la altura de vuelo de 3 km.

-Tramo 2, correspondiente a la fuente residual, con unas frecuencias mayores de $0,018 \text{ km}^{-1}$ dando lugar a anomalías con longitudes de onda menores de 55,5 km. La profundidad de la fuente residual es de $2,90 \pm 0,13 \text{ km}$ teniendo en cuenta la altura del vuelo aeromagnético del que proceden los datos.

En la figura 6.8B se presentan los datos del análisis espectral para el mapa magnético con una expansión de la malla rectangular de un 10 % en sus bordes. Este mapa presenta una malla de 70 columnas por 48 filas y un espaciado de 5.000 m. Se extiende entre las coordenadas X UTM 627500-977500 e Y UTM 4082500-4322500, huso 29, con unas dimensiones de 350 x 240 km. Se han obtenido 24 armónicos; el primero representa una longitud de onda de 240 km y el último la menor longitud de onda presente en los datos, de 10 km. Nuevamente, se obtienen sólo dos tramos con las siguientes características:

- Tramo 1, correspondiente a la fuente regional, con unas frecuencias menores de $0,018 \text{ km}^{-1}$ y que por lo tanto, genera anomalías de longitudes de onda mayores de 55,5 km. La profundidad de ésta se encuentra en $13,28 \pm 0,23 \text{ km}$, teniendo en cuenta la altura de vuelo de 3 km.

-Tramo 2, correspondiente a la fuente residual, con unas frecuencias mayores de $0,018 \text{ km}^{-1}$ dando lugar a anomalías con longitudes de onda menores de 55,5 km. La profundidad de la fuente residual es de $2,90 \pm 0,15 \text{ km}$ teniendo en cuenta la altura del vuelo aeromagnético del que proceden los datos.

En ninguno de los dos casos se han obtenido tres tramos debido, probablemente, a que no hay apenas ruido de alta frecuencia en los datos, pues ha sido eliminado previamente en el proceso de producción del mapa (Ardizzone *et al.*, 1989), y los segundos tramos en los dos casos incorporan todas las frecuencias que no están incluidas en la fuente regional, incluyendo el ruido.

De nuevo, y como en el caso de la gravimetría, la fuente regional tiene una profundidad mayor en el caso del mapa cuadrado que en el rectangular, con una diferencia de 3,5 km. La diferencia fundamental está en el primer armónico, que introduce una longitud de onda ficticia no existente en el mapa original, y que se introduce en el proceso de expansión del mapa. Si existiese una fuente a la profundidad de $19,64 \pm 1,95 \text{ km}$, el mapa rectangular tiene las dimensiones (350 x 240 km) suficientes y necesarias como para detectarla (al menos 6 veces la profundidad de las fuentes que queremos detectar, según Regan y Hinze (1976) y Gómez Ortiz (2001), por lo que de nuevo elegiremos como la mejor opción los resultados obtenidos del análisis espectral del mapa rectangular.

De forma análoga al caso gravimétrico, el error en la estimación de la profundidad es menor en el caso del mapa rectangular que el cuadrado, indicando un mejor ajuste de las rectas a los puntos que marcan la frecuencia y amplitud de los armónicos calculados.

Las frecuencias de corte para la separación del tramo regional-residual no varían, es decir, no dependen del tipo de expansión aplicado al mapa original, lo que parece confirmar la presencia a esa profundidad media de una fuente que genera una anomalía residual junto con un ruido blanco. La dificultad estriba en determinar si se trata de una fuente residual, de ruido, o una mezcla de los dos.

En ambos casos la fuente regional es muy somera comparándola con la gravimétrica. La profundidad media estimada en este caso de $13,28 \pm 0,23$ km es equivalente a la profundidad de la fuente gravimétrica residual, de $12,66 \pm 0,36$ km. Es decir, las anomalías magnéticas observadas están producidas fundamentalmente por fuentes situadas en niveles de la corteza media-superior, mientras que el residual está producido por fuentes subsuperficiales cuyo efecto es difícil de separar del ruido de alta frecuencia introducido en los datos en el proceso de tratamiento de los mismos.

6.3.3.1. Profundidad de la isoterma de Curie

Los minerales magnéticos van disminuyendo su capacidad de magnetizarse con la temperatura hasta alcanzar una temperatura crítica, el punto de Curie, por encima del cual la magnetización cae bruscamente, comportándose entonces la sustancia como paramagnética.

La temperatura de Curie de la magnetita pura es de 578 °C, la de la pirrotina es de 320 °C, mientras que la del hematites puro es de 675 °C. Si consideramos un gradiente geotérmico medio de 30 °C/km en la corteza, a una profundidad media de 20 km la mayoría de los minerales magnéticos estarán por encima de su temperatura de Curie, por lo que habitualmente se utiliza esta profundidad para definir el límite inferior de las fuentes magnéticas. Por debajo de esta profundidad no se produce contraste de magnetización y, por lo tanto, las fuentes situadas a una profundidad superior no producen anomalías. En cualquier caso, el Moho es considerado el límite inferior para los minerales magnéticos (Wasilewski *et al.*, 1979). Por ello, la utilización de los mapas magnéticos para estudiar la estructura cortical profunda es de limitada aplicación (p. ej. Kearey and Brooks, 1991).

La mayoría de las estimaciones de la profundidad de la isoterma de Curie y, por lo tanto, del límite inferior de las fuentes magnéticas, se basan en el análisis espectral de datos aeromagnéticos y en el análisis de los datos de flujo de calor y flujo térmico en la zona (Campos-Enríquez, *et al.*, 1989; Miyazaki, 1991; Tselentis, 1991; Okubo y Matsunaga, 1994). En España, Cabal (1993) estima una profundidad de la isoterma de Curie a partir de los datos de flujo de calor, de 27 km en la zona del País Vasco y Cantabria; Aller (1996) y Aller *et al.* (1994) extrapolan los datos de Cabal (1993) y estiman profundidades de la

isoterma de Curie de 30 km en el contacto entre la Zona Centroibérica y Zona de Ossa-Morena en el área de Hornachos, y en Galicia, respectivamente.

Tselentis (1991) estudiando datos de investigaciones previas de relaciones entre la profundidad de la isoterma de Curie y flujo de calor (oeste de Estados Unidos, India y Japón), establece la siguiente relación entre ambos:

$$z = 52,5 - 16,6 Q$$

siendo z la profundidad de Curie en km y Q el flujo de calor en HFU ($\text{microcal s}^{-1} \text{cm}^{-2}$)

Marzán *et al.* (1996) calculan valores medios de flujo de calor de 50 ± 14 y 70 ± 20 mWm^{-2} en las Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa respectivamente. Fernández *et al.* (1998) realizan un estudio de flujo de calor, producción radiogénica de calor y régimen térmico de la litosfera en toda la Península Ibérica y establecen un flujo térmico medio para todo el Macizo Ibérico de 65, con valores de 60 y 75 mWm^{-2} en las Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa respectivamente, mientras que Ellsworth y Ranalli (2002) asumen para estas zonas valores medios de 60 y 80 mWm^{-2} en el área de Portugal.

Con estos datos y aplicando la fórmula empírica calculada por Tselentis (1991) obtenemos una profundidad media de la isoterma de Curie para toda la zona de 26,7 km si consideramos el valor medio de 65 mWm^{-2} para todo el Macizo Ibérico, y de 28,69 km en la Zona de Ossa-Morena y 22,74 km en la Zona Surportuguesa si consideramos valores medios para ambas de 60 y 75 mWm^{-2} . Es decir, podemos considerar que la profundidad máxima de la isoterma de Curie y por lo tanto el límite inferior de las fuentes magnéticas se localiza a una profundidad media de 25 ± 3 km.

6.3.4. MAPAS MAGNÉTICOS DE ANOMALÍAS REGIONALES Y RESIDUALES

Nuevamente, de forma análoga al caso del mapa gravimétrico, se ha diseñado un filtro tipo Wiener a partir de los datos obtenidos del análisis espectral, es decir, de las profundidades de las fuentes regional y residual, la frecuencia de los puntos de corte, y el valor en la abscisa de las rectas de ajuste de cada tramo para el mapa rectangular. Multiplicando el filtro en el dominio de las frecuencias por el espectro de amplitudes de la señal total, se obtiene el espectro de la fuente regional. La inversión del espectro en el dominio del espacio nos dará como resultado la anomalía producida por la fuente regional.

Los parámetros del filtro utilizado obtenidos del análisis espectral se muestran en la tabla 6.2.

El mapa magnético residual se obtiene por diferencia entre el mapa del campo total observado y el mapa magnético regional obtenido del análisis espectral.

	Regional	Residual
Frecuencia (km^{-1})	Hasta 0,018	0,018-0,1
Profundidad media (km)	$16,28 \pm 0,23$	$5,90 \pm 0,15$
Valor de γ en $x=0$	5,02	3,27

Tabla 6. 2. Parámetros del filtro tipo Wiener utilizado en la separación regional-residual del mapa magnético obtenidos del análisis espectral del mapa magnético con expansión cuadrada de la malla.

6.3.4.1. Mapa magnético regional

El mapa magnético regional obtenido tras el filtrado del mapa de anomalías aeromagnéticas con los datos que aparecen en la tabla 6.2 se puede observar en la figura 6.9. Muestra un intervalo de anomalías de -35 a 52 nT. El mapa regional obtenido es muy parecido al mapa observado (fig. 6.7).

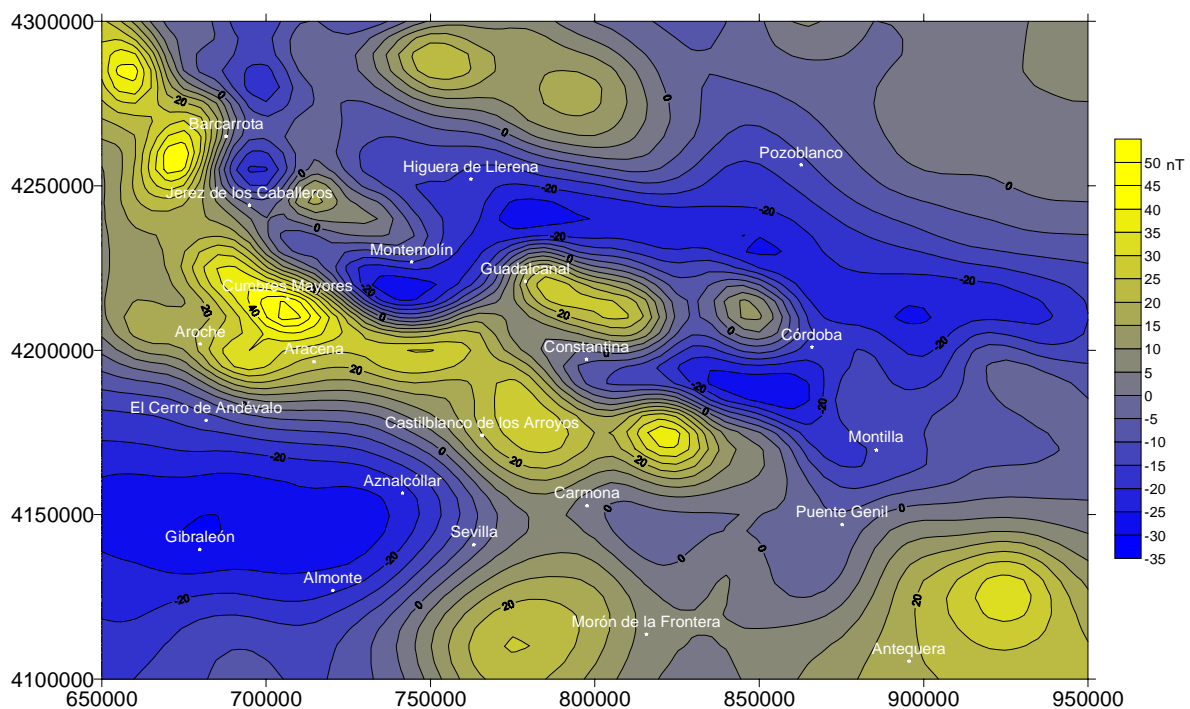


Figura 6. 9. Mapa de anomalías aeromagnéticas regional obtenido del análisis espectral. Coordenadas UTM en metros, huso 29. Intervalo entre isocintas de 5 nT.

El mapa regional de anomalías aeromagnéticas se caracteriza por la presencia de una banda de anomalías de pequeña longitud de onda que atraviesan todo el mapa desde el extremo NO hasta el extremo SE siguiendo las direcciones variscas, NO-SE. La parte nororiental se caracteriza por la presencia de isoanómalas suaves que descienden desde las 10 nT en el extremo NE del mapa hasta alcanzar valores -20 nT en el contacto con la banda descrita anteriormente. La parte meridional del mapa se caracteriza por la presencia de anomalías subcirculares de longitud de onda intermedia entre las anteriores. Se trata de dos máximos en el centro y este del mapa con valores de hasta 30 nT, y un mínimo al oeste con valores de anomalía de -30 nT.

- Análisis cualitativo del mapa magnético regional

La suave superficie ascendente que describen las isoanómalas en la parte nororiental del mapa está asociada a la Zona Centroibérica y a los dominios más septentrionales de la Zona de Ossa-Morena (Valencia de las Torres-Cerro Muriano y Sierra Albarrana). La banda central de anomalías de menor longitud de onda y mayor amplitud se localiza sobre los dominios más meridionales de la Zona de Ossa-Morena, desde el de Zafra-Alanís hasta la Banda Metamórfica de Aracena. La Zona Surportuguesa se caracteriza, al igual que en el mapa del campo total observado (figuras 5.1 y 6.7) por la presencia de un amplio mínimo alargado en dirección E-O, mientras que la cuenca del Guadalquivir y los afloramientos del Frente Bético se caracterizan por la presencia de los dos máximos descritos anteriormente. Se puede señalar la presencia de la Cuenca del Guadalquivir porque las anomalías aparecen enmascaradas y pierden definición, debido probablemente al efecto de la cobertera sedimentaria sobre las fuentes magnéticas.

El análisis del mapa magnético de anomalías regionales no proporciona mucha información comparándolo con el mapa de campo total. Las anomalías son prácticamente las mismas aunque cambian las longitudes de onda y las amplitudes de las mismas. Parece indicar que la práctica totalidad del mapa magnético está producido por una única fuente que presenta importantes variaciones en la profundidad a la que se encuentra. No es posible distinguir tendencias regionales ocultas y enmascaradas por el efecto de fuentes más superficiales.

6.3.4.2. Mapa magnético residual

La diferencia entre el mapa de anomalías del campo total observado (fig. 6.7) y el mapa regional obtenido tras el proceso de filtrado (fig. 6.9) da como resultado el mapa magnético de anomalías residuales que puede observarse en la figura 6.10.

Presenta un intervalo de anomalías magnéticas de -62 a 147 nT. Son anomalías de pequeña longitud de onda y amplitud variable. Este mapa es aún más parecido al del campo total observado que el mapa regional, con la diferencia de que en este mapa presentan una alta cantidad de ruido. Como ya se ha comentado en la descripción del mapa de anomalías magnéticas regionales, el mapa de anomalías residuales no aporta más información sobre las fuentes que generan el mapa total observado. Las anomalías se “apuntan” más, parecen marcarse más pero son las mismas con distintas amplitudes y longitudes de onda. La impresión general al estudiar el mapa es que se trata, sobre todo, de ruido introducido en el proceso de tratamiento de los datos, que hace acusar más las diferencias en cuanto a la posición de cada una de las anomalías pero no en cuanto a su significado y fuente que las generan. Tal vez algunas de las anomalías observadas estén producidas por cuerpos situados a la profundidad estimada para la fuente residual de 2,90 km, aunque no se pueden distinguir de las anomalías que son resultado sólo del ruido de alta frecuencia. Dadas las características

de los mapas magnéticos presentados, lo más probable es que las grandes variaciones en la profundidad de la fuente regional den lugar a una importante mezcla de altas y medias frecuencias, entre las que el método del análisis espectral no puede discriminar en este caso concreto.

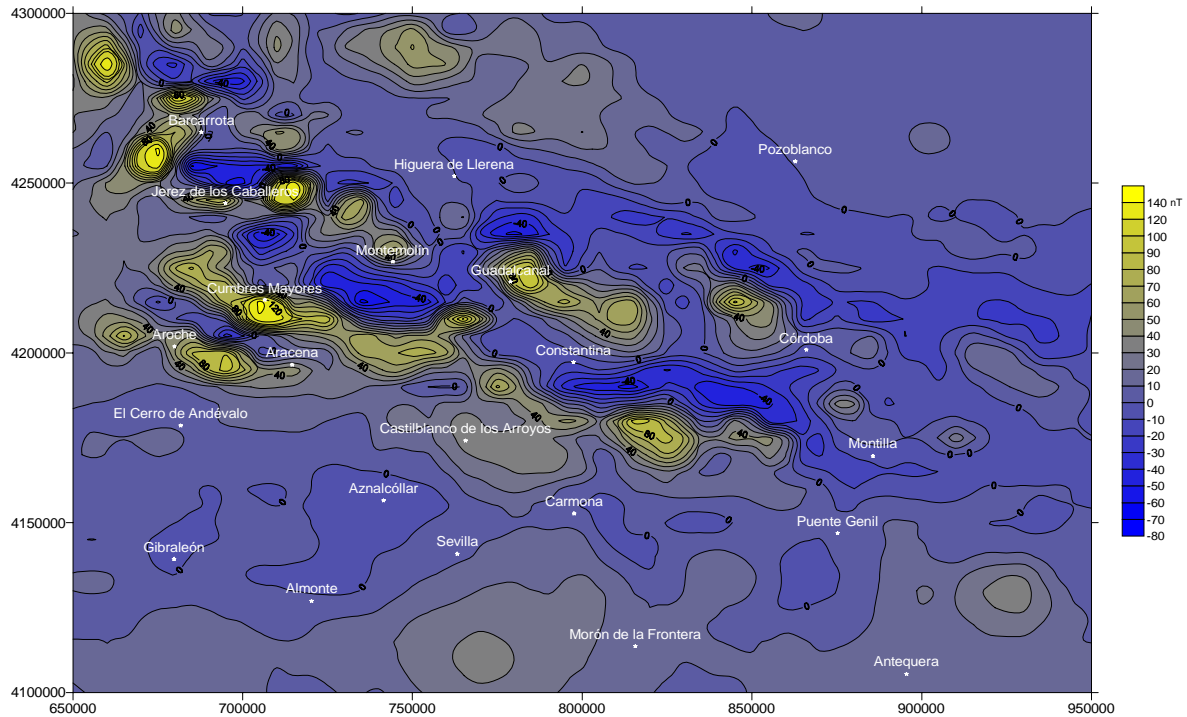


Figura 6. 10. Mapa de anomalías magnéticas residuales obtenido por diferencia entre el mapa de anomalías aeromagnéticas observado y el mapa regional obtenido tras el filtrado del análisis espectral. Coordenadas UTM en metros, huso 29. Intervalo entre isolíneas de 20 nT.

Así pues, podemos considerar el mapa magnético producido fundamentalmente por un basamento magnético que presenta importantes variaciones de profundidad y sobre el que se sitúan en algunos puntos cuerpos menores con contrastes importantes de magnetización.

6.3.5. FUENTES GRAVIMÉTRICAS Y MAGNÉTICAS

Todo el proceso anterior nos permite distinguir que las fuentes causantes de las anomalías gravimétricas y magnéticas no son a priori las mismas, sino que se encuentran situadas a distintas profundidades y producen anomalías de distinta longitud de onda y distinta amplitud.

La fuente regional magnética es muy somera comparándola con la gravimétrica. La profundidad media de la primera es de $13,28 \pm 0,23$ km que sería equivalente a la fuente gravimétrica residual cuya profundidad es de $12,66 \pm 0,36$ km.

Como ya se ha mencionado anteriormente, las anomalías magnéticas observadas están producidas fundamentalmente por fuentes situadas en niveles de la corteza media-superior, mientras que las anomalías residuales están producidos por fuentes

subsuperficiales. Estas anomalías residuales magnéticas no tienen equivalente en el caso del mapa gravimétrico, cuyas fuentes residuales, equivalentes de las fuentes regionales magnéticas, se encuentran en niveles medios de la corteza. Por otra parte, las fuentes regionales del mapa gravimétrico se encuentran a profundidades en las que no existe ningún efecto magnético.

6.4. TOPOGRAFÍA DE LA FUENTE REGIONAL GRAVIMÉTRICA

El análisis del espectro de potencia del mapa gravimétrico indica que las fuentes que generan las anomalías gravimétricas están situadas a profundidades medias de $33,17 \pm 1,62$ y $12,66 \pm 0,36$ km. Los datos sísmicos (Mueller *et al.*, 1973; Prodehl *et al.*, 1975; Sousa Moreira *et al.*, 1977; Grupo de Trabajo de Perfiles sísmicos profundos, 1983; ILHA DSS Group, 1993; González *et al.*, 1993; Mendes-Victor *et al.*, 1993; González, 1996; Matias, 1996; González *et al.*, 1998; Simancas y Carbonell, 2001; Carbonell *et al.*, 2001; Simancas *et al.*, 2001a; Carbonell *et al.*, 2002; Simancas *et al.*, 2002a,b) situaban el límite corteza-manto a 33-34 km y la base de la corteza superior entre los 12 y 14 km (fig. 3.9) confirmando así la bondad de los datos obtenidos del análisis espectral. De esta forma podemos asumir que la inversión de datos gravimétricos, concretamente los de la fuente regional gravimétrica, puede proporcionar la geometría del Moho, asumiendo que la fuente regional gravimétrica corresponde a este límite.

Como ya se mencionó anteriormente el método de la inversión gravimétrica asume que todo el efecto gravimétrico calculado para la fuente regional se atribuye a una única capa situada a una profundidad media deducida del análisis espectral. En la figura 6.11 se muestra el mapa de la topografía del Moho calculada para el mapa regional de anomalías de Bouguer mostrado en la figura 6.5, para una profundidad media de $33,17 \pm 1,62$ km, y recortado con los límites de la zona de estudio y un contraste de densidad de $0,37 \text{ g/cm}^3$ para la interfaz corteza-manto. El contraste de densidad utilizado se ha calculado a partir del modelo de densidades inicial para la estructura de la corteza establecido en el capítulo 3 (fig. 3.15).

Como puede comprobarse no es posible utilizar ese mapa para establecer la topografía del Moho: en apenas 60 km de distancia longitudinal, el mapa de la figura 6.11 establece una variación de 14 km en la profundidad de la corteza, cuando sabemos por datos sísmicos que la profundidad media varía entre 30 y 35 km para todo el área, y por datos gravimétricos, que no debería sobrepasar los 34 km, y además tanto los datos sísmicos de refracción como los de reflexión señalan que el Moho es plano, sin variaciones de profundidad significativas. El resultado mostrado en la figura 6.11 se debe a que, por su longitud de onda y amplitud, el máximo de Castilblanco de los Arroyos queda incluido en el regional, con lo que la inversión de los datos atribuye todo su efecto gravitatorio al límite corteza-manto, enmascarando el efecto real de la discontinuidad gravimétrica que representa el Moho. Por todo ello, aunque se realizó el tratamiento de los datos, se desecharon los resultados.

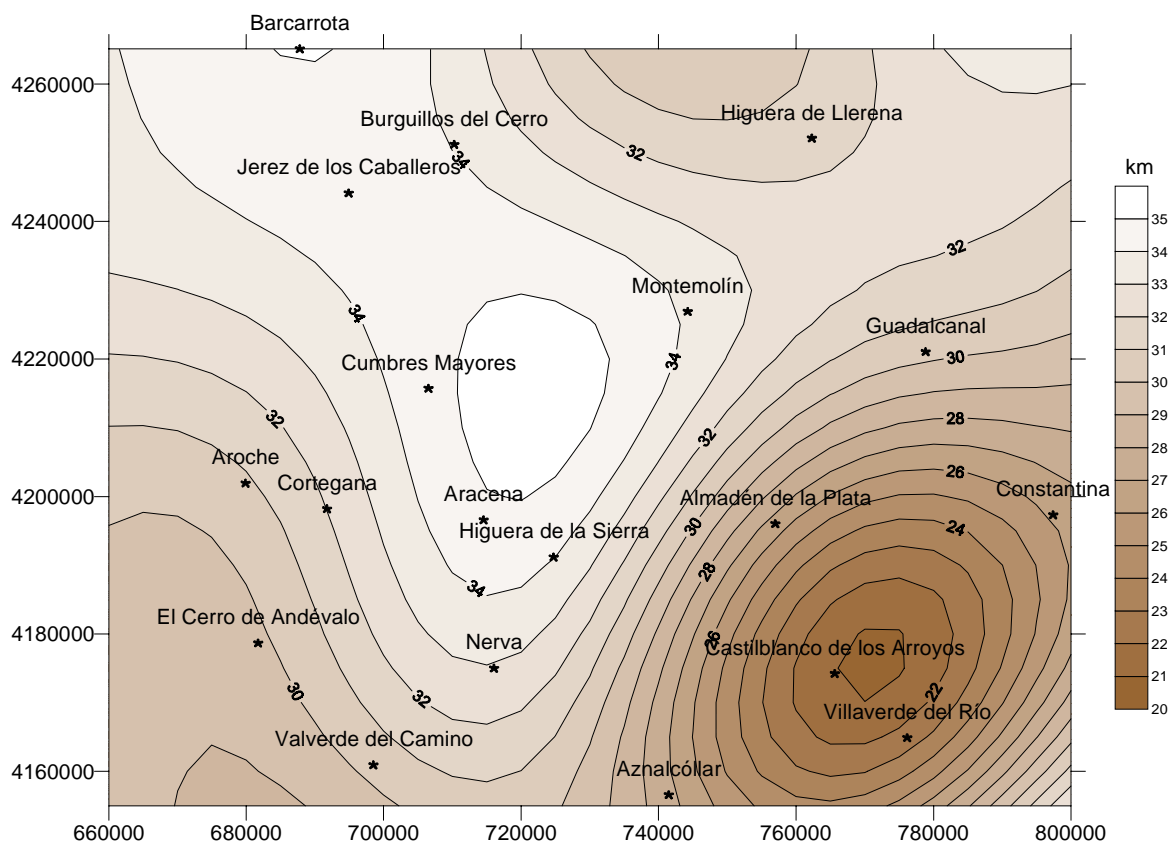


Figura 6. 11. Mapa de la topografía del Moho para la zona de estudio, obtenido de la inversión del mapa mostrado en la figura 6.5 y recortado con los límites de la zona de estudio y un contraste de densidad de $0,37 \text{ g/cm}^3$. Coordenadas UTM en metros, huso 29. Intervalo entre isolíneas de 1 km.

La anomalía de Castilblanco de los Arroyos constituye un ejemplo claro de la importancia de conocer los métodos empleados, para establecer unas condiciones de contorno adecuadas y determinar las restricciones previas. En los primeros estudios realizados sobre la anomalía gravimétrica y magnética de esta zona suroriental del Macizo Ibérico (Sánchez Jiménez *et al.*, 1998) se calculó una profundidad media de las fuentes regionales gravimétricas y magnéticas de 10-11 km y una profundidad media de las fuentes residuales de 4 km para las gravimétricas, e inferiores al km para las aeromagnéticas, para un mapa con unas dimensiones de 55 x 55 km aproximadamente. Los mapas a los que se le realizó el análisis espectral, y los mapas regionales derivados se muestran en la figura 6.12. Los conceptos de regional y residual quedan claros en este ejemplo: son las fuentes profunda y superficial que producen las anomalías de un mapa. En el caso mostrado en la figura 6.12, no podemos encontrar una fuente más profunda de 10-11 km por las dimensiones de ambos mapas (recordemos que, según Regan y Hinze, 1976, es necesario un tamaño de mapa que sea seis veces superior a la profundidad de la fuente regional que estamos buscando, para que el error en la determinación de esta profundidad sea menor de un 10%).

El error producido en la estimación de las fuentes regionales de la anomalía de Castilblanco de los Arroyos, 10-11 km, se debe a una extensión insuficiente de los mapas de anomalías, tanto gravimétricas como magnéticas. La profundidad máxima detectable por un

mapa de esas dimensiones es de 10-11 km, por lo que el método matemático atribuye a esa profundidad el efecto de todas las fuentes más profundas, que ahora sabemos, tras la investigación desarrollada en esta Tesis, que se encuentra en el límite corteza-manto para las gravimétricas y en el basamento magnético para las fuentes magnéticas, y cuya profundidad no podía ser detectada en un mapa de las dimensiones de los mostrados en la figura 6.12.

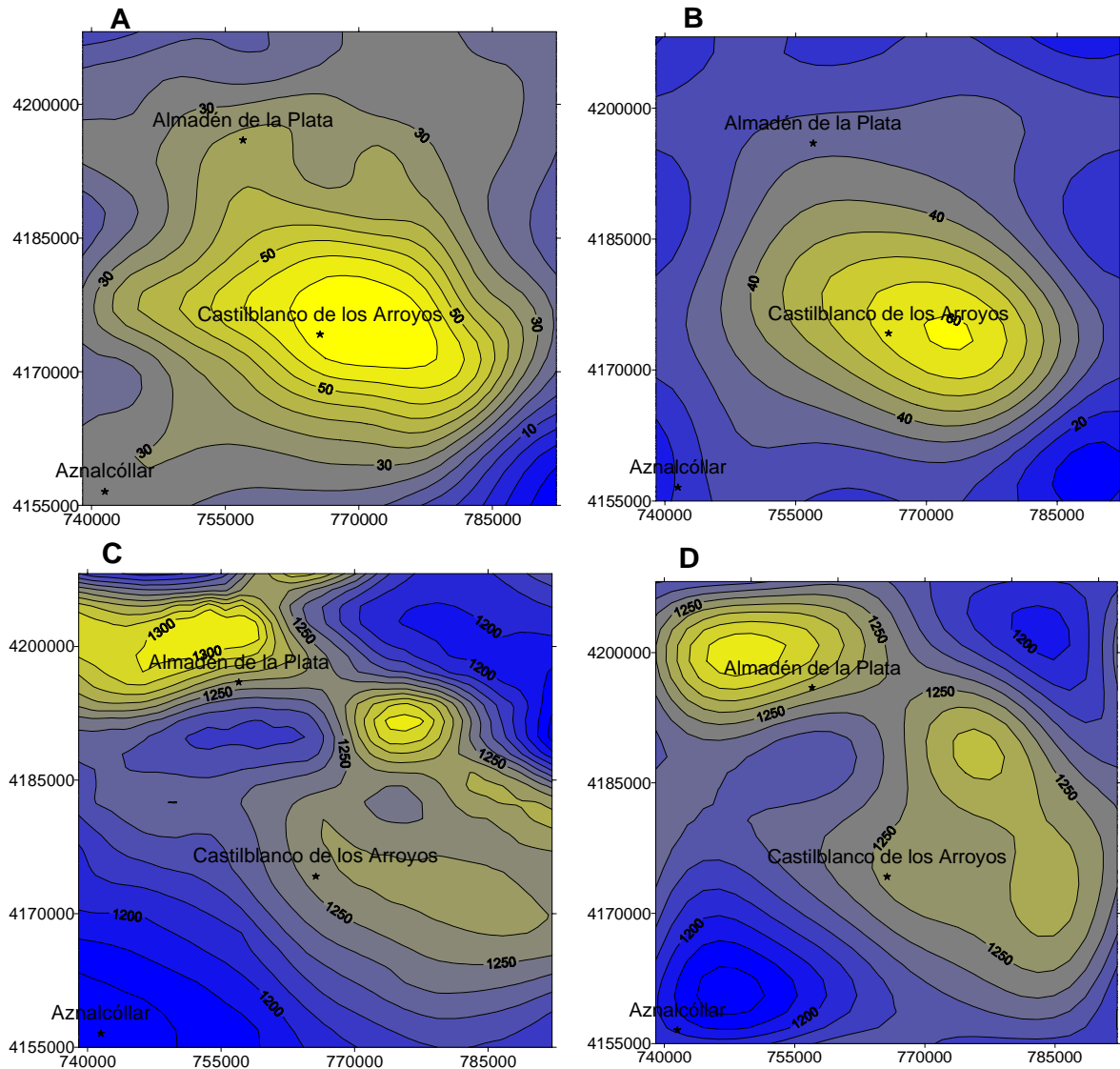


Figura 6. 12. Mapas de anomalía de Bouguer y aeromagnética (A y C) y mapas regionales de anomalía de Bouguer y aeromagnética (B y D) de la zona de Castilblanco de los Arroyos según Sánchez Jiménez *et al.* (1998). Coordenadas UTM en metros, huso 29; intervalo entre isolíneas de 5 mGal (mapas A y B) y de 10 nT (mapas C y D).

7. MODELOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

7.1. INTRODUCCIÓN

El siguiente y último paso en el proceso de interpretación gravimétrica y magnética consiste en el análisis cuantitativo de las anomalías, esto es, la modelización. Para ello, se parte de un modelo geológico inicial en el que se incorpora toda la información disponible, geológica, sísmica, profundidad de las superficies que presentan un contraste de densidad y/o susceptibilidad, así como cualquier otro dato que nos ayude a eliminar indeterminaciones y a restringir las posibles soluciones de esa distribución de densidades propuesta que, en realidad, constituye una simplificación del modelo geológico inicial. Se calcula la anomalía teórica que produce el modelo propuesto y se compara con la anomalía observada. Se modifica en sucesivas iteraciones el modelo inicial propuesto hasta que la respuesta del modelo calculado ajuste satisfactoriamente con los datos observados, en un intervalo de error previamente definido en función de la escala de trabajo.

La modelización ha sido llevada a cabo utilizando el programa GM-SYS v. 2.03P (GEOSOFT), que opera en modo directo o inverso y permite la interpretación simultánea de los datos gravimétricos y magnéticos en $2\frac{1}{2}$ D.

La modelización se desarrolla mediante la definición de cuerpos de sección poligonal, con dirección perpendicular al perfil y con extensión infinita en esa dirección, asignándoles una densidad y susceptibilidad magnética, pues representan estructuras geológicas. La interpretación es progresivamente mejorada ajustando tanto la forma del cuerpo como sus propiedades, hasta que se obtiene un buen ajuste con los campos gravimétrico y magnético observados. El programa tiene también un módulo de inversión por el que se puede ajustar aún más la respuesta del modelo, fijando bien la densidad, la susceptibilidad magnética, o bien la posición de los vértices del polígono que representa cada cuerpo geológico y dejando libres las demás variables para, en sucesivas iteraciones, ajustar más el resultado de la modelización.

Los métodos utilizados para calcular las respuestas de los modelos gravimétricos y magnéticos están basados en los métodos de Talwani *et al.* (1959), Talwani y Heirtzler (1964), y utiliza los algoritmos descritos en Won y Bevis (1987). Éstos calculan en 2D la contribución punto a punto, de cada uno de los lados de los polígonos que representan a los distintos cuerpos geológicos, en cada punto del perfil. La anomalía calculada en cada punto incluye la contribución de cada lado de los distintos polígonos. Los cálculos en $2\frac{1}{2}$ D, basados en Rasmussen y Pedersen (1979), permiten acotar la extensión lateral de algunos cuerpos en la dirección perpendicular al perfil en función de los datos geológicos, asignando una densidad determinada con respecto al “encajante” desde el final del cuerpo hasta $\pm\infty$. Esta característica resulta muy útil a la hora de modelizar cuerpos como intrusiones graníticas o estructuras geológicas de pequeña extensión.

estimación de la bondad del modelo obtenido comprobando el ajuste en las zonas de intersección.

La situación de los perfiles desde un punto de vista geológico puede observarse en la figura 7.1. En las figuras 7.2 y 7.11 se muestra la situación de los modelos respecto a las principales anomalías gravimétricas y magnéticas.

7.2. MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA

Como paso previo e imprescindible en la modelización gravimétrica, es necesario realizar un modelo geológico para toda la corteza que se pueda traducir en un modelo de densidades. Cada cuerpo o estructura geológica se simplifica en el modelo gravimétrico como un polígono al que se asigna un valor de densidad y unas dimensiones y posición a lo largo del perfil.

Para evitar efectos de borde que se producen habitualmente en el proceso de modelización, se ha tenido en cuenta la estructura de la corteza más allá de los extremos de cada perfil hasta una distancia en la que no afecte la estructura considerada. Esta distancia crítica, o “alas” del modelo, depende de la longitud y profundidad de cada uno de los modelos. En este caso esta distancia es de 250 km en ambas direcciones a cada extremo de cada uno de los perfiles.

El modelo geológico en profundidad se ha elaborado a partir del modelo de corteza sísmica inicial (Mueller *et al.*, 1973; Prodehl *et al.*, 1975; Sousa Moreira *et al.*, 1977; Grupo de Trabajo de Perfiles sísmicos profundos, 1983; ILIHA DSS Group, 1993; González *et al.*, 1993; Mendes-Victor *et al.*, 1993; González, 1996; Matias, 1996; González *et al.*, 1998; Simancas y Carbonell, 2001; Carbonell *et al.*, 2001; Simancas *et al.*, 2001a; Carbonell *et al.*, 2002; Simancas *et al.*, 2002a,b) y del modelo densidades, establecidos ambos en el capítulo 3 (ver fig. 3.15):

- En la Zona Surportuguesa, la corteza superior tiene un espesor de 5 km y una densidad media de $2,66 \text{ g/cm}^3$; la corteza media con un espesor de 10 km se extiende hasta los 15 km de profundidad con una densidad de $2,82 \text{ g/cm}^3$; la corteza inferior, con una densidad de $2,93 \text{ g/cm}^3$ se extiende hasta los 33-34 km de profundidad.
- En la Zona de Ossa-Morena, la corteza superior se subdivide en dos capas, la primera hasta los 6 km de profundidad y una densidad de $2,72 \text{ g/cm}^3$, y la segunda hasta los 12-14 km y una densidad de $2,74 \text{ g/cm}^3$; la corteza media se extiende hasta los 21-23 km de profundidad con una densidad media de $2,82 \text{ g/cm}^3$; la corteza inferior, con una densidad de $2,93 \text{ g/cm}^3$, alcanza los 33-34 km de profundidad.
- El manto superior se caracteriza por una densidad de $3,3 \text{ g/cm}^3$ en toda la zona.

Para la parte superficial del modelo geológico se han utilizado los datos de superficie disponibles, a partir de las hojas de la Serie Magna del ITGE y de trabajos de campo, utilizando la síntesis geológica mostrada en la figura 2.4. Los valores de densidad se obtienen a partir de las medidas realizadas en muestras de mano recogidas en el campo y descritas en los capítulos 4 y 5, y contrastando los valores obtenidos con resultados de estudios petrofísicos en rocas corticales de otras áreas (Clark, 1966; Dobrin, 1976; Carmichael, 1988; Henkel *et al.*, 1990) y con otras referencias bibliográficas (Bergamín *et al.*, 1995; Campos, 1998; Galadí-Enríquez *et al.*, 2000; Gómez Ortiz, 2001; García Lobón *et al.*, en prensa; y diversos informes técnicos del ITGE). Teniendo en cuenta la abundancia relativa de las distintas formaciones litológicas en cada uno de los dominios se asigna a estos cuerpos un valor medio de densidad.

Por último, los resultados obtenidos en el perfil de sismica de reflexión IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2002a,b; Carbonell *et al.*, 2002) señalan la existencia de un cuerpo de alta reflectividad en niveles medios de la corteza de las zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica, interpretado por los autores como un cuerpo de alta densidad. Por ello, se ha optado en el proceso de modelización por considerar también la viabilidad de este caso. Así, para cada uno de los perfiles se han tenido en cuenta las dos hipótesis, es decir, con existencia o no de un cuerpo tabular de carácter básico, de alta densidad (C.A.D), en niveles medios de la corteza bajo la Zona de Ossa-Morena, realizando dos modelos para cada uno de los perfiles.

Se ha asignado a este CAD una densidad de $3,00 \text{ g/cm}^3$, más alta que las densidades de las cortezas media e inferior de la Zona de Ossa-Morena. Densidades mayores que ésta darían una solución con un cuerpo menos potente, y densidades menores no aportarían un contraste de densidad suficiente o necesitarían un cuerpo mucho más potente que lo observado en el perfil sísmico, para obtener un buen ajuste con las medidas de anomalía observada. Cualquiera de estas últimas soluciones, con densidades distintas a $3,00 \text{ g/cm}^3$, daría lugar a una geometría del cuerpo básico no coherente con las observaciones sísmicas disponibles hasta el momento.

7.2.1. DENSIDADES ASIGNADAS A LOS CUERPOS QUE INTEGRAN LOS MODELOS GRAVIMÉTRICOS

Los valores de densidad utilizados para las distintas unidades y cuerpos geológicos que se han modelizado en los cuatro perfiles realizados se muestran en la tabla 7.1.

Tabla 7. 1. Densidades asignadas a los cuerpos incluidos en los modelos de densidades de todos los perfiles. Entre paréntesis se muestran los acrónimos y abreviaturas utilizados en los modelos de densidades de las figuras 7.3 a 7.10.

UNIDAD	Densidad (g/cm^3)
Cuenca del Guadalquivir (GU)	2,2
Terciarios (Terc.)	2,4
Obejo-Valsequillo (Zona Centro-Ibérica) (OV)	2,72

UNIDAD		Densidad (g/cm ³)	
Manto superior		3,3	
Zona Surportuguesa	Granodiorita de Gil-Márquez (GM)	2,72	
	Granófidos / Granitoides subvolcánicos (GS)	2,61	
	Gabros y Dioritas (G-D)	2,88	
	Granodioritas (Gr)	2,66	
	Tonalitas (To)	2,71	
	Granito de Navahonda (Na)	2,62	
	Cuenca del Viar (VI)	2,59	
	Corteza superior (ZSP)	2,66	
	Corteza media (ZSP)	2,82	
	Corteza inferior (ZSP)	2,93	
Zona de Ossa-Morena	BMA	Metabasitas de Acebuches (MA)	2,93
		Dom. del Alto grado (AG)	2,83
		Dom. del Bajo grado (BG)	2,70
	Sinclinorio Barrancos-Hinojales (BH)		2,71
	Sinclinorio Jerez de los C.-Fregenal de la S. (JF)		2,69
	Anticlinorio Olivenza-Monesterio-1 (OM1)		2,71
	Anticlinorio Olivenza-Monesterio-2 (OM2)		2,77
	Sinclinorio Zafra-Alanís (ZA)		2,72
	Dom. S ^a Albarrana (SA)		2,73
	Dom. Valencia de las Torres-Cerro Muriano (VT-CM)		2,73
	Plutón de los Remedios (Re)		2,65
	Plutón de Burguillos-1 (Bu-1)		2,75
	Plutón de Burguillos-2 (Bu-2)		2,86
	Granito supuesto-1 (Su-1)		2,67
	Granito de El Castillo (Ca)		2,73
	Plutón supuesto-2 (Su-2)		2,86
	Macizo El Pedroso (Pe)		2,67
	Granito de Sierra Padrona (Pa)		2,65
	Macizo de Lora del Río (LR)		2,70
	Carbonífero (Carb)		2,55
	Corteza superior (ZOM)		2,73
	Corteza media (ZOM)		2,82
	Corteza inferior (ZOM)		2,93
Cuerpo de alta reflectividad-densidad (CAD)		3,00	

Tabla 7.1.cont. Densidades asignadas a los cuerpos incluidos en los modelos de densidades de todos los perfiles. Entre paréntesis se muestran los acrónimos y abreviaturas utilizados en los modelos de densidades de las figuras 7.3 a 7.10.

7.2.2. DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS

La situación de los cuatro modelos gravimétricos sobre el mapa de anomalías de Bouguer se muestra en la figura 7.2.

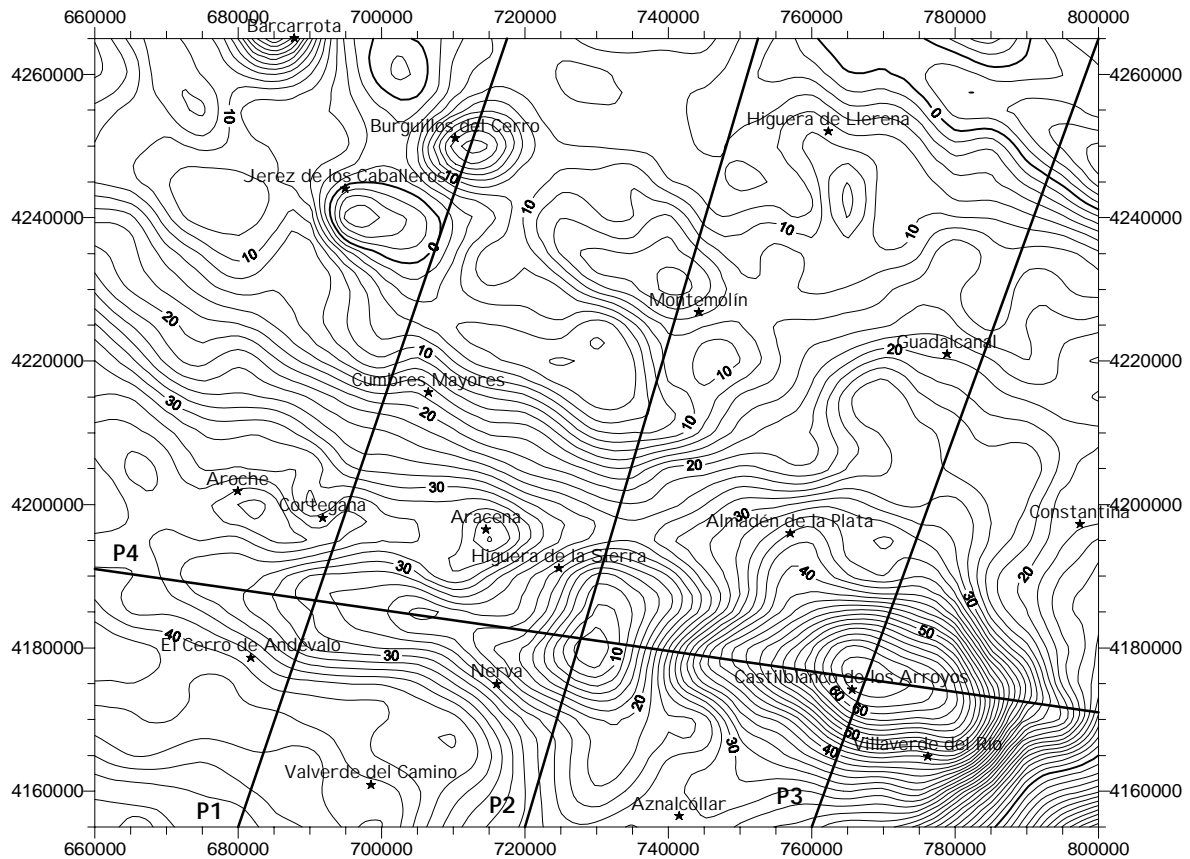


Figura 7. 2. Situación de los modelos gravimétricos sobre el mapa de Anomalías de Bouguer. Coordenadas UTM en metros, Huso 29. Intervalo entre isolíneas de 2 mGal.

En la figura correspondiente a cada modelo (figuras 7.3 a 7.10) se muestran, de arriba a abajo, la curva de anomalía de Bouguer observada y la calculada como respuesta del modelo y el modelo de densidades ajustado. Los acrónimos y abreviaturas utilizados en las figuras de los modelos, corresponden a los que aparecen entre paréntesis en la tabla de densidades asignadas a los cuerpos incluidos en los modelos de densidades de todos los perfiles (tabla 7.1) y en el mapa geológico de la zona de estudio mostrado en la figura 2.4.

7.2.2.1. Modelo gravimétrico 1

El perfil 1 (fig. 7.2) se extiende entre los puntos de coordenadas X, Y UTM (680000, 4155000) y (717500, 4265000) del huso 29, con una dirección N19E y una longitud de 116,2 km. El punto de corte con el perfil 4 se encuentra a 33,4 km del comienzo del perfil.

Desde un punto de vista geológico (fig. 7.1), de sur a norte, atraviesa las unidades del Grupo Culm, el Complejo Volcano-sedimentario, el Grupo de Filitas y Cuarcitas y el Grupo

del Pulo do Lobo así como diversos cuerpos plutónicos en la Zona Surportuguesa. En la Zona de Ossa-Morena continúa por la Banda Metamórfica de Aracena, los Sinclinorios de Barrancos-Hinojales y Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra, el Anticlinorio Olivenza-Monesterio y acaba en el Sinclinorio de Zafra-Alanís. Atraviesa también varios cuerpos plutónicos que se localizan sobre todo en el núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio.

La curva de anomalía de Bouguer observada (fig. 7.3) muestra una disminución general de los valores de anomalía desde los 50 mGal en el extremo SO hasta los 8 mGal en el extremo NE del perfil. Sobre esta tendencia regional se observan dos máximos relativos de pequeña longitud de onda en los que se alcanzan valores de 36,5 mGal en el primero, correspondiente a la alineación de máximos de la Banda Metamórfica de Aracena, y de 21 mGal en el segundo, el máximo relativo de Burguillos del Cerro. Al suroeste de cada uno de ellos aparecen dos mínimos de 26,5 y 0 mGal respectivamente, siendo éste último, el de Jerez de los Caballeros, el mínimo absoluto de este perfil.

La profundidad de la principal discontinuidad gravimétrica, el límite corteza-manto, se ha situado en torno a los 33,5 km de acuerdo con la profundidad media de las fuentes gravimétricas obtenida en la separación regional-residual del mapa de Anomalías de Bouguer, y siguiendo también el modelo sísmico inicial entre los 33-34 km (fig. 3.9).

La profundidad homogénea del Moho de alrededor de 33,5 km a lo largo de todo el perfil, hace que la tendencia regional se haya ajustado con una distinta distribución de densidades en la corteza de las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. Esto se ha traducido en un mayor espesor de las cortezas media e inferior de la ZSP respecto a la ZOM, tal y como se ha deducido del análisis de los datos sísmicos existentes, a partir de los cuales se ha elaborado el modelo sísmico inicial de profundidades y densidades de las distintas capas corticales. Respecto a este modelo varía la profundidad a la que se sitúa este límite intracortical, aunque hay que tener en cuenta que lo que se obtiene del análisis espectral es una profundidad media de las fuentes regional y residual, atribuyéndose todo el efecto gravimétrico a dos fuentes situadas a profundidades distintas. Cuando la diferencia entre los contrastes de densidad no es muy grande, el análisis espectral suma estos efectos simplificándolos en uno sólo. Así, se ha modelizado una corteza inferior en la ZSP de alrededor de 16 km de espesor, que va disminuyendo progresivamente hasta ponerse en contacto con la ZOM con un espesor de la corteza inferior de poco más de 11 km. La corteza media en la ZSP tiene un espesor de 11-12 km frente a los 8 km de la ZOM.

En ambas zonas, las cortezas inferior y media se caracterizan por los mismos valores de densidad, 2,93 y 2,82 g/cm³ respectivamente. El hecho de que la corteza media esté muy próxima a la superficie en la Zona Surportuguesa, alrededor de 4 a 5 km de profundidad para su parte superior, hace que haya densidades muy altas cerca de la superficie, lo que explicaría unos valores tan altos de anomalía de Bouguer, de 50 mGal, para una corteza continental. La profundización de la corteza media en la Zona de Ossa-Morena y la

disminución en su espesor, junto con una potente corteza superior, explicarían la bajada regional en los valores de anomalía de Bouguer hacia el NE.

El mínimo relativo que aparece sobre la parte septentrional de la Zona Surportuguesa, alrededor del km 35 del perfil, con valores de 26,5 mGal, sólo puede explicarse por la presencia de un cuerpo granítico de baja densidad en niveles superficiales de la corteza. En este caso, se ha modelizado con una intrusión de granófidios o granitoides subvolcánicos de densidad $2,61 \text{ g/cm}^3$ (ver tabla 4.6), que serían una continuación de los materiales que afloran hacia el este, y que constituyen una de las litologías fundamentales que forman el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS) (de la Rosa, 1992).

El máximo relativo que limita hacia el norte el mínimo anterior, alrededor del km 45 del perfil, asociado a la Banda Metamórfica de Aracena (BMA) como se apuntaba en la descripción del mapa de Anomalías de Bouguer, con valores de 36,5 mGal, ha sido ajustado por la presencia en superficie de las Metabasitas de Acebuches y de los materiales del Dominio del Alto Grado de la BMA. El afloramiento de estos materiales de alta densidad (ver tabla 4.5) y el conocimiento de la geología de la zona, hace pensar en su continuación en profundidad hasta niveles medios de la corteza. Estos materiales se han modelizado como dos cuerpos estrechos y alargados con buzamiento hacia el norte, hasta una profundidad de 12-13 km, con densidades medias de $2,93 \text{ g/cm}^3$ para las Metabasitas de Acebuches, y de $2,83 \text{ g/cm}^3$ para los materiales del Dominio del Alto Grado teniendo en cuenta la abundancia relativa de los distintos materiales que lo componen (gneises, granulitas, mármoles, rocas calcosilicatadas y anfibolitas fundamentalmente).

El pronunciado gradiente que separa este máximo del mínimo de Jerez de los Caballeros (km 90), que el perfil corta en su extremo suroriental (fig. 7.2), se ha justificado con el buzamiento hacia el norte de los cuerpos que representan a las Metabasitas de Acebuches y al Dominio de Alto Grado de la Banda Metamórfica de Aracena, y con las diferencias de espesor de las distintas capas corticales en las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. El contacto entre ambas zonas puede ajustarse con un plano inclinado hacia el norte.

Al integrar en un solo modelo geológico la estructura de la corteza obtenida a partir de los datos sísmicos (figs. 3.9 y 3.15), y los datos geológicos de superficie interpretados a partir de los Mapas Geológicos de la Serie Magna y de campañas de campo, se han unido las dos sub-capas de la corteza superior de la Zona de Ossa-Morena en una sola, definiendo bloques que representan la estructuración varisca que se observa claramente en superficie, caracterizada por sinclinatorios y anticlinorios afectados y separados por fallas y zonas de cizalla con buzamiento hacia el norte, en lugar de una corteza superior lineal y homogénea simplificada a partir de los datos de las llegadas de las ondas P. En la definición de estos bloques se han utilizado densidades medias calculadas a partir del muestreo de campo (ver tablas 4.3 y 7.1) y de la abundancia relativa de los distintos materiales constituyentes de las formaciones geológicas que componen el cuerpo del modelo de densidades.

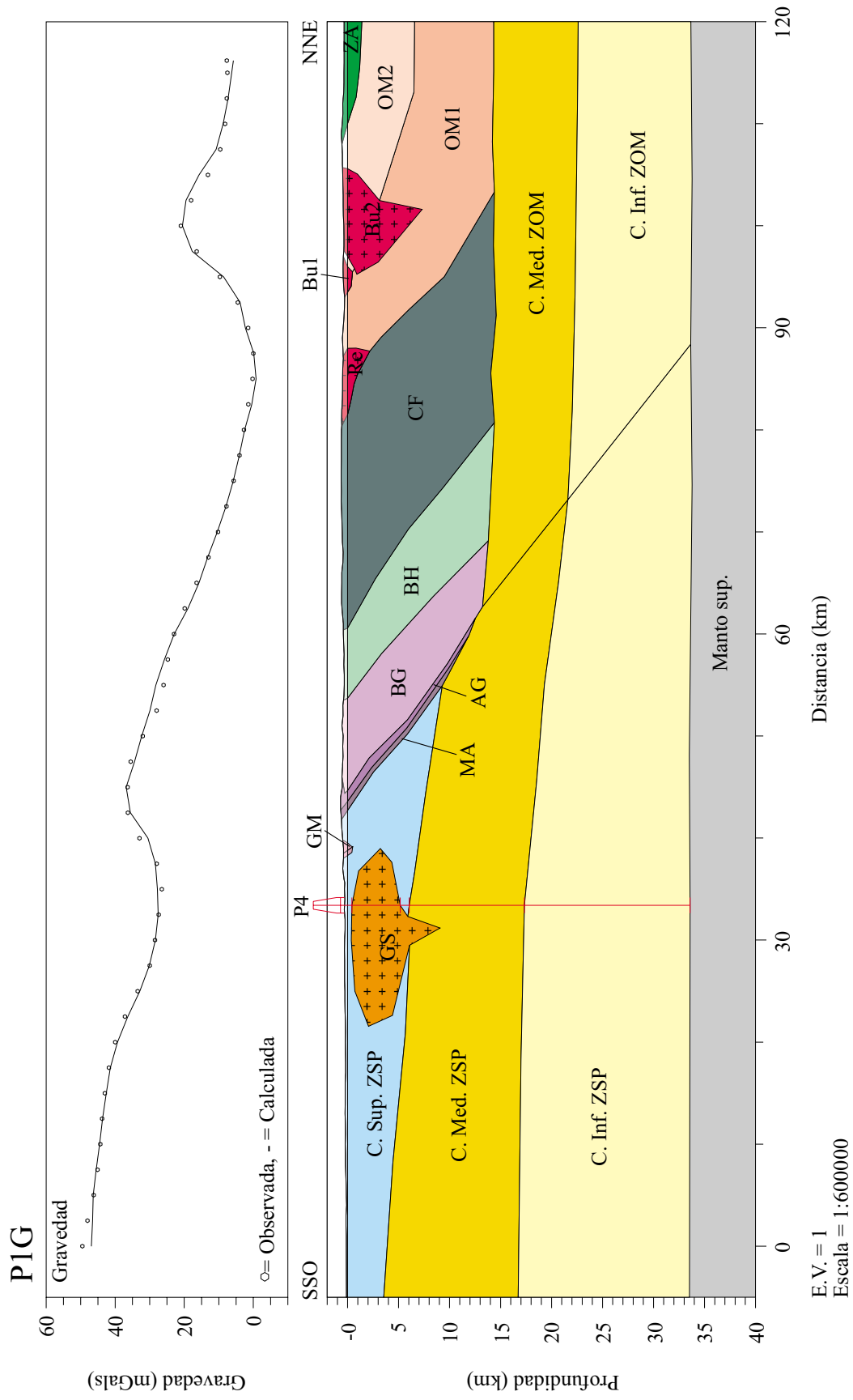


Figura 7. 3. Modelo gravimétrico 1. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

El mínimo que enlaza con el gradiente anterior, alrededor del km 90 del perfil, se ajusta en el modelo con la presencia del Plutón de los Remedios, modelizado con un bloque de densidad $2,65 \text{ g/cm}^3$, superior a la medida en la muestra recogida pero que puede considerarse más real, ya que el valor obtenido de $2,48 \text{ g/cm}^3$ es muy bajo y probablemente es consecuencia del alto grado de alteración de la muestra. García Lobón *et al.* (en prensa) han medido también valores muy bajos de densidad en este plutón, menores de $2,5 \text{ g/cm}^3$.

El máximo de Burguillos del Cerro, que el perfil atraviesa en su parte central, se ha modelizado con un cuerpo de densidad $2,86 \text{ g/cm}^3$, con unas dimensiones de aproximadamente 10 km, y una profundidad máxima de 8 km, que representa al plutón de Burguillos para el que las muestras recogidas arrojan ese valor de densidad. En la parte sur aflora la facies granítica del plutón, que ha sido modelizada con un cuerpo de menor extensión y de densidad $2,75 \text{ g/cm}^3$.

En el extremo NE del perfil, sobre el Anticlinorio Olivenza-Monesterio, la anomalía observada se ha ajustado mediante dos bloques con diferente densidad, asignando un valor de $2,77 \text{ g/cm}^3$ al bloque norte y de $2,71 \text{ g/cm}^3$ al bloque sur, coincidiendo aproximadamente la posición de ese límite con la traza del cabalgamiento de Monesterio bajo el plutón de Burguillos que, desde un punto de vista geológico, separa la unidad septentrional (Fuente de Cantos) de la meridional (Arroyomolinos) (Eguíluz *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, en prensa). Aunque Eguíluz (1987) supone un espesor máximo para la lámina cabalgante de 15 km, la profundidad a la que se sitúa en el modelo gravimétrico no excede de 7 km.

El error total de ajuste entre la anomalía observada y la calculada en el modelo es de 1,06 %.

- *Modelo gravimétrico 1-C.A.D.*

Tal y como se ha expuesto al principio de este capítulo, se han realizado dos modelos para cada perfil gravimétrico, para estudiar la viabilidad de la existencia de un Cuerpo de Alta Densidad (CAD) en niveles medios de la corteza de la Zona de Ossa-Morena, y de ser así, cuál sería su extensión y situación.

En la figura 7.4 se muestra el modelo gravimétrico 1 en el que, manteniendo la estructura cortical inicial establecida, se ha introducido un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza. Se ha utilizado una densidad de $3,00 \text{ g/cm}^3$ para que fuera más alta que las densidades de la corteza media ($2,82 \text{ g/cm}^3$) y de la corteza inferior ($2,93 \text{ g/cm}^3$). Siguiendo con la hipótesis propuesta por Simancas *et al.* (2002a,b) este cuerpo constituiría una zona de alta reflectividad en la que se enraízan todas las estructuras de la corteza superior. Para conseguir el ajuste en la modelización ha sido necesario bajar el límite inferior de la corteza superior que se sitúa a una profundidad media de 17 km.

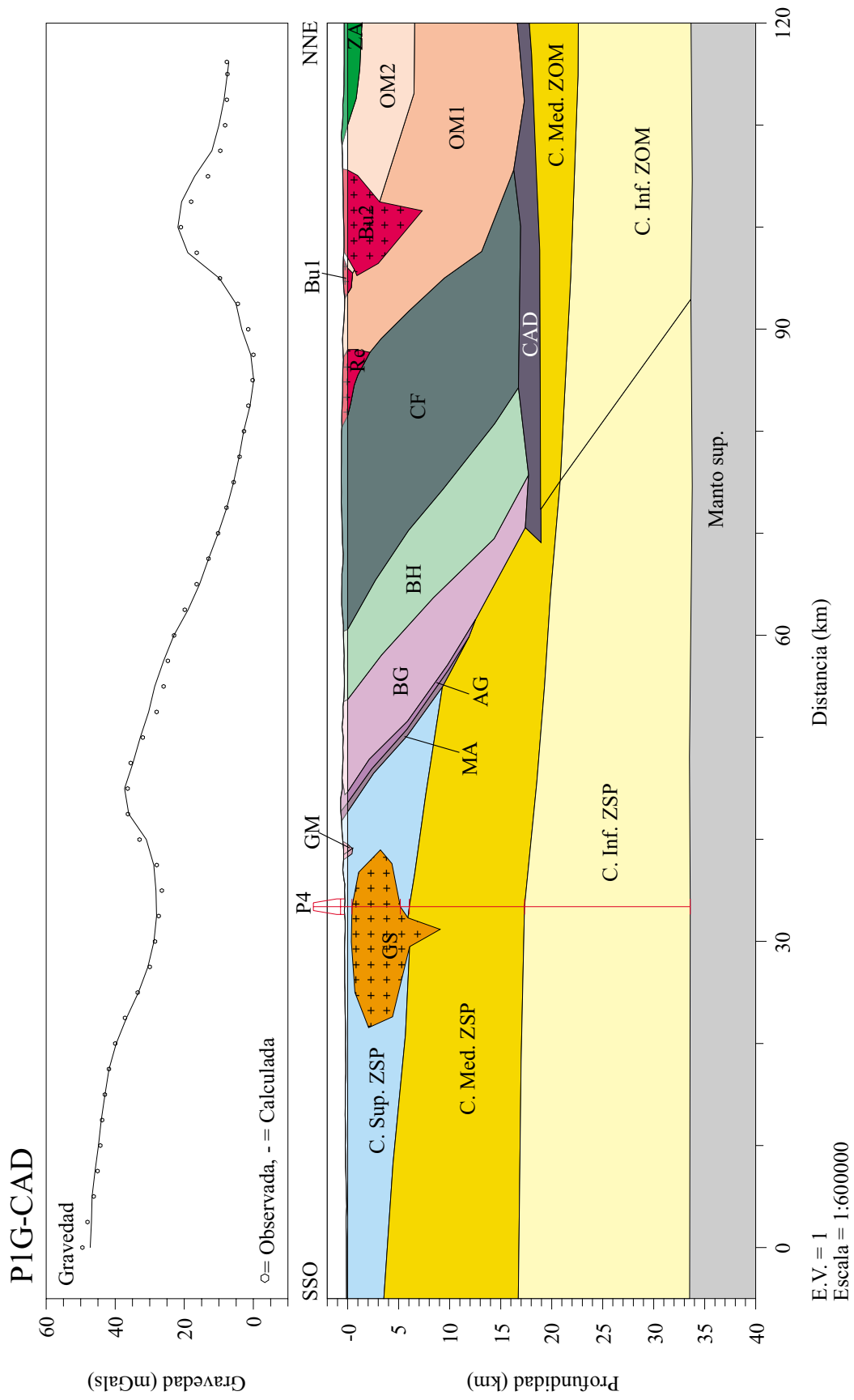


Figura 7. 4. Modelo gravimétrico 1, considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza de la ZOM. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

La corteza media, incluyendo en su parte superior el CAD, disminuye así hasta tener una potencia media de sólo 6 km. No ha sido necesario introducir variaciones en el resto de la estructuras, que no cambian ni de posición ni de densidad considerando esta hipótesis. De esta forma, se compensa el exceso de masa que supone la existencia de un cuerpo de esta densidad con el defecto de masa que implica una corteza superior tan potente.

El error total de ajuste de este modelo es de 1,27 %.

7.2.2.2. Modelo gravimétrico 2

El perfil 2 (fig. 7.2) se extiende entre los puntos de coordenadas X, Y UTM (720000, 4155000) y (752500, 4265000) huso 29, con una dirección N16,5E y una longitud de 115 km. El punto de corte con el perfil 4 se encuentra a 27,5 km del comienzo del perfil.

Geológicamente, de sur a norte, atraviesa las unidades del Grupo de Filitas y Cuarcitas, el Complejo Volcano-sedimentario y el Grupo Chanza, así como el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla en la Zona Surportuguesa. En la Zona de Ossa-Morena atraviesa parte de la Banda Metamórfica de Aracena, los Sinclinatorios de Barrancos-Hinojales y Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra, el Anticlinorio Olivenza-Monesterio, el Sinclinatorio de Zafra-Alanís, sigue en el Dominio de la Sierra Albarrana y acaba en el Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano. El perfil pasa por algunos cuerpos plutónicos que afloran fundamentalmente en el núcleo del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (fig. 7.1).

La curva de anomalía de Bouguer observada (fig. 7.5) es bastante similar a la del perfil 1, pues los gradientes y los máximos y mínimos que atraviesa son la prolongación de los mismos que se observan en el perfil anterior (fig 7.2). Muestra una disminución progresiva en los valores de anomalía de Bouguer desde los 30 mGal del extremo SO hasta los 0 mGal del extremo NE. Sobre esta tendencia regional se observan, como en el perfil 1, dos mínimos y dos máximos de menor longitud de onda. Desde los 30 mGal del comienzo del perfil, la curva desciende hasta alcanzar valores de 8 mGal constituyendo el primer mínimo relativo. La curva de anomalía de Bouguer asciende de nuevo hasta alcanzar los 24,5 mGal que caracterizan el primer máximo relativo de este perfil, alrededor del km 45. La curva vuelve a descender hasta valores de 6 mGal y se recupera después hasta los 18 mGal en el km 80 del perfil, dando lugar al segundo máximo relativo observado. La curva desciende en el extremo NE hasta estabilizarse en valores de 5 mGal, constituyendo el mínimo absoluto de este perfil gravimétrico.

En primer lugar se ha modelizado la tendencia regional como en el caso del perfil 1, con un mayor espesor de las cortezas media e inferior de la Zona Surportuguesa respecto a la Zona de Ossa-Morena. La forma y espesor de estas capas son similares a las del perfil 1 aunque presentan ligeras variaciones: la corteza superior de la Zona de Ossa-Morena en el extremo NE del perfil presenta una disminución en su espesor que se traduce en un mayor

espesor de la corteza media, con valores de 12-13 km para la corteza superior y 10 km para la corteza media. En la Zona Surportuguesa la corteza media disminuye su espesor entre 1 y 2 km respecto a la del perfil 1, mientras que la corteza superior se mantiene entre 5 y 6 km. El espesor de toda la corteza se mantiene constante en todo el perfil entre 33 y 34 km, de acuerdo con los resultados obtenidos del análisis espectral para la separación de las fuentes regionales y residuales y del modelo sísmico inicial.

Del mismo modo que en el primer modelo, el mínimo que aparece en la parte sur del perfil está asociado a las intrusiones graníticas de baja densidad del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, y se ha modelizado mediante un cuerpo de densidad $2,61 \text{ g/cm}^3$ que representa a los granitoides subvolcánicos que afloran ampliamente en la zona. Esta densidad corresponde a la media de los valores en las muestras medidas en laboratorio. La raíz de esta intrusión alcanza en el modelo profundidades de 12,5 km. En la parte superficial se puede observar en el mapa geológico (figs. 2.4 y 7.2) el afloramiento de otros cuerpos intrusivos, tonalitas y gabros y dioritas, que han sido modelizados mediante pequeños cuerpos con densidades de $2,71 \text{ g/cm}^3$ las tonalitas, y $2,88 \text{ g/cm}^3$ los gabros y dioritas, correspondientes a las medidas obtenidas en las muestras recogidas en campo (tablas 4.4 y 7.1).

El máximo que aparece al norte de este mínimo, en el km 45 del perfil, corresponde a la continuación hacia el este del máximo correspondiente a la Banda Metamórfica de Aracena que se puede observar en el perfil 1 (fig. 7.3) y en el mapa de anomalías de Bouguer (figs. 4.9 y 7.2). Se ha ajustado con la existencia en profundidad del Dominio del Alto Grado de la Banda Metamórfica de Aracena y de la lámina de Metabasitas de Acebuches sin que éstas últimas lleguen a aflorar en superficie. Se ha modelizado mediante dos cuerpos tabulares, estrechos, con buzamiento hacia el Norte, siguiendo el esquema del perfil 1. En este caso, la profundidad que alcanzan es menor, entre los 10 y los 12 km para la parte inferior del cuerpo que representa al dominio del Alto Grado.

El gradiente que pone en contacto este máximo con el mínimo de Monesterio, en el que se alcanzan valores de 6 mGal, es menos pronunciado que en el perfil 1. Se ajusta como en el modelo anterior, con el buzamiento hacia el norte de los cuerpos que forman la Banda Metamórfica de Aracena y con la potente corteza superior de la Zona de Ossa-Morena respecto a la Zona Surportuguesa, caracterizada la primera por valores de densidad de $2,69$ a $2,73 \text{ g/cm}^3$ (tabla 7.1).

El mínimo de Monesterio, con valores de 6 mGal, que limita este gradiente en su parte norte, no se ha podido ajustar sólo con la estructura deducida de los datos geológicos. Ha sido necesario introducir un cuerpo de densidad $2,67 \text{ g/cm}^3$, además del cuerpo que representa al granito de El Castillo al que se ha asignado una densidad de $2,73 \text{ g/cm}^3$ en el modelo de densidades. Las características del mínimo gravimétrico, que es una continuación hacia el SE del mínimo de Jerez de los Caballeros, modelizado en el perfil 1 con un cuerpo intrusivo de baja densidad, y la disposición de las intrusiones a lo largo del anticlinorio Olivenza-Monesterio, permiten suponer la existencia de otras intrusiones graníticas en

profundidad, que pueden ser continuación de las que se observan en superficie o bien estar desconectadas como en este caso.

El máximo que aparece a continuación en la curva de anomalía de Bouguer, alrededor del km 80 del perfil, en las proximidades de Montemolín, se ha ajustado considerando la existencia en profundidad de un cuerpo intrusivo de densidad mayor que el encajante en el que se sitúa ($2,77 \text{ g/cm}^3$). Se ha modelizado mediante un pequeño cuerpo de densidad $2,86 \text{ g/cm}^3$ asumiendo la prolongación del modelo geológico que se ha deducido para el modelo gravimétrico 1, teniendo en cuenta la disposición de las isoanómalas de Bouguer y las características geológicas de los cuerpos intrusivos en el Anticlinorio Olivenza-Monesterio.

La disminución en los valores de anomalía en el extremo NE de la curva se ha modelizado con la estructura sinclinal del Dominio Zafra-Alanís, esquematizado en el modelo de densidades mediante un cuerpo con densidad $2,72 \text{ g/cm}^3$, sobre el flanco norte del anticlinorio Olivenza-Monesterio representado en el modelo de densidades con un cuerpo de $2,77 \text{ g/cm}^3$ de densidad.

El error total de ajuste del modelo presentado en la figura 7.5 es del 0,68 %.

- *Modelo gravimétrico 2-C.A.D.*

En la figura 7.6 se muestra el modelo gravimétrico 2 en el que se ha introducido un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza de la Zona de Ossa-Morena. De forma similar al perfil 1, y manteniendo constante la estructura cortical se ha modelizado un CAD, de forma tabular, y de densidad $3,00 \text{ g/cm}^3$ a una profundidad media de 16 km y un espesor aproximado de 1,5-2 km. En el caso del perfil 2, este cuerpo es más homogéneo que en el caso del perfil 1 y más somero. Muestra, de forma similar al perfil 1, una disminución de su profundidad y espesor hacia el NE, tal y como se aprecia en el perfil sísmico IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2002a) (fig. 3.8).

La corteza superior de la ZOM tiene así un espesor de 15 km aproximadamente. Se mantienen en el modelo los mismos bloques definidos en el modelo sin CAD, aumentando la profundidad mínima de éstos hasta enraizarse en el CAD.

La corteza media, incluyendo en su parte superior el CAD, disminuye así con respecto a la hipótesis sin CAD, hasta tener una potencia media de casi 8 km. El resto de estructuras no cambian ni de posición ni de densidad considerando la segunda hipótesis, con presencia de un CAD.

El error total de ajuste de este modelo es de 0,71 %.

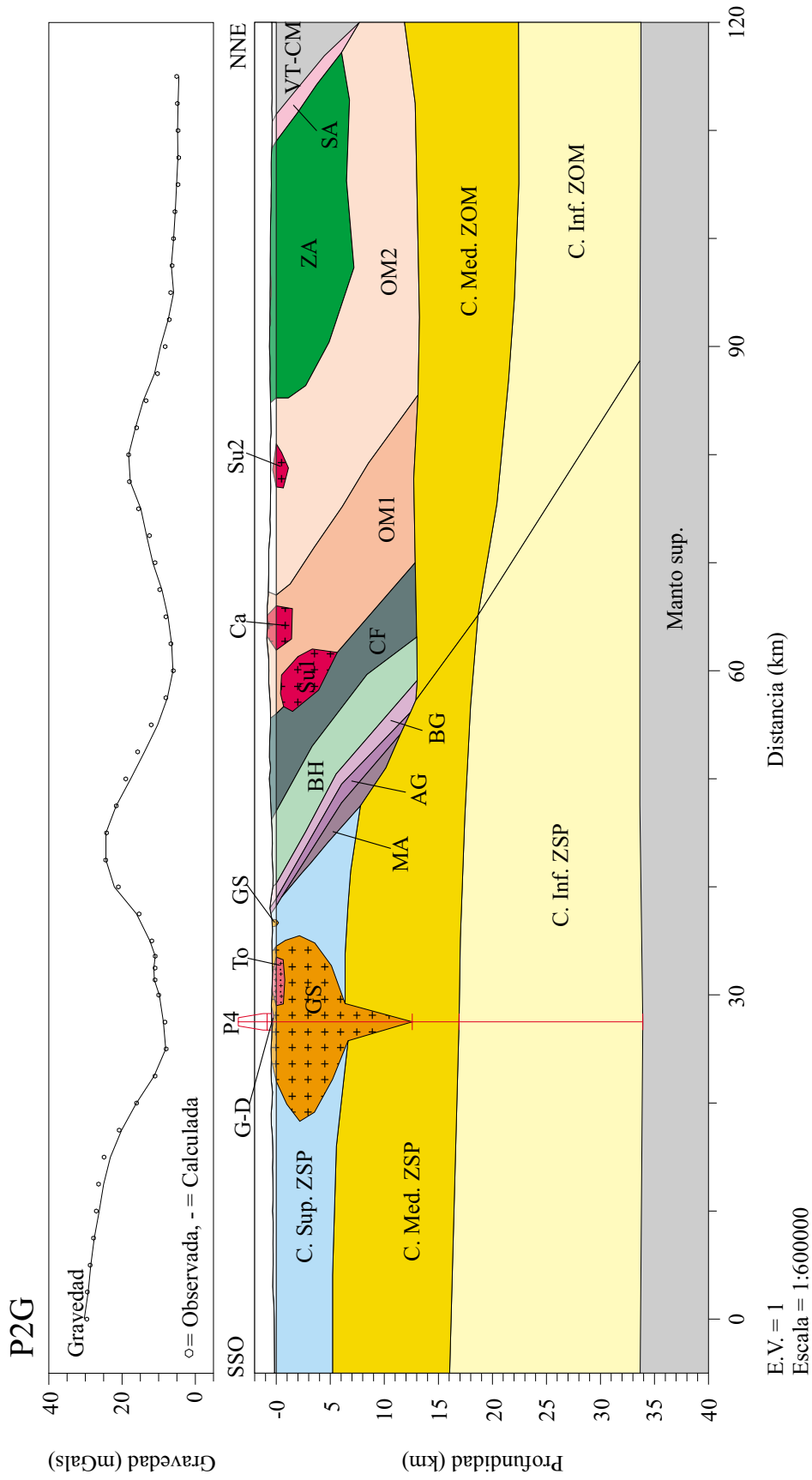


Figura 7. 5. Modelo gravimétrico 2. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

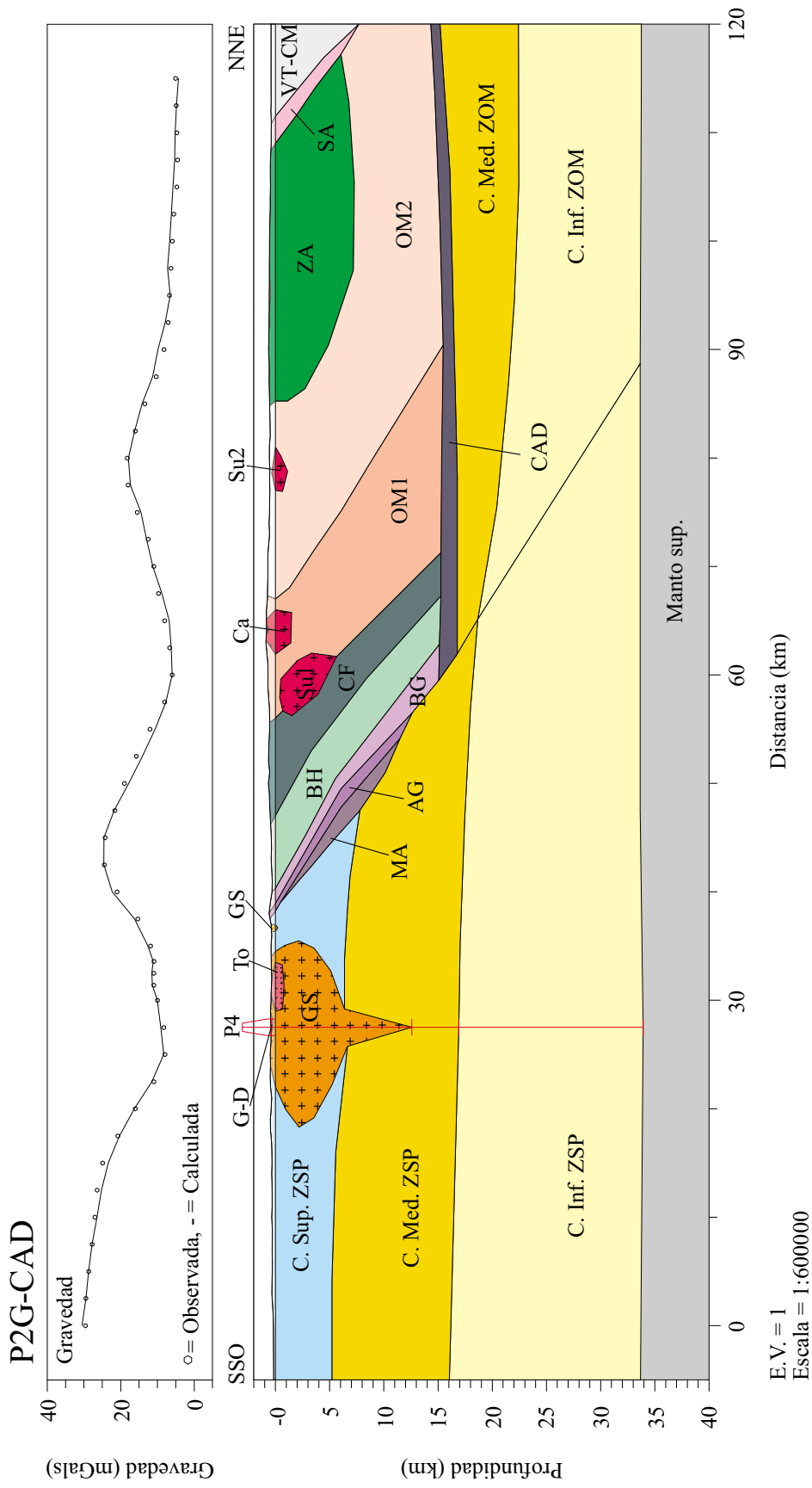


Figura 7. 6. Modelo gravimétrico 2, considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza de la ZOM. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

7.2.2.3. Modelo gravimétrico 3

El perfil 3 (fig. 7.2) se extiende entre los puntos de coordenadas X, Y UTM (760000, 4155000) y (800000, 4265000) correspondientes al huso 29, con una dirección N20E y una longitud de 117 km. El punto de corte con el perfil 4 se encuentra a 21,8 km del comienzo del perfil.

Desde un punto de vista geológico (fig. 7.1), de sur a norte, el perfil atraviesa el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla y algunos afloramientos del Grupo de Filitas y Cuarcitas en la Zona Surportuguesa, así como la Cuenca del Viar. En la Zona de Ossa-Morena continúa en el Sinclinorio de Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra, el Sinclinorio de Zafra-Alanís, sigue en el Dominio de la Sierra Albarrana, el Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano y acaba en el Dominio Obejo-Valsequillo de la Zona Centro-Ibérica.

La curva de anomalía de Bouguer observada (fig. 7.7) muestra la misma tendencia regional observada en los dos perfiles anteriores, de disminución progresiva en los valores de anomalía de Bouguer, en este caso desde los 23 mGal del extremo SO hasta los -5,5 mGal del extremo NE. Sobre esta tendencia regional domina un gran máximo gravimétrico que constituye además el máximo absoluto del mapa de Anomalías de Bouguer (figs. 4.9 y 7.2) y que alcanza valores de 65 mGal. En el extremo NE del perfil aparece un mínimo de pequeña longitud de onda y pequeña amplitud, con valores de anomalía de -6,5 mGal.

La tendencia regional se ha ajustado en el modelo como en los dos anteriores, manteniendo constante la estructura de la corteza: profundidad del Moho alrededor de 33,5 km, y un mayor espesor de las cortezas media (12-13 km) e inferior (15 km) en la Zona Surportuguesa respecto a las de la Zona de Ossa-Morena (10,5 y 9,5 km respectivamente), lo que hace que la corteza superior de la Zona Surportuguesa sea mucho menos potente, alrededor de 5 km, que la de la Zona de Ossa-Morena, en torno a 13 km.

El modelo gravimétrico comienza en la cuenca del Guadalquivir, que se ha modelizado como un cuerpo tabular con un espesor máximo en la zona de estudio de 450 m y con una densidad de $2,20 \text{ g/cm}^3$ (com. personal M. Tsige; Galindo Zaldívar *et al.*, 1995).

El máximo situado en el km 20 del perfil ha sido ajustado con un cuerpo de alta densidad ($2,88 \text{ g/cm}^3$) en niveles superiores de la corteza. Este cuerpo tiene una gran extensión horizontal, de hasta 27 km en su zona de máximo desarrollo, y una profundidad máxima de 4,7 km. Este cuerpo podría corresponder a una gran intrusión de gabros en el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, que se extiende bajo las cuencas del Guadalquivir y del Viar. Esta suposición es coherente atendiendo a la gran extensión de los afloramientos de gabros y dioritas en toda la zona. No ha sido posible ajustar este máximo con ninguna otra forma o estructura a otras profundidades, correspondientes a la corteza media o inferior,

incluso en el manto. Las estructuras de alta densidad a esas profundidades generan anomalías de longitud de onda mucho mayor que la observada en la zona de Castilblanco de los Arroyos.

Incluidos en estos gabros afloran unas intrusiones de granodioritas y granitoides subvolcánicos que han sido incluidos en el modelo de densidades como pequeños cuerpos de densidades 2,66 y 2,61 g/cm³ respectivamente, como en los dos modelos anteriores.

Sobre el extremo noreste de la intrusión de gabros y en el contacto entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa se localiza la cuenca pérmica del Viar, que se ha modelizado como un cuerpo de densidad 2,59 g/cm³, teniendo en cuenta la presencia de materiales volcánicos entre los materiales detríticos que afloran en la cuenca (tablas 4.4 y 7.1). La estructura de esta cuenca es la de un sinclinal cuyo flanco noreste es prácticamente vertical y está limitado por la falla del río Viar que separa la cuenca de la Zona de Ossa-Morena.

Continuando con la misma hipótesis geológica de trabajo de los dos modelos anteriores, se ha ajustado el comienzo del gradiente que limita el máximo de Castilblanco de los Arroyos (km 20) en su parte septentrional, mediante la modelización de tres cuerpos alargados y estrechos, con buzamiento hacia el norte, y que no llegan a aflorar en superficie. Estos cuerpos representan a la lámina de Metabasitas de Acebuches y a los dominios del Alto y Bajo Grado de la Banda Metamórfica de Aracena separando las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. En el modelo de densidades se ha asignado a estos cuerpos las mismas densidades que en los modelos 1 y 2 y que corresponden a los valores obtenidos en las medidas realizadas en laboratorio de las muestras recogidas en la zona (2,93 g/cm³ para las Metabasitas de Acebuches, 2,83 g/cm³ para el dominio del Alto Grado y 2,70 g/cm³ para el dominio del Bajo Grado de la Banda Metamórfica de Aracena) (ver tablas 4.3 y 7.1).

Se han incluido en el modelo de densidades los granitos de El Pedroso y Sierra Padrona, aflorantes entre los km 45 y 47 del perfil, aunque sus dimensiones (una extensión máxima de 1,5 km el primero, y de 1 km el segundo) y densidades (2,67 y 2,65 g/cm³ respectivamente) hacen que, dado el intervalo entre estaciones del perfil, de 2,5 km, la presencia de estos granitos no afecte a la forma de la curva de la anomalía calculada. Se han incluido en el modelo de densidades para mantener el esquema geológico.

El mínimo de la parte NE de la curva se ha ajustado con un cuerpo de baja densidad, 2,55 g/cm³, que representa la cuenca Carbonífera del río Matachel que, por simplificación, no se ha incluido en el mapa geológico (figs. 2.4 y 7.1) y que aflora en la parte norte del dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano (Sánchez Cela *et al.*, 1977).

Bajo esta cuenca, la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (BCBC) se ha modelizado mediante un cuerpo de densidad 2,73 g/cm³ que disminuye su extensión horizontal en profundidad y está enraizado en el despegue que separa la corteza superior de la corteza media.

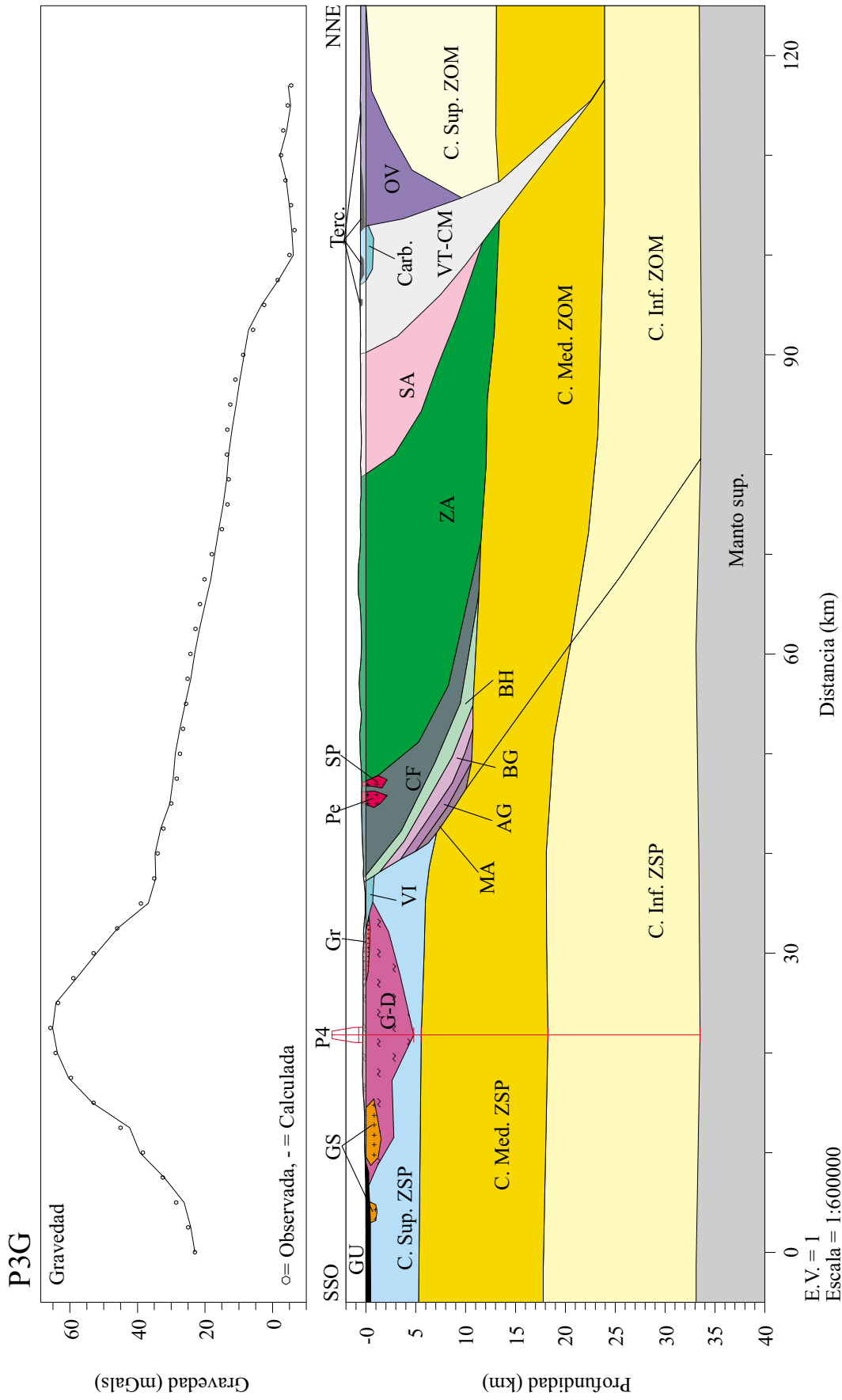


Figura 7. 7. Modelo gravimétrico 3. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

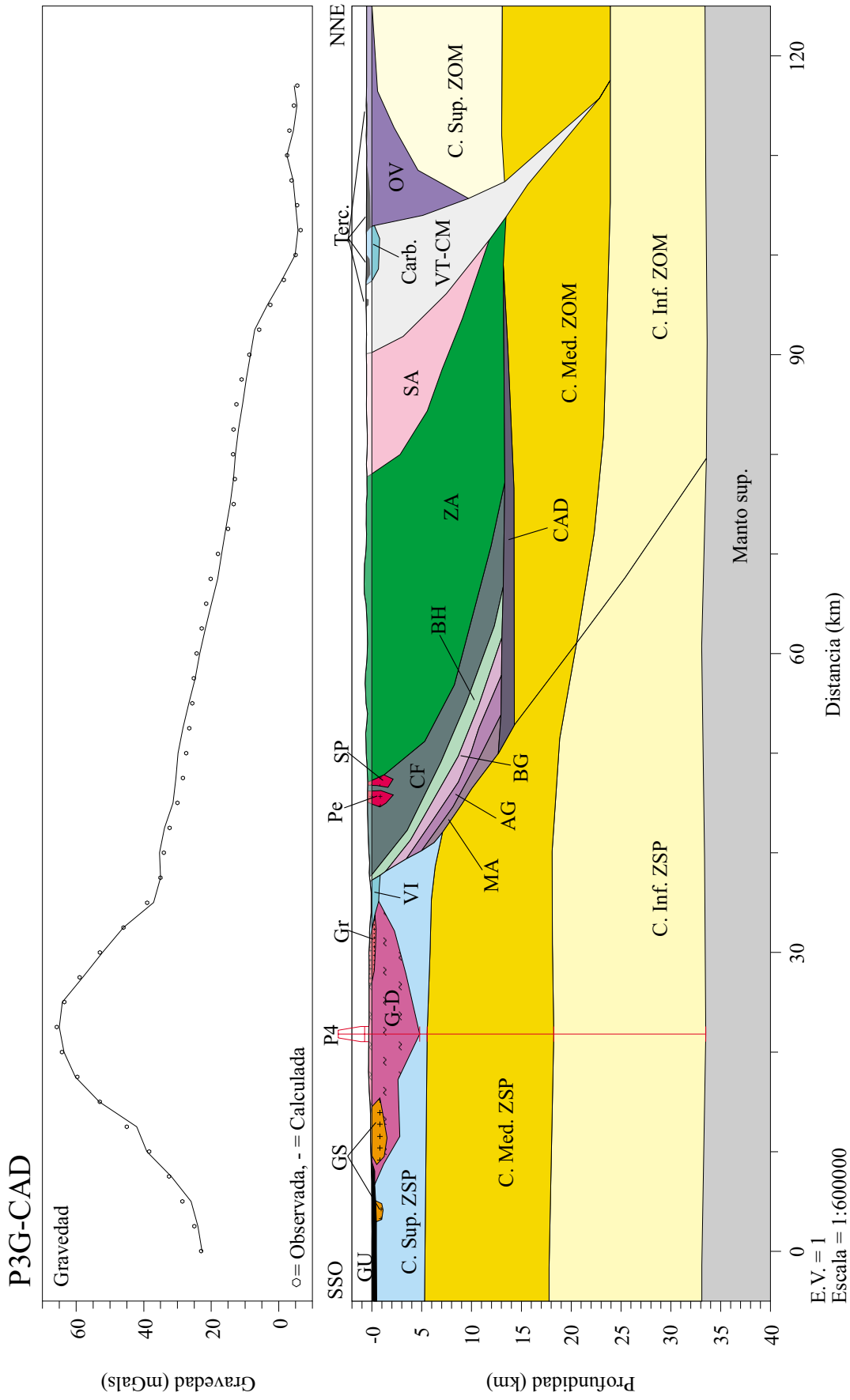


Figura 7. 8. Modelo gravimétrico 3, considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza de la ZOM. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

La estructura de esta zona es la de una banda de cizalla en la que se produce el cambio de vergencia de las estructuras que se sitúan a ambos lados de la misma (ver p. ej. cortes interpretativos de la cadena varisca en Castro, 1987; Apalategui *et al.*, 1990a; Ábalos y Díaz Cusí, 1995; Matte, 1991). Las fallas que limitan este bloque elevado, al norte y al sur, las fallas de Hornachos y Azuaga, se han modelizado como contactos subverticales en superficie que van perdiendo buzamiento en profundidad aproximándose al núcleo central de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba. De acuerdo con los últimos datos sísmicos del perfil IBERSEIS publicados por Simancas y Carbonell (2001), Carbonell *et al.* (2001), Simancas *et al.* (2001a), Simancas *et al.* (2002a,b) y Carbonell *et al.* (2002), se ha modelizado la BCBC con un cierto buzamiento de toda la estructura hacia el norte. Siguiendo este esquema se ha modelizado el dominio Obejo-Valsequillo como un bloque de densidad $2,72 \text{ g/cm}^3$ que va disminuyendo su extensión en profundidad, hasta unirse con el eje de la banda de cizalla, esquematizando así un típico cinturón de cabalgamientos.

El error total de ajuste del modelo entre la anomalía observada y la calculada es de 1,08 %.

- *Modelo gravimétrico 3-C.A.D.*

De forma similar a los perfiles 1 y 2, se ha modelizado el perfil 3 considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza, y cuyos resultados se muestran en la figura 7.8. En este caso, el cuerpo de densidad $3,00 \text{ g/cm}^3$ se situaría a una profundidad menor que en los perfiles 1 y 2, y tendría un menor espesor y extensión, no prolongándose más allá de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba. La extensión bajo el perfil 3 del CAD, no supera los 50 km y su espesor se ha reducido a poco más de 1 km. Muestra también una disminución de la profundidad hacia el NE de la misma forma que en los perfiles 1 y 2.

El espesor de la corteza superior se reduce así bajo el perfil 3 a poco más de 13 km, con respecto a los perfiles 1 y 2. De esta forma la corteza media es ligeramente más potente que bajo los otros dos perfiles, con un espesor que va desde los 7 km en la parte meridional de la Zona de Ossa-Morena hasta los 11 km en la parte más septentrional.

Con respecto al modelo sin CAD (fig. 7.7), de forma análoga a los perfiles 1 y 2, aumenta el espesor de la corteza superior y disminuye el de la corteza media, manteniéndose el resto aproximadamente igual.

El error total de ajuste de este modelo es de 1,22 %.

7.2.2.4. Modelo gravimétrico 4

El perfil 4 (fig. 7.2) se extiende entre los puntos de coordenadas X, Y UTM (660000, 4191000) y (800000, 4171000) huso 29, con una dirección N98E y una longitud de 141,4 km

e intersecta con todos los perfiles anteriores. El punto de corte con el perfil 1 se encuentra a 30,9 km del comienzo; el punto de corte con el perfil 2 se encuentra a 68,3 km y con el perfil 3 a 108,6 km desde el comienzo del perfil. Es longitudinal a las principales estructuras geológicas y discurre por el eje de un gran mínimo gravimétrico en la parte sur del mapa, y por el eje mayor del máximo de Castilblanco de los Arroyos.

Desde un punto de vista geológico (fig. 7.1) de oeste a este, comienza en la Zona Surportuguesa en el Grupo del Pulo do Lobo y discurre casi paralelo al afloramiento de esta formación, atraviesa las unidades del Complejo Volcano-sedimentario y el Grupo de Filitas y Cuarzitas y todo el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla paralelamente al eje mayor del batolito. Atraviesa el extremo meridional de la Cuenca del Viar y acaba en la Cuenca del Guadalquivir en un punto en el que se prolongan bajo ésta los materiales del Sinclinorio de Barrancos-Hinojales de la Zona de Ossa-Morena.

La curva de anomalía de Bouguer en este caso (fig. 7.9) es completamente distinta a las de los perfiles anteriores. Muestra una tendencia general de ligera disminución de los valores de anomalía de Bouguer hacia el ESE, sobre la que destacan un mínimo de pequeña longitud de onda en la parte central de la curva (km 70), en las cercanías de Castillo de las Guardas (fig. 7.2), con valores de 13 mGal y un máximo de gran longitud de onda, en el que se alcanza el mayor valor de anomalía de Bouguer no sólo de este perfil, sino de todo el mapa, 65 mGal.

En este perfil, como en los tres anteriores, se ha mantenido constante la estructura de la corteza para toda la Zona Surportuguesa sobre la que se sitúa la mayor parte del perfil gravimétrico. La profundidad de la corteza se mantiene entre 33 y 34 km y se ha dividido en tres capas, manteniendo las profundidades de los modelos 1, 2 y 3. Se observa que el máximo espesor de la corteza se alcanza en el punto de corte con el modelo 2 y es de 33,9 km. En este punto es donde la corteza inferior alcanza su máximo desarrollo, con un espesor de 17 km. La corteza media, en cambio, alcanza su máximo espesor al este del punto de cruce con el modelo 3, con casi 13 km.

El ajuste de la curva se produce en su mayor parte mediante las diferencias de densidad entre los cuerpos intrusivos que ocupan la práctica totalidad de la corteza superior, debido a la estructura casi tabular de la corteza de la Zona Surportuguesa en la dirección del perfil, ONO-ESE. El suave gradiente que describe la primera mitad de la curva de anomalía observada y el mínimo que lo separa del máximo de Castilblanco de los Arroyos, se ha modelizado con un cuerpo de densidad $2,61 \text{ g/cm}^3$ de gran desarrollo longitudinal, representando una gran intrusión de granitoides subvolcánicos del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS). La profundidad máxima que alcanza esta intrusión se sitúa alrededor de los 14 km bajo el mínimo descrito en la parte central del modelo, muy cerca del punto de corte con el modelo 2. La profundidad media de esta intrusión está alrededor de los 5 km, y presenta una extensión horizontal máxima de 80 km.

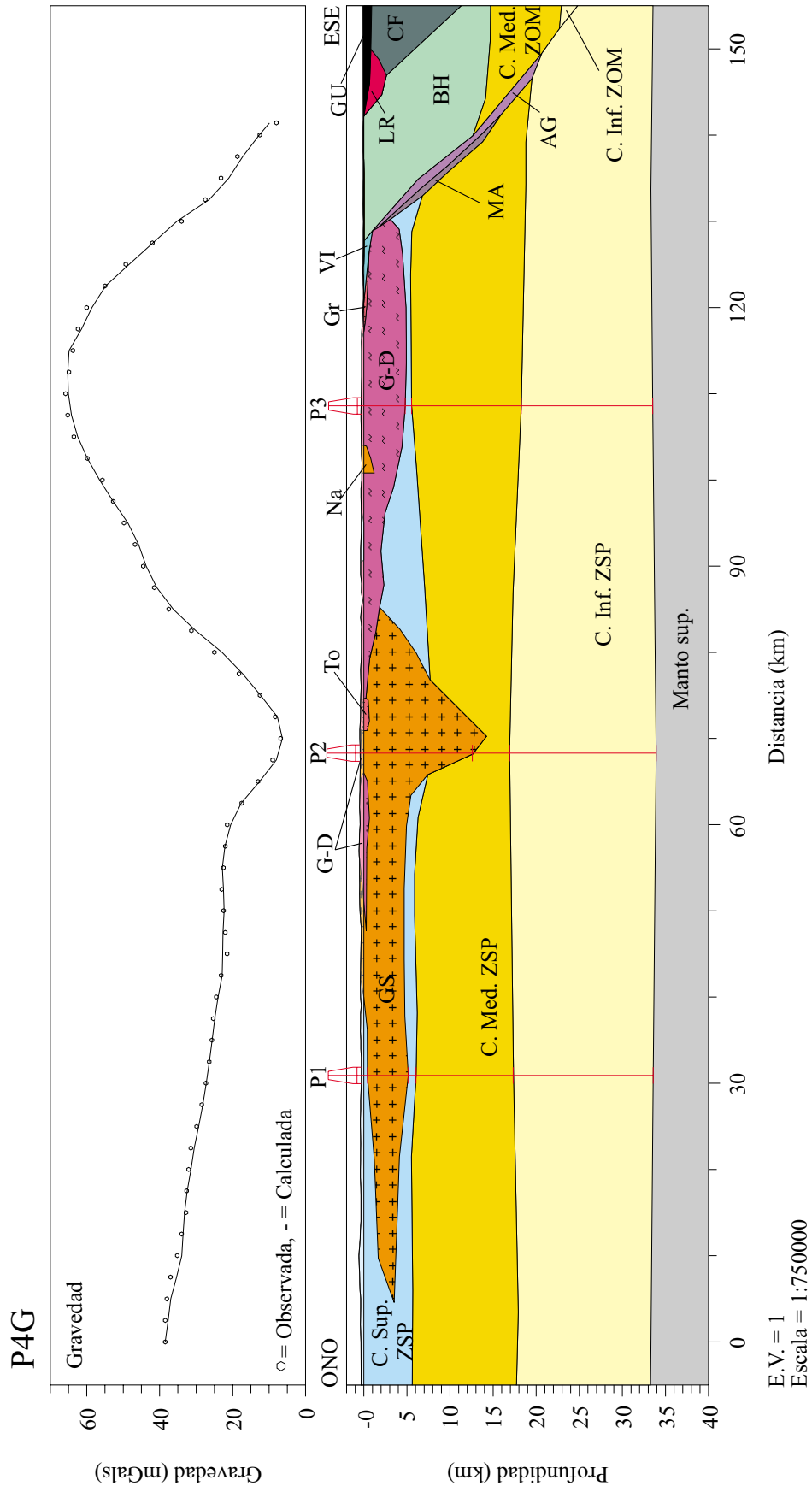


Figura 7. 9. Modelo gravimétrico 4. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

El máximo de 65 mGal que constituye toda la mitad occidental del perfil, se ha modelizado mediante un cuerpo de alta densidad que correspondería a los gabros que afloran a lo largo de todo el BSNS de densidad $2,88 \text{ g/cm}^3$ (tablas 4.4 y 7.1). La máxima extensión de estos gabros es de aproximadamente 55 km y la profundidad máxima que pueden alcanzar es de 4,8 km. El perfil atraviesa diversos afloramientos menores de distintos intrusivos, que han sido incluidos tanto en el esquema geológico, como en el modelo de densidades, asignándoles a cada uno de ellos las mismas densidades que en los modelos anteriores.

La presencia de este cuerpo de alta densidad no es suficiente para ajustar la respuesta del modelo con la anomalía observada en el extremo oriental del perfil. Por ello y siguiendo con la misma hipótesis geológica de los modelos anteriores, se ha supuesto la presencia de la lámina de las Metabasitas de Acebuches y de la Banda Metamórfica de Aracena separando las cortezas de las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. Nuevamente se han modelizado como cuerpos estrechos y con buzamiento hacia el norte (noreste), y densidades de 2,93 y $2,83 \text{ g/cm}^3$ respectivamente, en el límite entre ambas zonas. La posición de estos cuerpos se encuentra a continuación de los gabros y de la prolongación de la falla del río Viar bajo los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir en la parte oriental del perfil.

La parte final de la curva se ha ajustado con el mayor espesor de corteza superior de la Zona de Ossa-Morena y la presencia de la Cuenca del Guadalquivir, que va aumentando de espesor hacia el ESE más allá del final del modelo gravimétrico presentado. Se ha tenido en cuenta también la presencia del macizo de Lora del Río, modelizando un cuerpo de densidad $2,70 \text{ g/cm}^3$ bajo los materiales de la cuenca del Guadalquivir, justo en el punto en el que acaba el perfil como puede observarse en el mapa geológico (fig. 7.1).

El error de ajuste del modelo es del 0,89 %.

- *Modelo gravimétrico 4-C.A.D.*

En el caso del perfil 4, el cuerpo de densidad $3,00 \text{ g/cm}^3$ se situaría en el extremo SE del perfil, bajo los materiales de la Zona de Ossa-Morena. En este caso, se ha modelizado como una lámina de apenas 500 m de espesor a una profundidad de 14 km. Este modelo se muestra en la fig. 7.10.

En este caso, la presencia de este CAD no afecta a los espesores de las cortezas media e inferior de la Zona de Ossa-Morena. Debido a su reducida extensión, su efecto es apenas perceptible, situándose justo en la separación de la corteza superior con la corteza media. Esto unido al hecho de situarse en el extremo del perfil (sólo dos estaciones gravimétricas se sitúan en la vertical del CAD) impide evaluar con exactitud su contribución a la anomalía calculada en el perfil 4.

El error de ajuste entre la anomalía calculada y la observada para este modelo (fig. 7.10) es de 0,96 %.

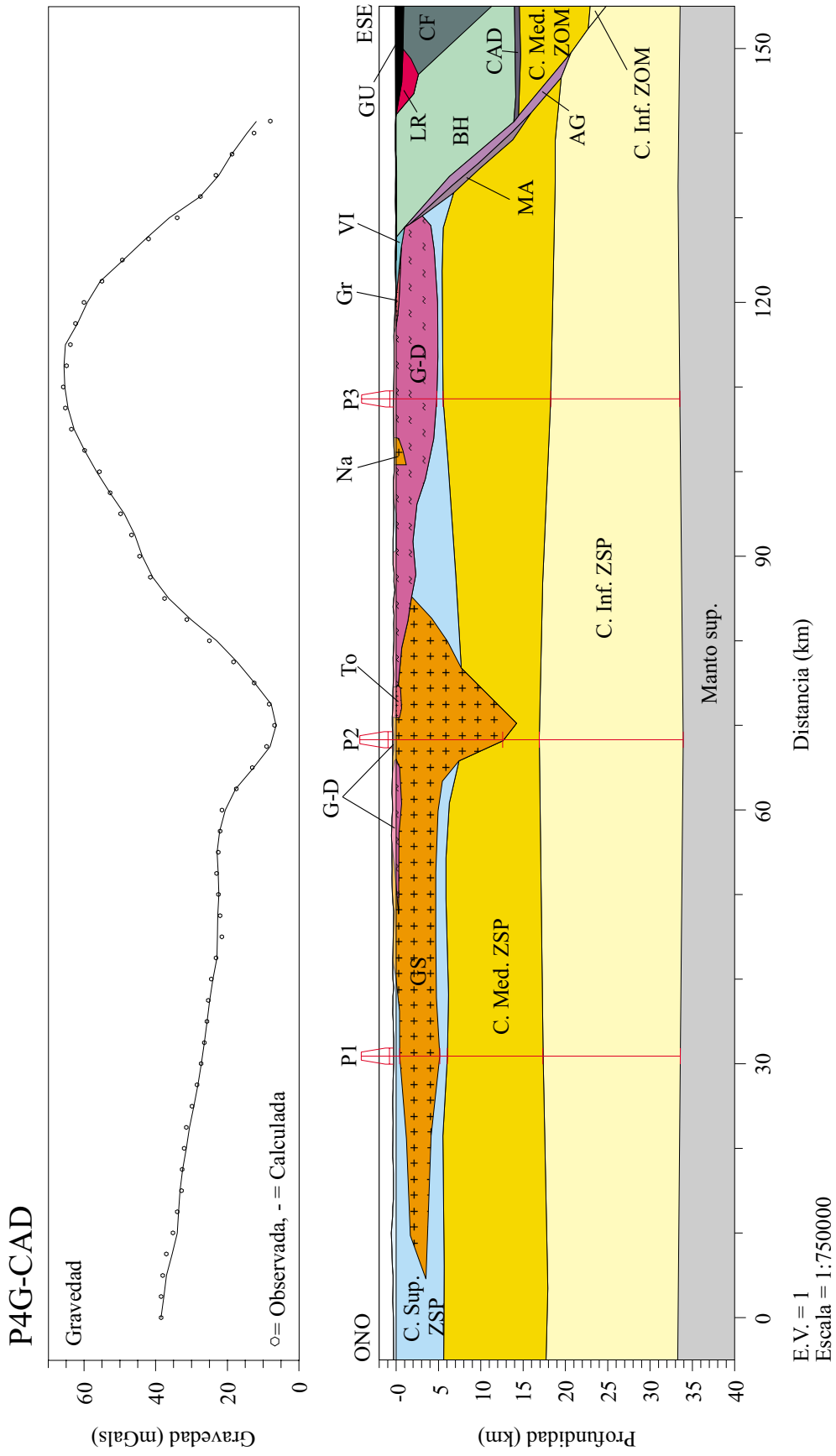


Figura 7. 10. Modelo gravimétrico 4, considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza de la ZOM. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

7.3. MODELIZACIÓN MAGNÉTICA

Debemos recordar que, de forma muy general según Socías *et al.* (1991), se puede interpretar la Zona de Ossa-Morena como un bloque variablemente magnetizado que sobresale, o como una capa ancha que yace sobre el verdadero basamento magnético. García Lobón y Granda (1993) también llegan a la conclusión de que la Zona de Ossa-Morena presenta un relieve magnético elevado, con importantes ejes magnéticos paralelos y uniformes sobre grandes distancias, siendo más irregulares las estructuras magnéticas sobre el anticlinorio Olivenza-Monesterio.

Tal y como ya se apuntó en el apartado dedicado al mapa Aeromagnético, podemos considerar las anomalías observadas en la zona de estudio como producto de un basamento magnético que presenta importantes variaciones de profundidad y sobre el que se sitúan, en algunos puntos, cuerpos menores con contrastes importantes de magnetización.

Por otra parte, la profundidad de la fuente regional obtenida a partir del análisis espectral se sitúa en $13,28 \pm 0,23$ km.

A partir de los datos de flujo de calor y aplicando la fórmula empírica calculada por Tselentis (1991), se ha obtenido que la profundidad máxima de la isoterma de Curie y por lo tanto el límite inferior de las fuentes magnéticas se localiza a una profundidad de 25 ± 3 km.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, se han construido ocho modelos magnéticos sobre los mismos perfiles utilizados para realizar la modelización gravimétrica. Se han elaborado, como en el caso de la modelización gravimétrica, dos modelos posibles para cada uno de los cuatro perfiles, considerando la presencia o no de un cuerpo básico en niveles medios de la corteza, asumiendo que, por su posición, podría corresponder al límite inferior del basamento magnético.

La modelización magnética es diferente a la gravimétrica: las superficies que separan los cuerpos con distintos contrastes de magnetización, su orientación e inclinación, son las que constituyen las principales fuentes de anomalía en el primer caso, mientras que en la modelización gravimétrica la principal fuente de anomalía está constituida por el volumen y forma de los cuerpos anómalos.

Se realizó un muestreo de las susceptibilidades magnéticas de las formaciones más representativas del área de estudio, y se realizaron modelos preliminares utilizando estos datos sobre modelos geológicos, aunque no se obtuvo ningún resultado admisible y coherente desde un punto de vista geológico debido, sobre todo, a que estos cuerpos generan anomalías con longitudes de onda demasiado pequeñas y que no están presentes en los datos, tal y como se demostró en el capítulo 5.

En la península Ibérica, y más concretamente en el Macizo Ibérico, Socías *et al.* (1991), Socías (1994), Aller (1994, 1996), Aller y Zeyen (1994) y Aller *et al.* (1994) han realizado modelos magnéticos corticales considerando un basamento magnético y bloques con diferentes contrastes de magnetización, sin tener en cuenta los materiales que afloran en superficie, debido al carácter absolutamente regional de los datos observados iniciales, el Mapa Aeromagnético de España Peninsular realizado a partir de un vuelo a 3.000 m sobre el nivel del mar (Ardizzone *et al.*, 1989). Los ocho modelos magnéticos realizados se desarrollaron siguiendo este planteamiento.

El programa de modelización, GM-SYS de GEOSOFT, trabaja con la anomalía magnética de campo total, sin reducir al polo. Para ello cuando se introducen los datos de cada modelo, el programa pide los datos del “CAMPO MAGNÉTICO DE REFERENCIA” para cada perfil, así como la orientación del perfil respecto al Norte.

En nuestro caso, en el cálculo realizado con el módulo “*ngrf.exe*” (Geosoft Ltd., v. 2.03) los datos obtenidos para el centro de la zona de estudio, con coordenadas 6° 20' de longitud Oeste y 38° de latitud Norte, para el 1-1-1987, fecha a la que se trasladaron los datos del vuelo y para la que se ha trazado el Mapa Aeromagnético de España Peninsular, son :

Intensidad total H (gammas) =	43112,22
Componente Norte =	26010,04
Componente Este =	-2532,77
Componente Vertical =	34288,87
Inclinación =	52,69°
Declinación =	354,44°

7.3.1. SUSCEPTIBILIDADES ASIGNADAS A LOS CUERPOS QUE INTEGRAN LOS MODELOS MAGNÉTICOS

Los valores de susceptibilidad magnética utilizados son similares a los utilizados por otros autores en la península Ibérica y se han obtenido a partir de éstos (Socías *et al.*, 1991; Socías, 1994; Aller, 1994,1996; Aller y Zeyen, 1994 y Aller *et al.*, 1994) y otras referencias bibliográficas (Clark, 1966; Dobrin, 1976; Carmichael, 1988 y Henkel *et al.*, 1990). Se han utilizado valores de susceptibilidad en la mismas unidades en que trabaja el programa de modelización, es decir, en unidades del sistema CGS. Para cambiar entre unidades cgs y SI basta con multiplicar las primeras por 4π .

Los valores de susceptibilidad utilizados en todos los modelos son:

- Corteza inferior-media: 0,0001 cgs
- Basamento magnético sin CAD: 0,003 cgs
- Basamento magnético con CAD: 0,002 cgs
- Cuerpos menores magnéticos: 0,005 cgs

En el caso de los cuatro modelos magnéticos alternativos, considerando la hipótesis de la existencia de un CAD en niveles medios de la corteza, no ha sido posible encontrar un buen ajuste utilizando un valor de susceptibilidad de 0,003 cgs para el basamento magnético, siendo necesario asignarle a éste un valor de 0,002 cgs. En estos últimos, la posición del límite inferior del basamento magnético viene dado por la posición del CAD obtenida en los modelos gravimétricos realizados (ver figuras 7.4, 7.6, 7.8 y 7.10)

No se han considerado los valores de NRM en los modelos ya que, como se vio en el apartado dedicado a la medida de la susceptibilidad magnética, no se obtuvieron valores importantes de NRM en las muestras recogidas en superficie y es de esperar que en una corteza antigua y estable, la contribución de la NRM al campo magnético total sea despreciable.

7.3.2. DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS

La posición de los cuatro perfiles magnéticos sobre el mapa de anomalías magnéticas puede observarse en la figura 7.11. No se va a describir en cada uno las unidades geológicas y estructurales que atraviesa porque ya está descrito para cada perfil en el apartado de la modelización gravimétrica.

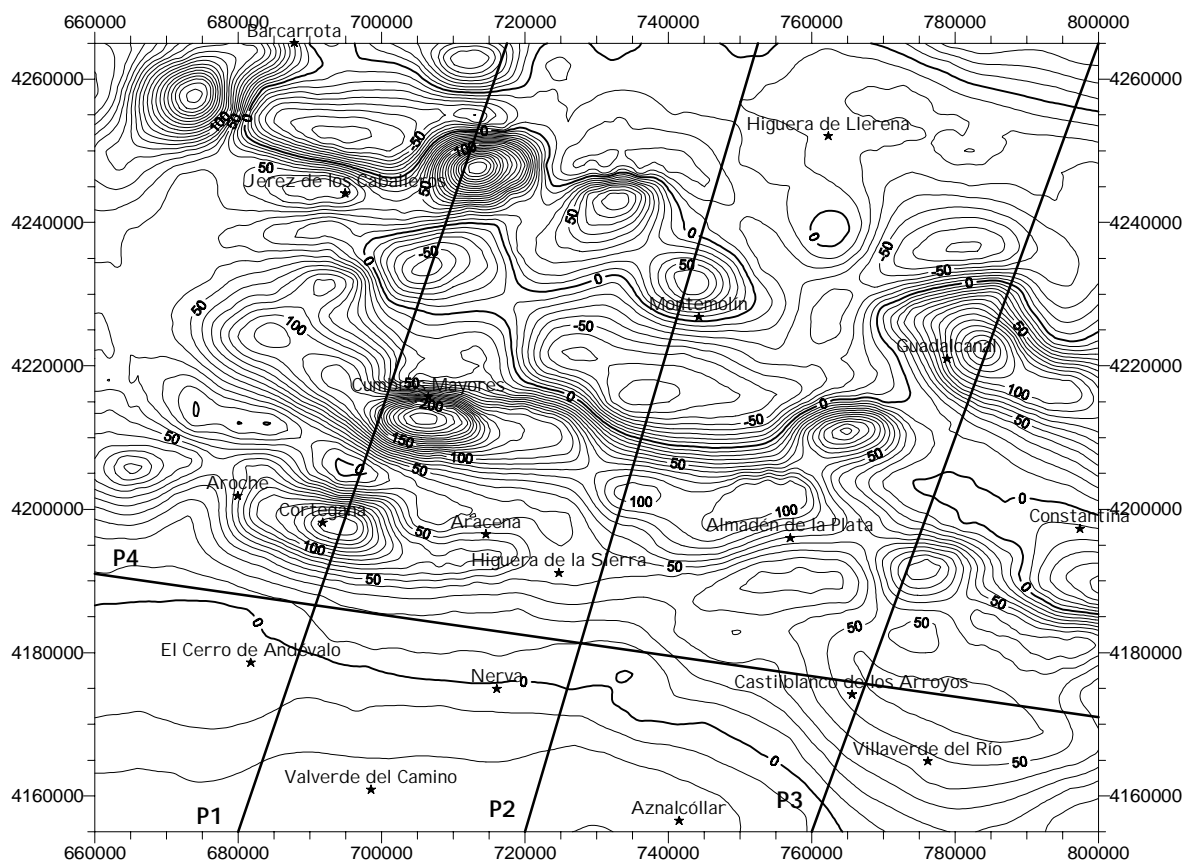


Figura 7. 11. Situación de los modelos magnéticos sobre el mapa de anomalías aeromagnéticas. Coordenadas UTM en metros, Huso 29. Intervalo entre isolíneas de 10 nT.

Todos los modelos siguen el mismo esquema: una corteza media-inferior de susceptibilidad 0,0001 cgs cuyo límite inferior se sitúa a 25 km, correspondiente a la profundidad de la isoterma de Curie. Sobre esta corteza se sitúa un basamento magnético de susceptibilidad 0,003, ó 0,002 cgs en el caso de los modelos con CAD, que presenta oscilaciones en su topografía y sobre el que, en ocasiones, aparecen cuerpos con mayor contraste de susceptibilidad. A estos cuerpos magnéticos se les ha asignado una susceptibilidad de 0,005 cgs.

En cada una de las figuras correspondientes a cada modelo (figuras 7.12 a 7.19) se muestran de arriba abajo, la curva de anomalía aeromagnética observada y la calculada como respuesta del modelo, y el modelo de susceptibilidades ajustado.

7.3.2.1. Modelo magnético 1

La curva de anomalía observada (fig. 7.12) muestra una tendencia regional ascendente hacia el NE, desde las -28 nT del extremo SO hasta las 32 nT del extremo NE. Sobre esta tendencia regional aparecen una serie de máximos y mínimos de gran amplitud, y longitudes de onda que oscilan entre los 10 y 15 km. La parte inicial de la curva muestra una subida muy suave en los primeros 30 km del perfil para ascender bruscamente hasta las 158 nT en el máximo de Cortegana, en el km 45 del perfil (fig. 7.11). La curva desciende hasta valores de 0 nT y vuelve a subir constituyendo otro gran máximo con valores de 165 nT en la zona de Cumbres Mayores, alrededor del km 60 del perfil. Hacia el N la curva desciende en dos tramos sucesivos con diferente pendiente hasta alcanzar -62 nT y vuelve a ascender constituyendo el máximo absoluto del mapa en Burguillos del Cerro en el km 100 del perfil. Este máximo y el mínimo que aparece inmediatamente al norte, constituyen un claro dipolo con valores máximo y mínimo de 190 y -55 nT. El extremo norte de la curva forma un pequeño máximo con valores de 50 nT, finalizando en 32 nT.

La tendencia regional se ha ajustado mediante un basamento magnético con susceptibilidad de 0,003 cgs, con variaciones en su topografía y cuyo límite inferior se sitúa alrededor de los 13 km de profundidad. Este basamento se apoya sobre la corteza media-inferior magnética con valores de susceptibilidad de 0,0001 cgs, cuyo límite inferior viene dado por los 25 km de profundidad de la isoterma de Curie.

Cada uno de los máximos se explica por ascensos de la topografía del basamento magnético hasta niveles subsuperficiales, a profundidades de 2 y 4 km. Para ajustar los tres máximos de mayor amplitud hubo que introducir en el modelo tres bloques de susceptibilidad 0,005 cgs sobre ese basamento magnético, de forma que la parte superior de las fuentes magnéticas se sitúan a profundidades de menos de 2 km.

El error de ajuste del modelo entre la anomalía observada y la calculada para el modelo propuesto es de un 6,28 %.

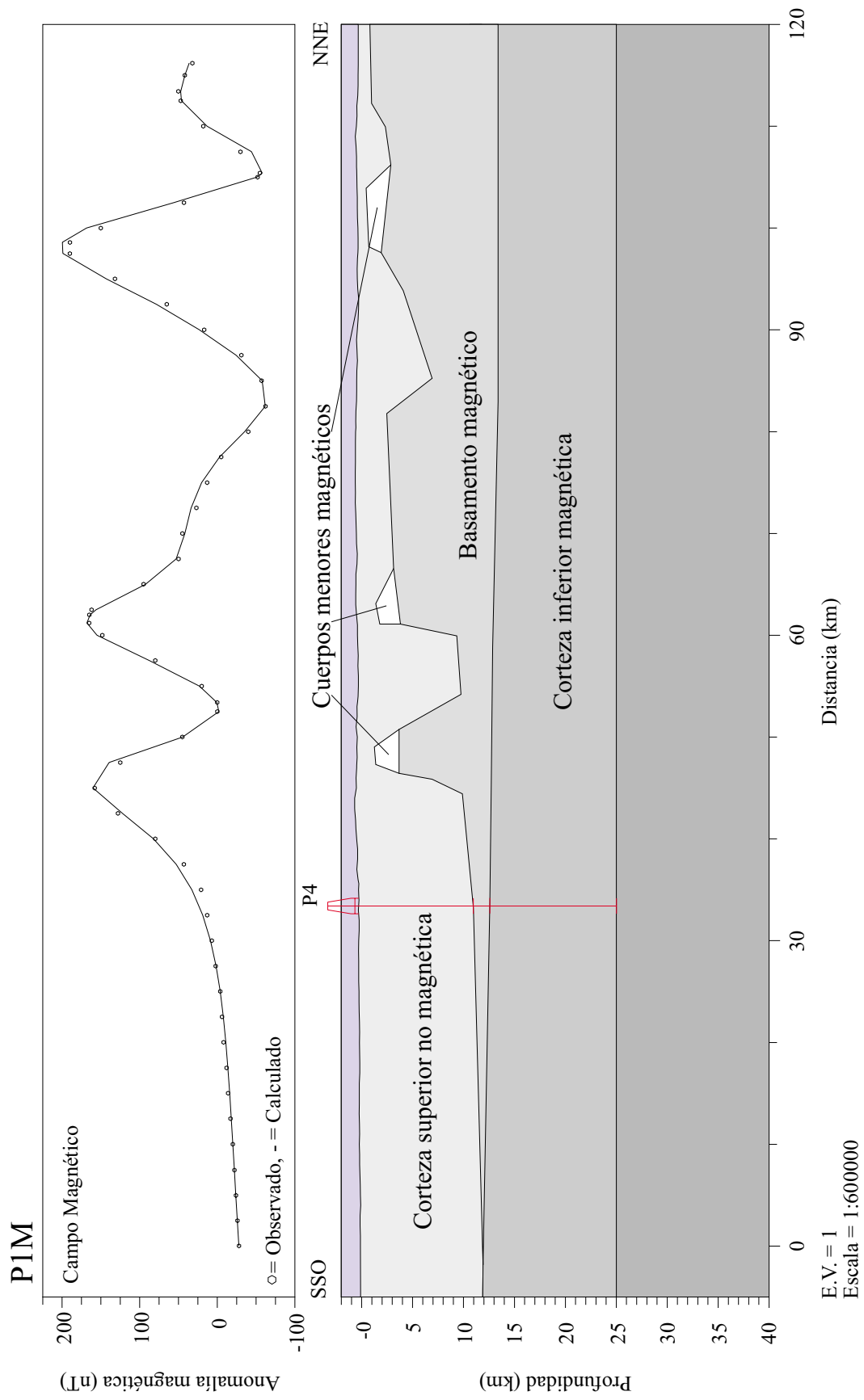


Figura 7. 12. Modelo magnético 1. En la parte superior se muestra la curva de anomalía aeromagnética observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de susceptibilidades ajustado.

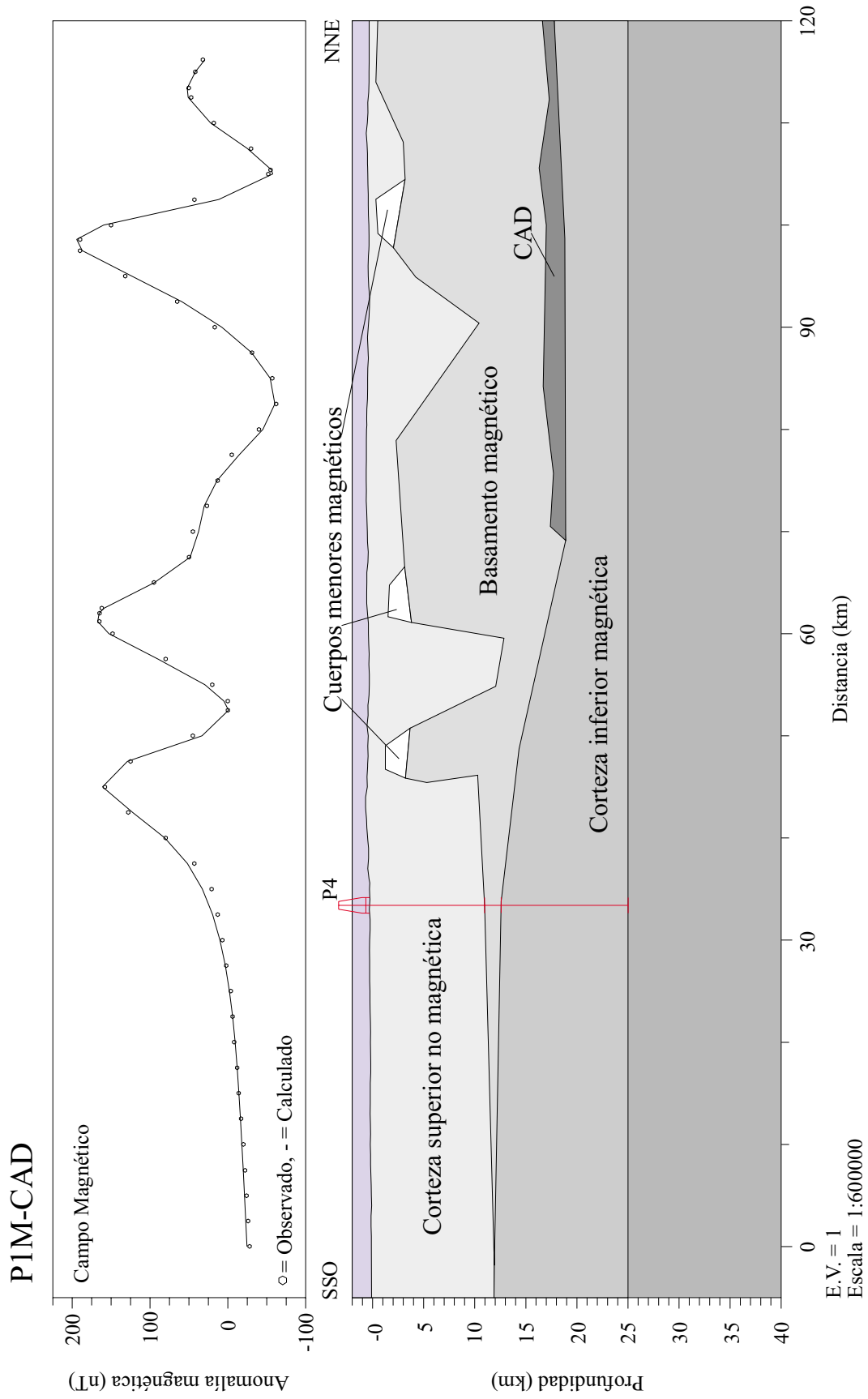


Figura 7. 13. Modelo magnético 1, considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en el límite inferior del basamento magnético. En la parte superior se muestra la curva de anomalía aeromagnética observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de susceptibilidades ajustado.

- Modelo magnético 1-C.A.D.

La inclusión en el perfil 1 de un cuerpo básico en la parte inferior del basamento magnético (figura 7.13) hace que aumente el espesor de éste, siendo necesario disminuir su contraste de susceptibilidad debido a que, para obtener un buen ajuste en los máximos valores positivos de anomalía, es necesario que los cuerpos que los producen estén situados en niveles subsuperficiales. Por lo tanto, para que un basamento magnético de ese espesor, es decir, limitado en la parte inferior por la posición del CAD y en su parte superior por la de los cuerpos con alta susceptibilidad, produzca una anomalía como la observada sólo puede tener una susceptibilidad de 0,002. El modelo no varía mucho con respecto al mismo sin CAD, excepto en lo que respecta a la potencia del basamento magnético que es de alrededor de 17 km.

El CAD forma parte del basamento magnético, y se dibuja su posición, únicamente a efectos informativos, puesto que el contacto entre ambos no es tal desde el punto de vista magnético, es decir, se comportan ambos como una sola unidad magnética.

El error de ajuste de este modelo es del 6,57 %.

7.3.2.2. Modelo magnético 2.

La curva de anomalía observada (fig. 7.14) muestra también una tendencia regional ascendente hacia el NE, desde las -27 nT del extremo SO hasta las 7 nT del extremo NE. Sobre esta tendencia regional aparecen dos máximos y mínimos de menor amplitud que los del perfil 1, y mayor longitud de onda, oscilando entre los 30 y 35 km. La primera parte de la curva muestra una subida suave y progresiva desde las -27 nT del comienzo hasta las 103 nT del primer máximo. La curva desciende con una pendiente muy acusada hasta las -82 nT, en el km 65 del perfil, que es el mínimo absoluto de todo el perfil. La curva vuelve a ascender más suavemente hasta las 68 nT, descendiendo en la parte N hasta las -27 nT. A partir de este mínimo relativo, la curva se estabiliza en un suave ascenso hasta las 7 nT del final de la curva de anomalía.

De forma similar al modelo 1, la tendencia regional se ha ajustado mediante un basamento magnético de susceptibilidad 0,003 cgs que se apoya sobre la corteza media-inferior magnética, con una susceptibilidad de 0,0001 cgs, a una profundidad media de 15 km. El límite inferior de la corteza media-inferior magnética viene dado por la profundidad de la isoterma de Curie calculada para la zona de estudio. Los dos máximos y el mínimo que los separa, se han ajustado en el modelo mediante variaciones en la topografía del basamento de hasta 11 km. Los máximos se han ajustado mediante ascensos topográficos del basamento hasta los 3,5 y 2,5 km de profundidad cada uno, y el mínimo mediante una bajada hasta los 14 km de profundidad, dando como resultado un espesor del basamento magnético en esta zona de apenas 1-1,5 km. El extremo NE de la curva se ajusta con una profundidad media del basamento de 9 km.

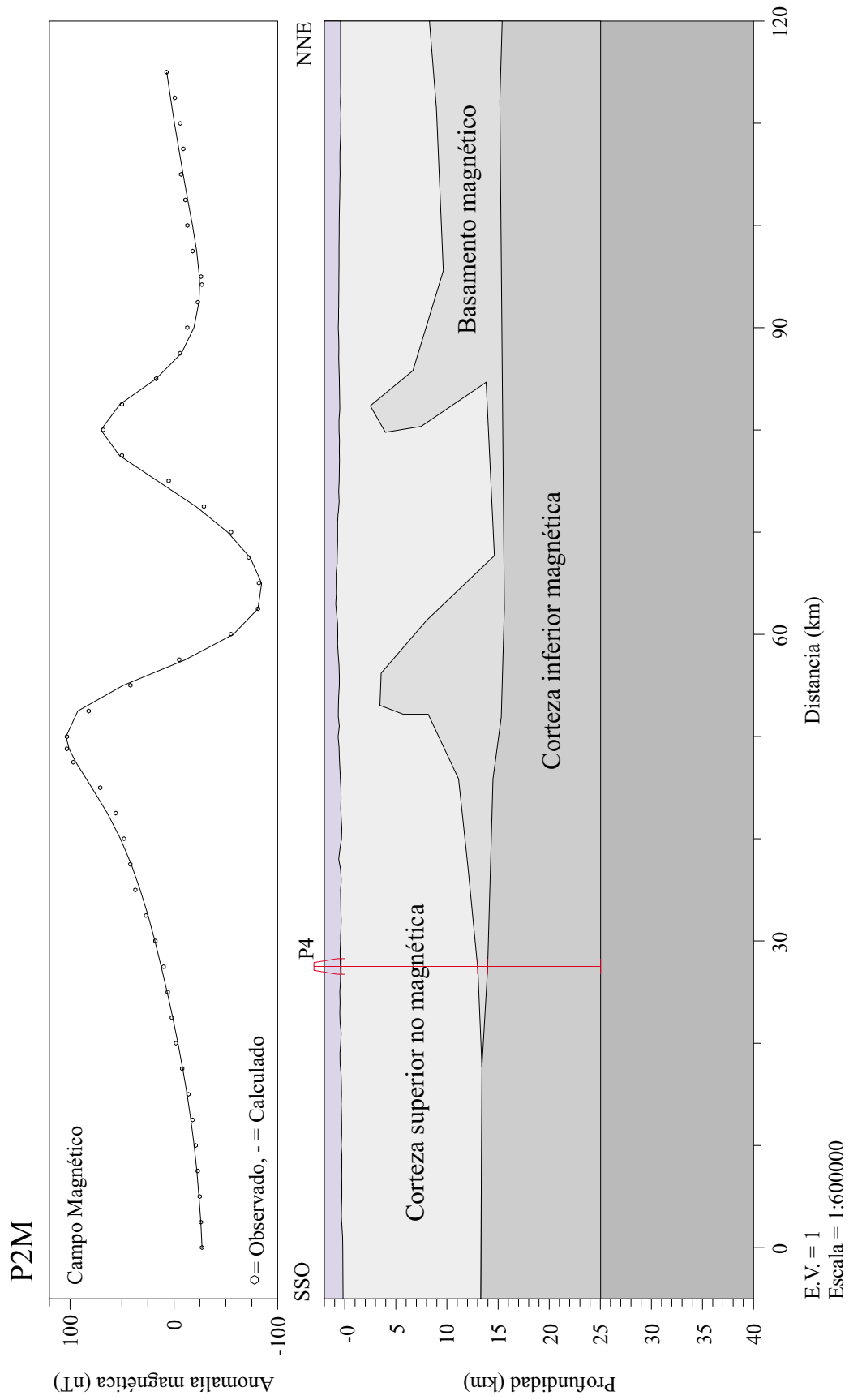


Figura 7. 14. Modelo magnético 2. En la parte superior se muestra la curva de anomalía aeromagnética observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de susceptibilidades ajustado.

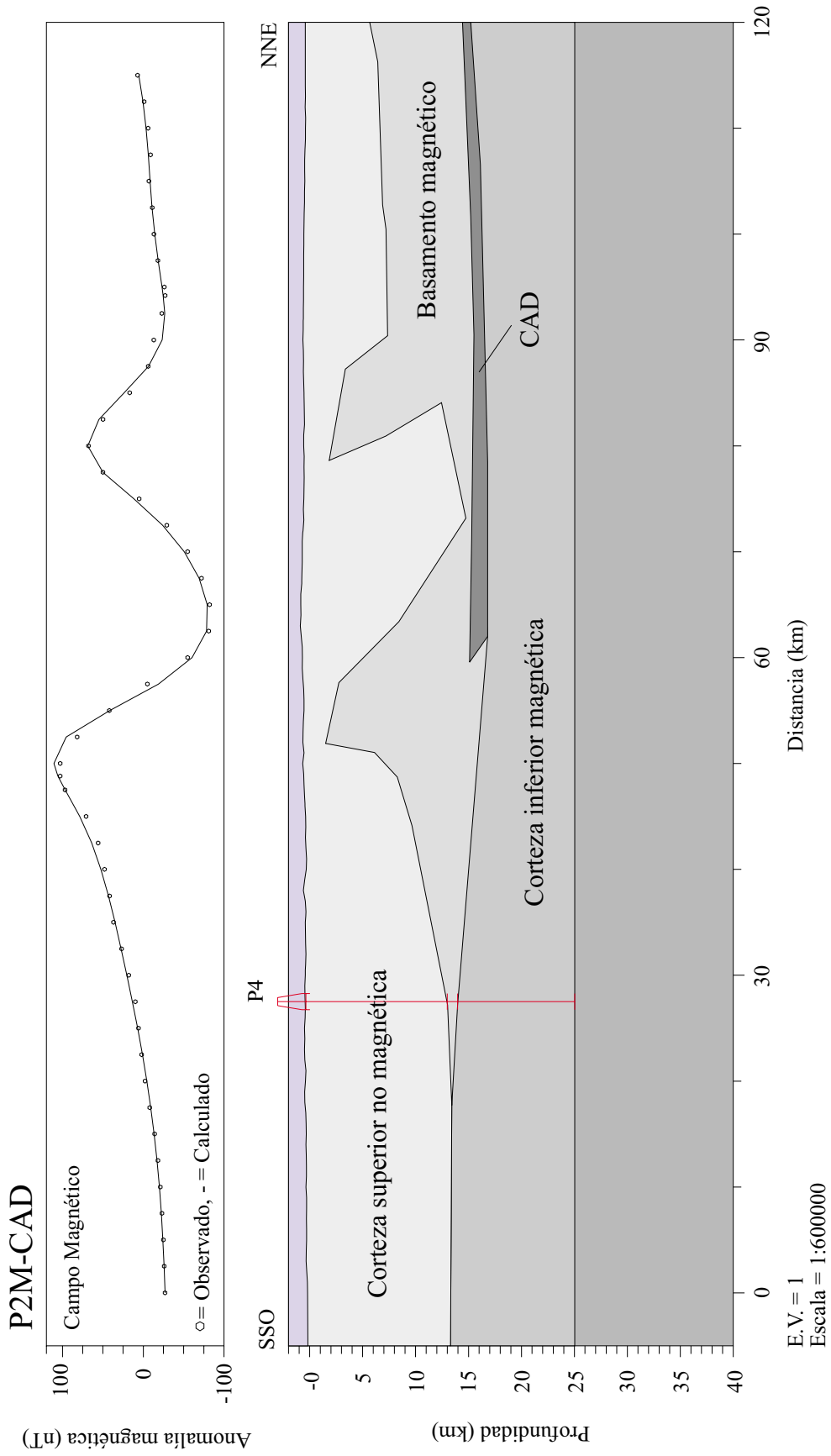


Figura 7. 15. Modelo magnético 2, considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en el límite inferior del basamento magnético. En la parte superior se muestra la curva de anomalía aeromagnética observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de susceptibilidades ajustado.

En este caso no ha sido necesario introducir cuerpos adicionales magnetizados para obtener un buen ajuste entre la anomalía observada y la respuesta del modelo.

El error de ajuste entre la anomalía observada y la anomalía calculada es del 4 %.

- *Modelo magnético 2-C.A.D.*

En la figura 7.15 se muestra el modelo correspondiente al perfil 2 en el que se ha incluido el CAD modelizado previamente desde el punto de vista gravimétrico. Éste constituye el límite inferior del basamento magnético, y de nuevo, como en el caso del perfil 1, provoca una profundización del basamento y un aumento de su espesor. La forma de los desniveles topográficos que producen los máximos y mínimos observados son similares a los del mismo modelo sin CAD (fig. 7.14). Como en el perfil 1, ha sido necesario reducir la susceptibilidad de este basamento a 0,002 cgs para obtener un buen ajuste.

El error de ajuste de este modelo es del 4,5 %.

7.3.2.3. Modelo magnético 3.

El perfil del modelo 3 es muy similar al del modelo 2. La curva de anomalía observada (fig. 7.16) muestra, como en el caso de los modelos 1 y 2, una tendencia regional ascendente hacia el NE, desde las -8 nT del extremo SO hasta las 40 nT del extremo NE. Sobre esta tendencia regional destaca la presencia de dos máximos con valores de 100 nT (km 40) y 150 nT (km 70) y longitudes de onda de 10-15 km, separados por un amplio mínimo en el que se alcanzan valores de -1 nT. De nuevo, y como en los casos anteriores, la parte inicial de la curva asciende suavemente hasta alcanzar el primer máximo, y el extremo final muestra un ascenso escalonado desde el mínimo que limita el segundo máximo, con valores de -57 nT hasta las 40 nT del extremo NE del perfil.

En este modelo, el basamento presenta una potencia mayor que en el caso anterior y menores variaciones en su topografía. El límite inferior del basamento magnético se sitúa sobre la corteza media-inferior magnética a una profundidad de 15 km. En el extremo SO del perfil, la subida inicial de la curva de anomalía observada se ha modelizado con la bajada del basamento magnético hacia el SO, desde los 7 km de profundidad en la zona de Castilblanco de los Arroyos, hasta desaparecer en el comienzo del perfil a una profundidad de 13 km. El primer máximo se ha ajustado mediante un ascenso topográfico del basamento desde los 7 km anteriores hasta 2 km de profundidad. El mínimo de la parte central de la curva se debe a una profundidad del basamento en esa zona de 5,5 km. El máximo absoluto del perfil, que aparece al norte de este mínimo, se ha ajustado mediante un ascenso en el basamento, aunque esto no ha sido suficiente para obtener un buen ajuste entre la anomalía observada y la respuesta del modelo. Por ello, ha sido necesario introducir un cuerpo de susceptibilidad 0,005 cgs y una potencia máxima de 2,5 km sobre este alto topográfico del basamento

magnético para mejorar el ajuste. De esta manera, la parte superior de las fuentes magnéticas se sitúa alrededor de los 2 km de profundidad. A partir de este punto el basamento presenta un espesor homogéneo de 13 km en toda la mitad NE del modelo, con un suave ascenso en la parte final hasta niveles subsuperficiales para ajustar la subida hasta 40 nT del extremo del perfil.

El error de ajuste entre la anomalía observada y la calculada es del 5,44 % en este modelo.

- Modelo magnético 3-C.A.D.

En la figura 7.17 se muestra el modelo anterior al que se ha añadido un cuerpo básico, con las dimensiones y posición obtenidas de la modelización gravimétrica (fig. 7.8). En este caso, a diferencia de los perfiles 1 y 2 se produce un ligero ascenso del límite inferior del basamento magnético de casi 3 km en el extremo NE del perfil. La posición del límite superior no cambia de forma apreciable entre las dos opciones propuestas (figs. 7.16 y 7.17). Por otra parte, el comienzo del basamento magnético es más abrupto que en el caso del mismo perfil sin CAD (fig. 7.16), caracterizándose el basamento por una susceptibilidad de 0,002 cgs.

El error de ajuste de este modelo es del 6,57 %.

7.3.2.4. Modelo magnético 4.

Este perfil es transversal a los anteriores e intersecta con todos ellos. La curva de anomalía observada (fig. 7.18) muestra una tendencia regional horizontal en la que se observan dos saltos o escalones, de forma que los valores ascienden pero no cambia sustancialmente la forma de la curva. Comienza en 9 nT en la parte occidental y acaba en 38 nT en la parte oriental de perfil. La primera mitad de la curva es prácticamente horizontal oscilando entre 3 y 19 nT. Luego muestra una subida hasta valores de 29 nT en el “primer escalón” y vuelve a subir en otro escalón hasta alcanzar valores en torno a 64 nT en el máximo de Castilblanco de los Arroyos, manteniéndose estos valores en una distancia de 30 km y descendiendo después suavemente en el extremo oriental hasta las 38 nT.

Este modelo es transversal a los anteriores y por lo tanto discurre paralelo a las anomalías magnéticas y a las estructuras geológicas. Así, lo que se puede observar en este modelo son las diferencias que presenta el basamento magnético entre los tres primeros modelos, paralelos entre sí. Las variaciones son menores al observar un corte longitudinal de la corteza magnética de la Zona Surportuguesa, lo que nos permitirá tener una visión tridimensional de la estructura magnética en esta zona. Se observa claramente que el basamento magnético de la Zona Surportuguesa es poco potente y relativamente profundo comparándolo con el de la Zona de Ossa-Morena.

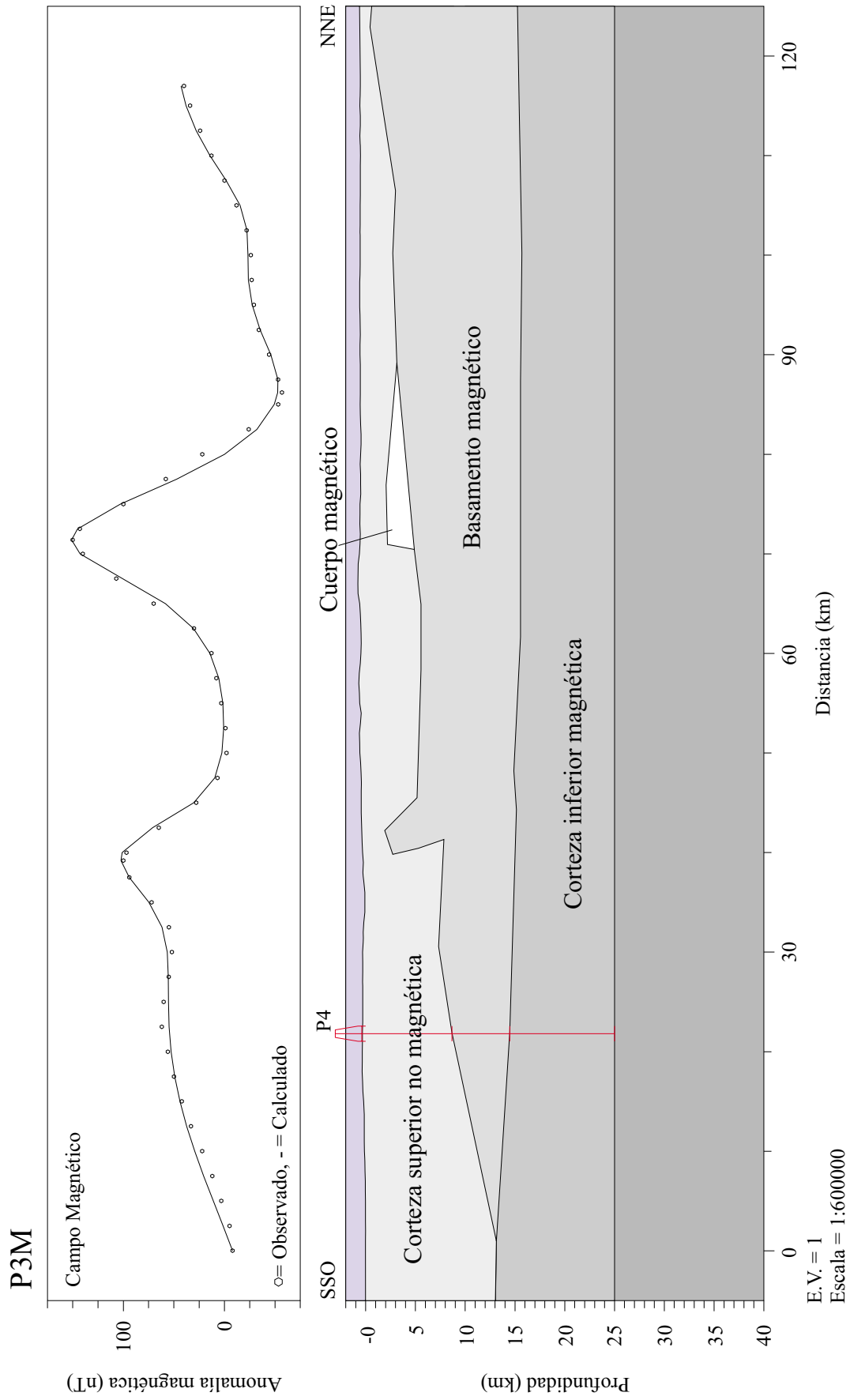


Figura 7. 16. Modelo magnético 3. En la parte superior se muestra la curva de anomalía aeromagnética observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de susceptibilidades ajustado.

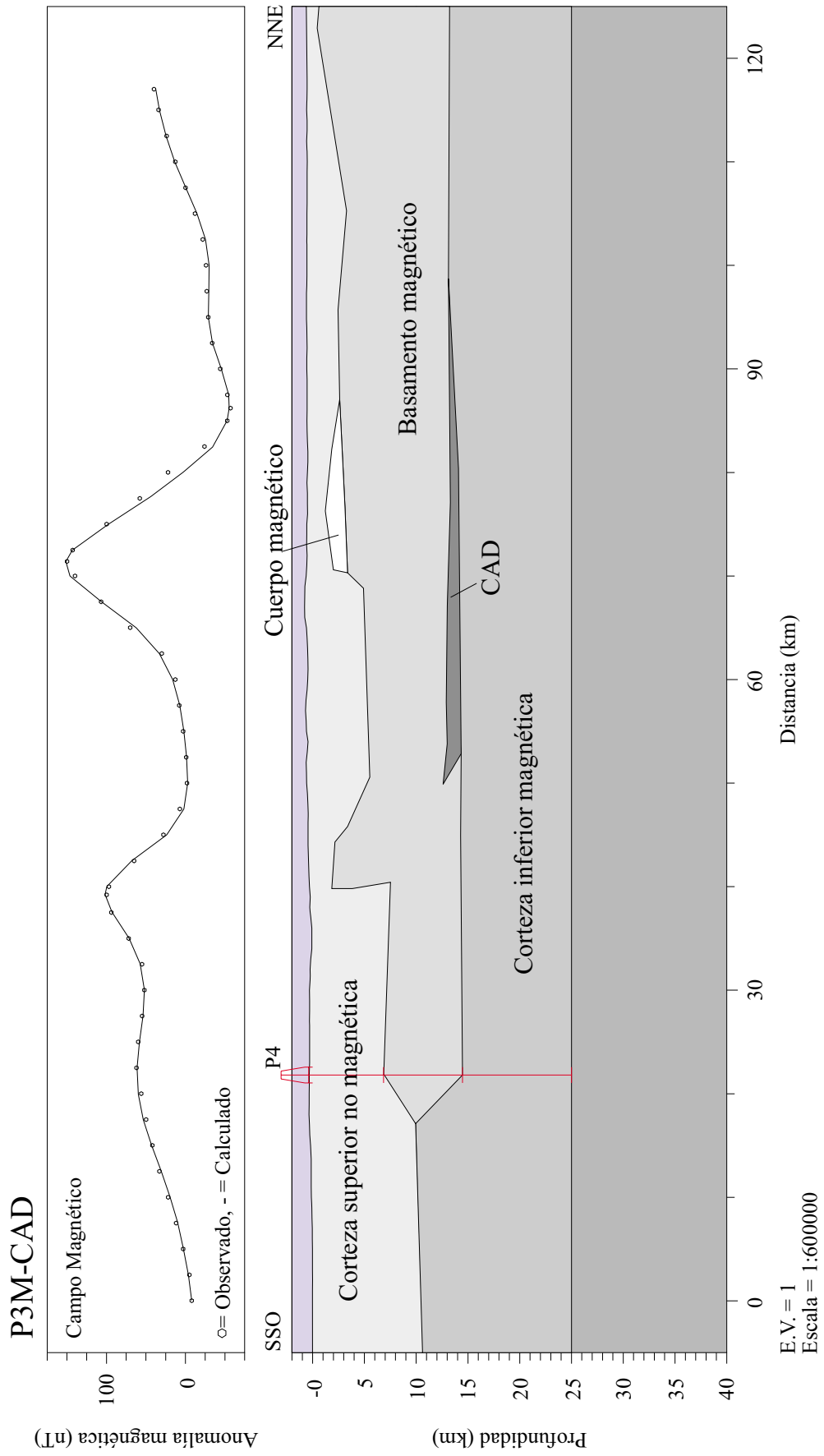


Figura 7. 17. Modelo magnético 3, considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en el límite inferior del basamento magnético. En la parte superior se muestra la curva de anomalía aeromagnética observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de susceptibilidades ajustado.

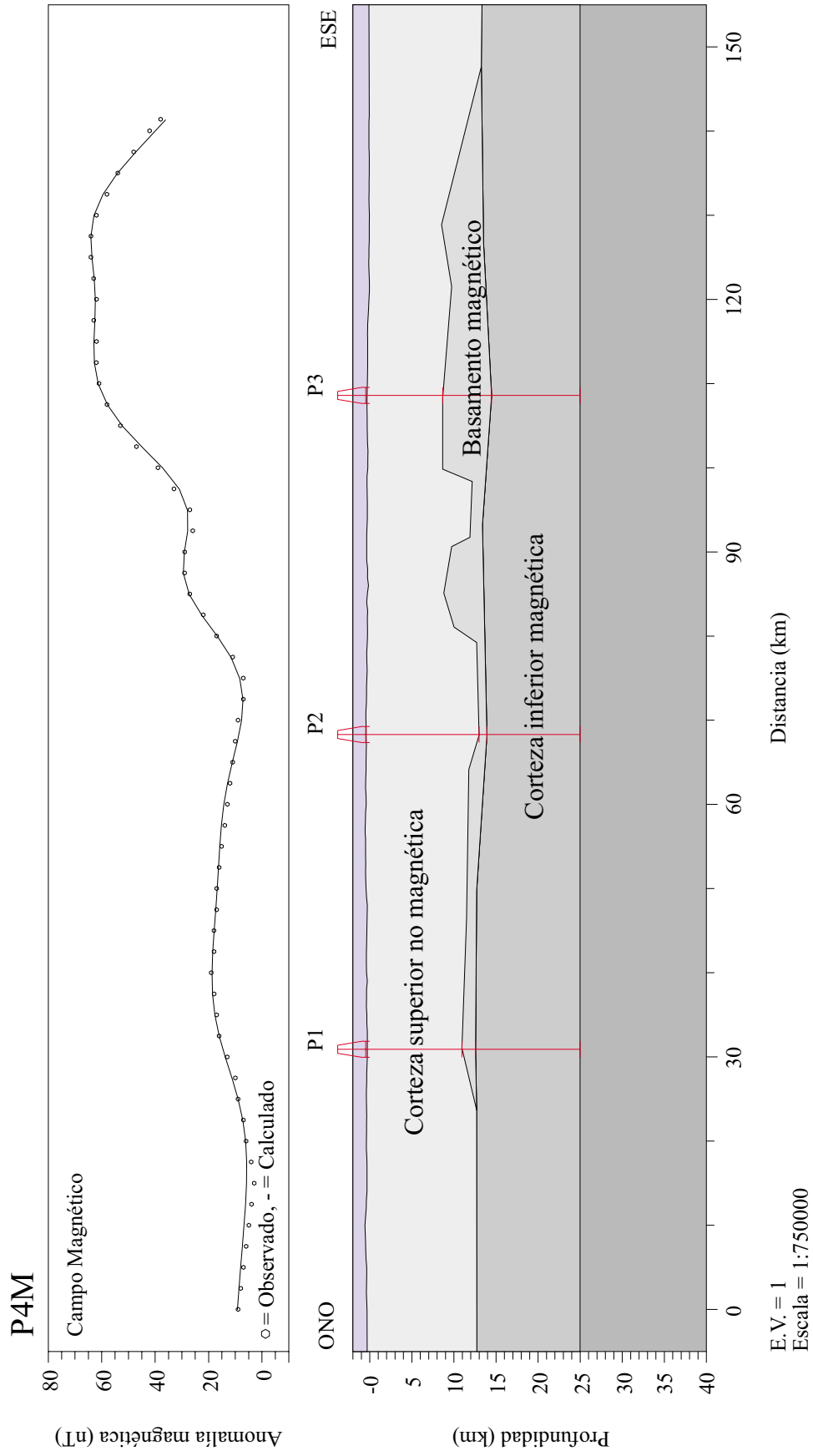


Figura 7. 18. Modelo magnético 4. En la parte superior se muestra la curva de anomalía aeromagnética observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de susceptibilidades ajustado.

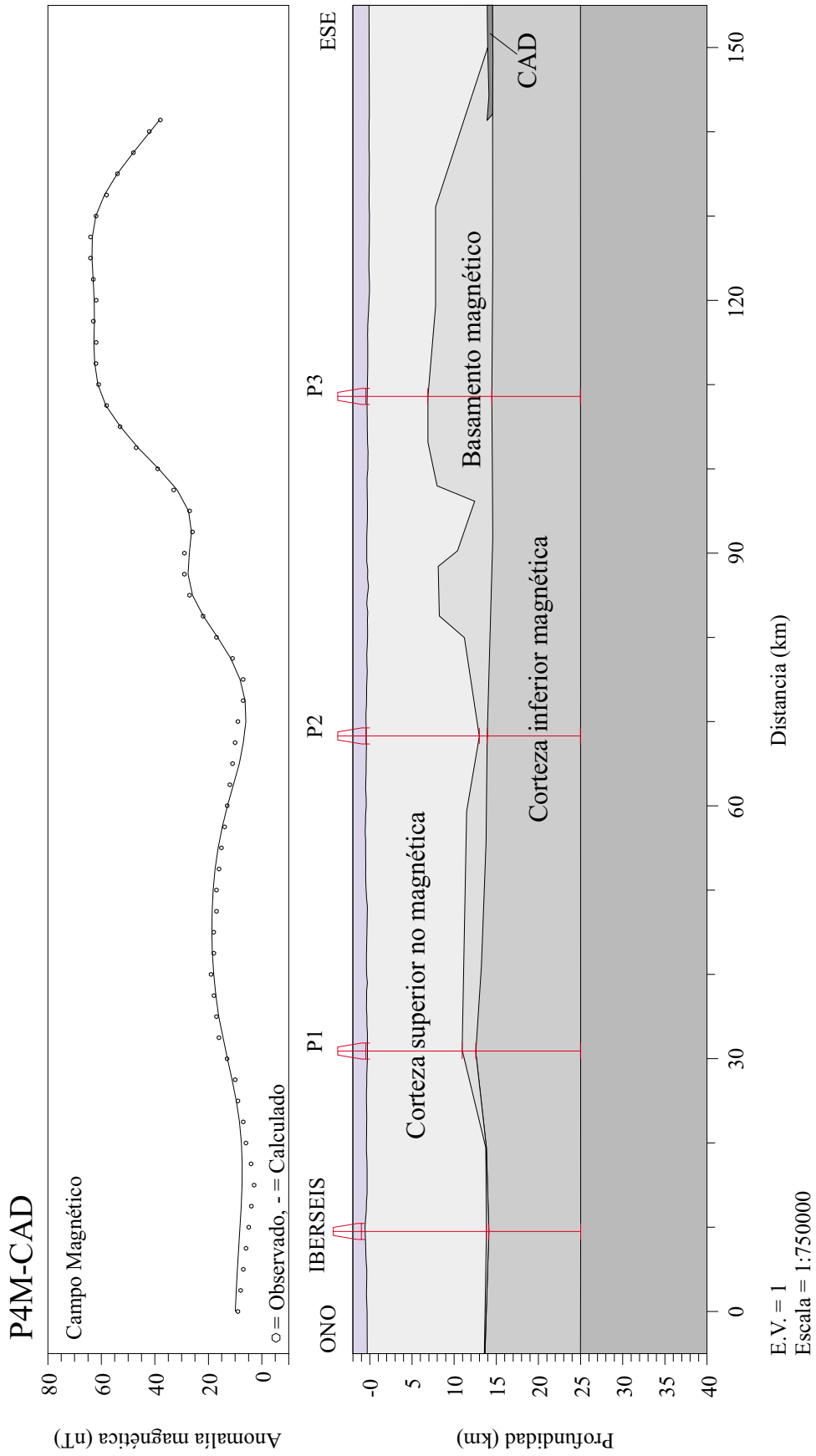


Figura 7. 19. Modelo magnético 4, considerando la existencia de un cuerpo de alta densidad en el límite inferior del basamento magnético. En la parte superior se muestra la curva de anomalía aeromagnética observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de susceptibilidades ajustado.

Se observa un aumento del espesor del basamento magnético hacia el este así como una profundización de su límite inferior, llegando a alcanzar los 14,5 km en la parte oriental frente a los 12,5 km bajo el perfil 1. La primera mitad de la curva se ha ajustado en el modelo mediante un basamento de 1-1,5 km de potencia que desciende 1,5 km de profundidad desde el perfil 1 al 2. El primer escalón de la curva de anomalía se ha modelizado mediante un ascenso topográfico del basamento hasta los 9 km de profundidad, mientras que el segundo escalón, el máximo de Castilblanco de los Arroyos, se ha ajustado con una subida del basamento hasta los 8,5 km. El final de la curva, la bajada en los valores de anomalía desde las 64 nT hasta las 38 nT del final del perfil, se ha ajustado mediante la disminución del espesor del basamento hasta desaparecer a 13,5 km de profundidad bajo el extremo oriental del perfil.

Este basamento magnético se apoya sobre la corteza media-inferior magnética, de susceptibilidad 0,0001 cgs cuyo límite inferior se sitúa en 25 km como en todos los perfiles anteriores.

El error de ajuste del modelo es del 1,02 % entre la anomalía observada y la calculada.

- Modelo magnético 4-C.A.D.

Por último, se ha modelizado el perfil 4, considerando también la presencia de este CAD, en la parte inferior del basamento magnético, en la Zona de Ossa-Morena (fig. 7.19). En este caso el efecto de la presencia de este cuerpo, con las dimensiones y posición deducidas de la modelización gravimétrica (fig. 7.10), y manteniendo la susceptibilidad de 0,002 cgs para asegurar la coherencia del proceso de modelización, es aumentar ligeramente el espesor del basamento magnético (compárese con la fig. 7.18) bajo la mitad oriental del perfil manteniéndose estable bajo los perfiles 1 y 2. Esto es lo más lógico si tenemos en cuenta que este perfil 4 discurre prácticamente en su totalidad por la Zona Surportuguesa siendo muy limitado el efecto de la presencia de este CAD en este perfil. El mayor efecto viene dado por el hecho de disminuir la susceptibilidad del basamento magnético para encontrar un buen ajuste entre los cuatro modelos con CAD presentados.

El error de ajuste de este modelo es del 1,27 %.

7.4. MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA DEL PERFIL SÍSMICO IBERSEIS

Como ya se mencionó en el capítulo 3, los datos aportados por el perfil sísmico IBERSEIS (Simancas y Carbonell, 2001; Carbonell *et al.*, 2001; Simancas *et al.*, 2001a; Carbonell *et al.*, 2002; Simancas *et al.*, 2002a,b) han proporcionado una imagen de gran calidad de la estructura de la corteza del segmento varisco del suroeste peninsular.

El perfil confirma la importancia de las estructuras cabalgantes en las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa y la presencia de una importante discontinuidad a una profundidad de unos 15 km, discontinuidad en la que se enraízan los cabalgamientos. La existencia de una zona de alta reflectividad a esta profundidad en la Zona de Ossa-Morena ha sido interpretada como la existencia de un cuerpo de carácter básico, material con una alta densidad. La modelización gravimétrica y magnética de un perfil que sigue aproximadamente su traza en la zona de estudio, va a permitir por un lado, estudiar la viabilidad de la existencia de un CAD (cuerpo de alta densidad) y por otra, comparar la estructura propuesta en los modelos anteriormente descritos con el perfil IBERSEIS.

7.4.1. MODELO GRAVIMÉTRICO DEL PERFIL IBERSEIS

El modelo gravimétrico realizado se extiende entre los puntos de coordenadas X, Y UTM (660000, 4170000) y (717500, 4265000) del huso 29, y una longitud de 116 km. Tiene una dirección aproximada N25E hasta el plutón de Salvatierra de Barros, donde gira en el punto de coordenadas (702000, 4260000) y toma una dirección aproximada N70E.

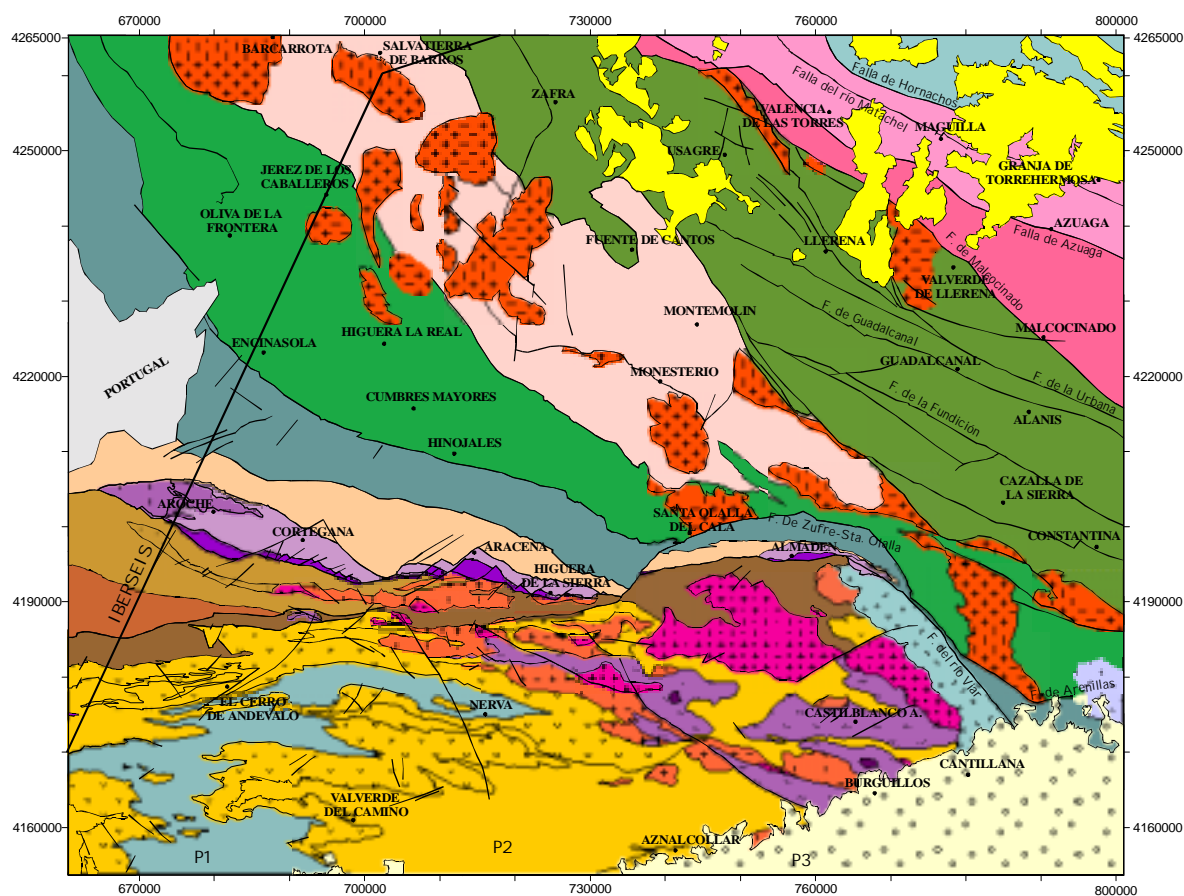


Figura 7. 20. Situación del perfil IBERSEIS sobre el mapa geológico de la zona de estudio. Leyenda como en la figura 2.4.

Desde un punto de vista geológico (fig. 7.20), de sur a norte, atraviesa en la zona de estudio las unidades del Grupo de Filitas y Cuarzitas, el Complejo Volcano-sedimentario y el Grupo del Pulo do Lobo en la Zona Surportuguesa. En la Zona de Ossa-Morena continúa por la Banda Metamórfica de Aracena, los Sinclinatorios de Barrancos-Hinojales y Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra, el Anticlinorio Olivenza-Monesterio y acaba en el Sinclinatorio de Zafra-Alanís. Atraviesa también el plutón de La Bazana, localizado en el Sinclinatorio de Jerez-Fregenal, y el plutón de Salvatierra en el Anticlinorio Olivenza-Monesterio.

La curva de anomalía de Bouguer observada (fig. 7.21) muestra una disminución general de los valores de anomalía desde los 42 mGal en el extremo SO hasta los 10 mGal en el extremo NE del perfil. Sobre esta tendencia general se observa un pequeño máximo relativo de poca amplitud, con un valor máximo de anomalía de 38 mGal, correspondiente a la alineación de máximos de la Banda Metamórfica de Aracena. En el extremo septentrional de la curva de anomalía de Bouguer aparecen dos mínimos con valores de -2 mGal, localizados en las proximidades de los plutones de La Bazana (Bz) y Salvatierra de Barros (Sa).

Es un perfil muy similar al perfil 1 modelizado en esta Tesis pues discurre muy cerca de éste, del que le separan apenas 20 km. Son muy similares tanto por lo que respecta a las unidades que atraviesa como en la forma de la curva de anomalía de Bouguer, por lo que es de esperar que el modelo de densidades sea igualmente similar al obtenido para el perfil 1.

Los cuerpos definidos en el modelo de densidades son los mismos que en los modelos anteriores, representando las mismas unidades estructurales y conservando sus densidades (ver tablas 4.3 y 7.1).

La profundidad de la principal discontinuidad gravimétrica, el límite corteza-manto, se ha situado en torno a los 33,5 km. La tendencia regional se ha ajustado como en los modelos anteriores, por un aumento del espesor de las cortezas media e inferior de la Zona Surportuguesa respecto a la Zona de Ossa-Morena, dando como resultado una corteza mucho más densa en la primera respecto a la segunda. Así, se ha modelizado una corteza inferior en la Zona Surportuguesa de alrededor de 16 km de espesor que va disminuyendo progresivamente hacia la Zona de Ossa-Morena, donde el espesor es de poco más de 10 km. La corteza media en la ZSP tiene un espesor de 12 km frente a los 7 km de la corteza media en la ZOM.

En la corteza media de la Zona de Ossa-Morena se ha incluido el cuerpo de alta densidad, $3,00 \text{ g/cm}^3$, cuyo espesor varía de 6 a 3 km disminuyendo hacia el este. La forma de este cuerpo se aproxima a la geometría del cuerpo de alta reflectividad sugerida por Simancas *et al.* (2002a) por lo que el valor de densidad asignado parece muy adecuado para modelizar el cuerpo.

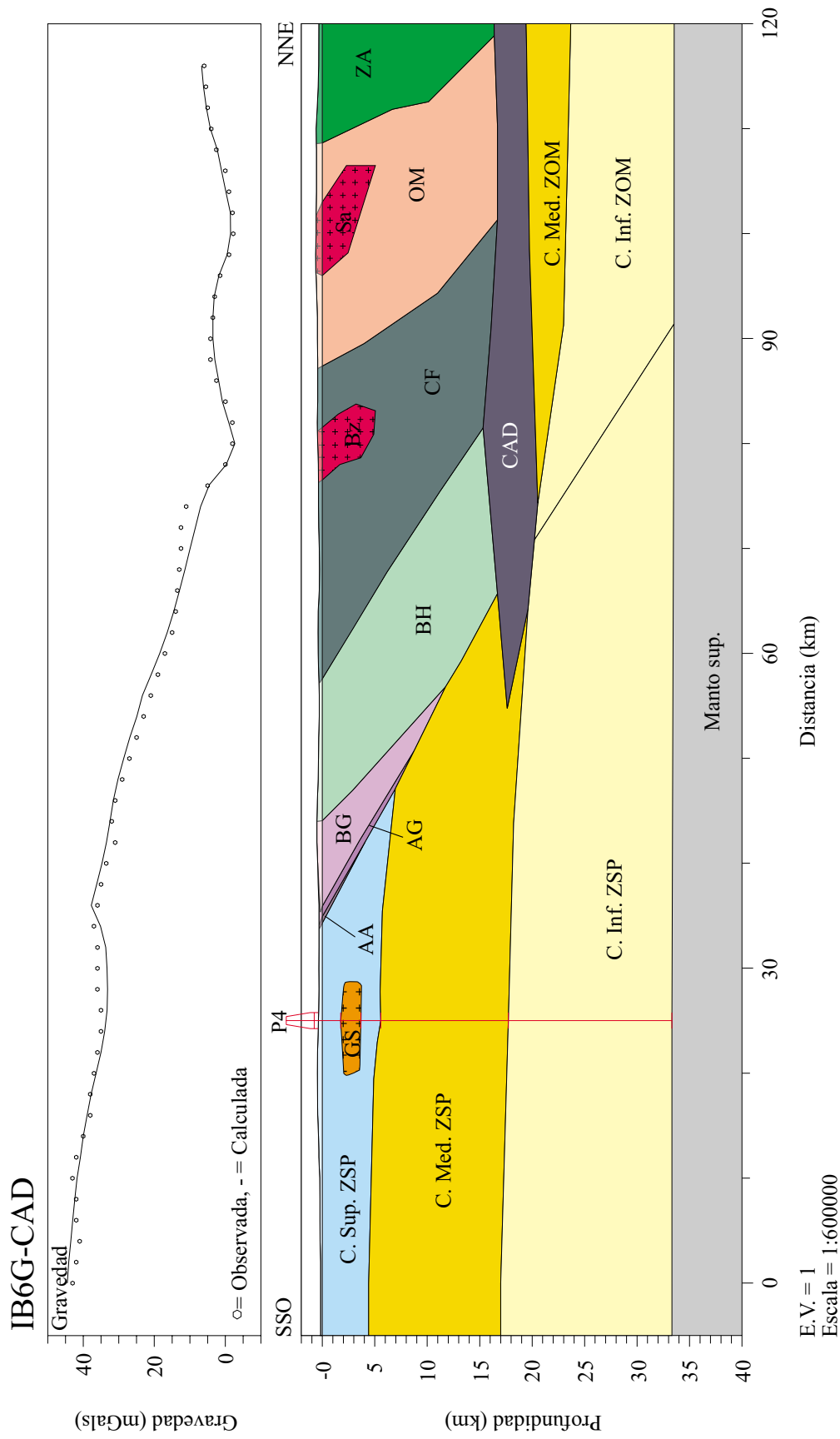


Figura 7. 21. Modelo gravimétrico para la traza del perfil sísmico de reflexión IBERSEIS en la zona de estudio, considerando la existencia de un CAD en la corteza media de la ZOM. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado. Bz: Plutón de La Bazana; Sr: Plutón de Salvatierra.

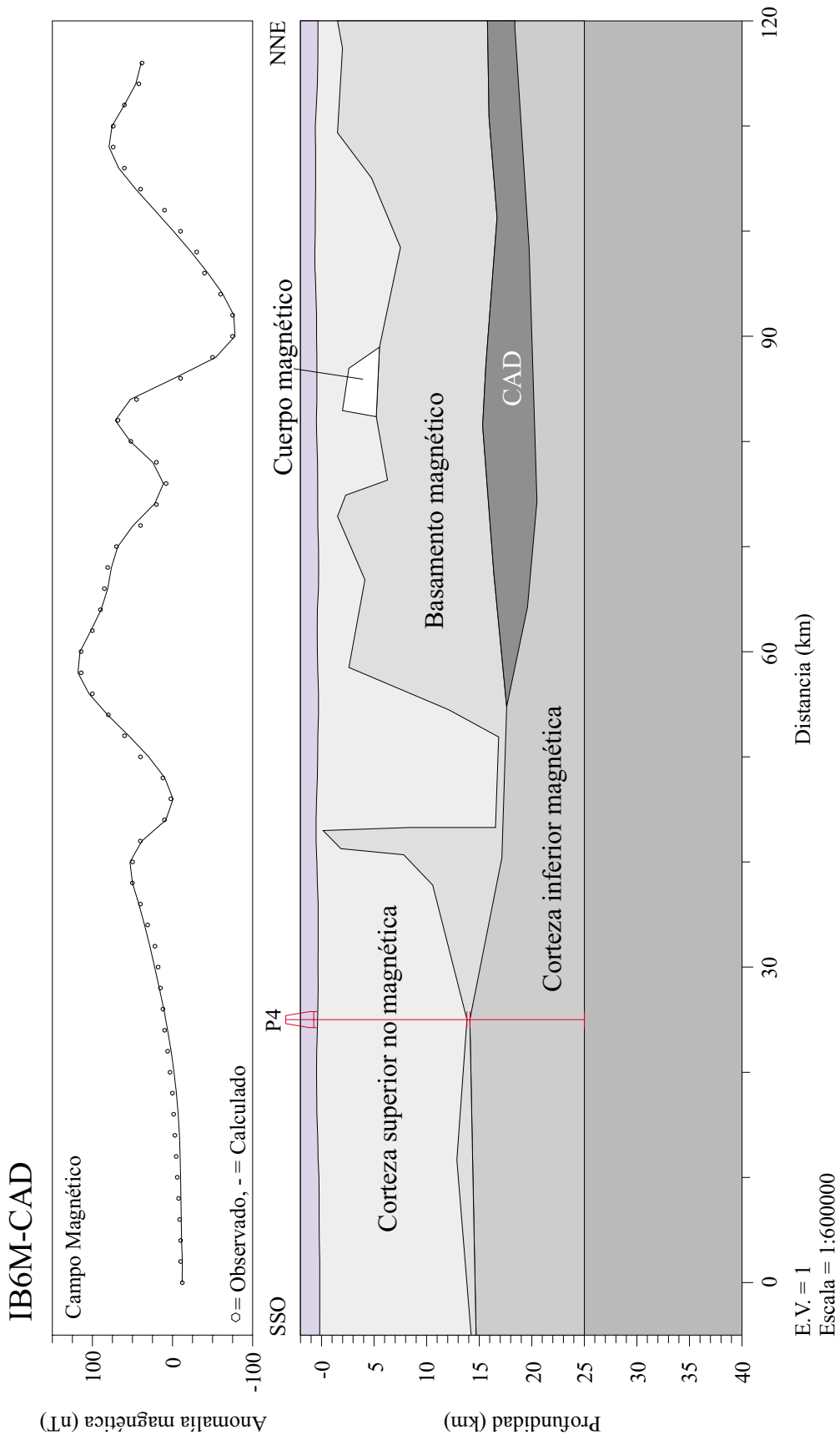


Figura 7. 22. Modelo magnético para la traza del perfil sísmico de reflexión IBERSEIS en la zona de estudio, considerando la existencia de un CAD en la corteza media de la ZOM. En la parte superior se muestra la curva de anomalía de Bouguer observada y la respuesta calculada del modelo. En la parte inferior se muestra el modelo de densidades ajustado.

El máximo relativo asociado a la Banda Metamórfica de Aracena (BMA), alrededor del km 35 del perfil, ha sido ajustado por la presencia en superficie de las Metabasitas de Acebuches y de los materiales del Dominio del Alto y Bajo Grado de la BMA. Estos materiales se han modelizado como cuerpos relativamente estrechos y alargados con buzamiento hacia el norte y que van aumentando su profundidad desde los 4 km que alcanzan las Metabasitas de Acebuches, hasta los 12-13 km que alcanzan los materiales del Bajo Grado de la BMA. Estos resultados también son coherentes con los obtenidos por Simancas *et al.* (2002a) que indican que las Metabasitas de Acebuches no alcanzan grandes profundidades bajo el perfil sísmico IBERSEIS.

El pronunciado gradiente que separa este máximo del mínimo de Jerez de los Caballeros (km 80), que el perfil corta en su extremo nor-occidental, se ha justificado como en el perfil 1, con el buzamiento hacia el norte de los cuerpos que representan a las Metabasitas de Acebuches y al Dominio del Alto Grado de la BMA, y con las diferencias de espesor de las distintas capas corticales en las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa.

Como se ha dicho, en la corteza superior de la ZOM se ha mantenido la misma estructura obtenida para los perfiles realizados en esta Tesis, con bloques que representan la estructuración varisca en sinclinatorios y anticlinorios afectados y separados por fallas y zonas de cizalla con buzamiento hacia el norte que, siguiendo con la misma hipótesis de los autores del perfil sísmico, se enraízan en un nivel situado a una profundidad similar al límite inferior del cuerpo de alta densidad.

En el extremo NE del perfil sobre el Anticlinorio Olivenza-Monesterio la anomalía observada se ha ajustado mediante un solo bloque de densidad $2,71 \text{ g/cm}^3$.

El mínimo situado alrededor del km 80 del perfil, se ajusta en el modelo con la presencia del Plutón de la Bazana, modelizado con un bloque de densidad $2,62 \text{ g/cm}^3$, inferior al valor medido en las muestras de campo pero que produce un mejor ajuste con los datos observados. Este valor de densidad ha sido utilizado también por Galadí-Enríquez *et al.* (2000, 2003) en modelos gravimétricos realizados en este plutón.

El último mínimo del perfil se ha ajustado modelizando un bloque con densidad $2,67 \text{ g/cm}^3$ correspondiente al plutón de Salvatierra en el que se han medido densidades muy bajas ($2,44 \text{ g/cm}^3$). No podemos considerar esta muestra representativa al estar muy alterada, siendo lo más probable que la densidad esté más próxima a los $2,67 \text{ g/cm}^3$ que a los $2,44 \text{ g/cm}^3$. García Lobón *et al.* (en prensa) han medido densidades entre $2,5$ y $2,65 \text{ g/cm}^3$ en este plutón.

Este modelo se cruza con el modelo 4 a los 25 km aproximadamente del comienzo del perfil. Por ello, se ha incluido en el modelo a la profundidad correspondiente un bloque de densidad $2,61 \text{ g/cm}^3$ que representa la prolongación bajo el perfil IBERSEIS de los

granitoides subvolcánicos modelizados en el perfil 4, con lo que se obtiene un mejor ajuste entre la anomalía calculada y la observada.

El error total de ajuste entre la anomalía observada y la calculada en el modelo es de 1,49 %.

7.4.2. MODELO MAGNÉTICO DEL PERFIL SÍSMICO IBERSEIS

Es un perfil muy similar al 1 realizado en esta Tesis y es de esperar por lo tanto, que la estructura se mantenga en este modelo. La curva de anomalía observada (fig. 7.22) muestra una tendencia regional ascendente hacia el NE, desde las -15 nT del extremo SO hasta las 35 nT del extremo NE. Sobre esta tendencia regional aparecen una serie de máximos y mínimos de moderada amplitud y longitudes de onda que oscilan entre 10 y 30 km. La parte inicial de la curva muestra una subida muy suave en los primeros 35 km del perfil para ascender en un pequeño máximo que alcanza las 50 nT en el km 40 del perfil. La curva desciende hasta valores de 0 nT y vuelve a subir constituyendo un amplio máximo con valores de 110 nT alrededor del km 60 del perfil. Desde este máximo hacia el N la curva desciende en dos tramos sucesivos con diferente pendiente hasta alcanzar 10 nT y vuelve a ascender hasta las 75 nT en km 85 del perfil. La curva desciende nuevamente hasta alcanzar las -80 nT, el mínimo absoluto del perfil. El extremo norte de la curva forma un máximo con valores de 70 nT, finalizando en 35 nT.

La tendencia regional se ha ajustado mediante un basamento magnético con susceptibilidad de 0,002 cgs con variaciones en su topografía y en cuyo límite inferior se sitúa el cuerpo básico de alta densidad detectado en el perfil sísmico, con susceptibilidad de 0,002 cgs y alcanzando los 20 km de profundidad. El CAD forma parte del basamento magnético, y se dibuja su posición únicamente a efectos informativos, puesto que el contacto entre ambos no es tal desde el punto de vista magnético, es decir, se comportan ambos como una sola unidad magnética. El conjunto de basamento+CAD se apoya sobre la corteza media-inferior magnética con valores de susceptibilidad de 0,0001 cgs, cuyo límite inferior viene dado por los 25 km de profundidad de la isoterma de Curie. En el extremo meridional del modelo, el basamento magnético se ha modelizado con un espesor medio de apenas 600 m. La presencia de este basamento en la Zona Surportuguesa es imprescindible para obtener un buen ajuste entre la anomalía calculada como respuesta del modelo y la anomalía observada.

Cada uno de los máximos se explica por ascensos de la topografía del basamento magnético hasta niveles subsuperficiales, a profundidades de 0,5 km en el primero de los máximos del perfil, alrededor del km 40. Para ajustar el máximo de pequeña longitud de onda localizado en el km 82 del perfil, hubo que introducir en el modelo un bloque de susceptibilidad 0,005 cgs sobre el basamento magnético, de forma que la parte superior de las fuentes magnéticas se sitúan a profundidades de 2 km.

El error de ajuste del modelo entre la anomalía observada y la calculada para el modelo propuesto es de un 4,65 %.

7.5. MODELOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS CORTICALES

Aunque en el próximo capítulo se va a realizar una integración y análisis de los resultados obtenidos, se ha considerado necesario comentar aquí algunos aspectos derivados de la modelización de anomalías de campos potenciales:

1) El apartado anterior tenía como objetivo analizar la viabilidad de la existencia de un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza de la Zona de Ossa-Morena. Los resultados de la modelización muestran que la existencia de un cuerpo de alta densidad es viable. Desde el punto de vista de la gravimetría, el aumento de espesor de la corteza superior y la disminución de la corteza media incluyendo en la parte superior de ésta última el cuerpo de alta densidad, permite ajustar la anomalía (figuras 7.4, 7.6, 7.8 y 7.10).

2) Por otro lado, la estructura de la corteza superior adoptada en todos los modelos es la misma, manteniendo los mismos bloques con las mismas densidades representando las distintas estructuras geológicas que se observan en superficie, con lo que se garantiza y asegura la coherencia interna del modelo cortical obtenido para la zona de estudio.

3) También se puede afirmar que la modelización gravimétrica apoya la presencia de dos cuerpos de alta densidad que corresponden a las metabasitas de Acebuches y al Dominio del Alto grado de la Banda Metamórfica de Aracena, buzando hacia el norte y separando dos zonas continentales con características gravimétricas contrastadas (ZOM y ZSP) no siendo posible en este caso encontrar una estructura diferente con la que se obtenga un buen ajuste.

4) El CAD se ha incluido en los modelos magnéticos porque el hecho de ser un cuerpo intrusivo básico, de alta densidad, permite suponer que sea fuertemente magnético. Esto unido al hecho de que sólo aparece en la Zona de Ossa-Morena, que es donde se desarrolla a profundidades similares un basamento magnético bien desarrollado, hace suponer que podría estar relacionado con la existencia de este basamento magnético. El ajuste con la inclusión del CAD es viable si la susceptibilidad del basamento magnético disminuye de 0,003 a 0,002 cgs.

5) Con la realización de los modelos presentados en esta modelización, se confirma la bondad de los datos publicados por Sánchez Jiménez *et al.* (1998) en lo referente a las fuentes residuales, como se observa en las figuras 7.8 y 7.17 correspondientes a los modelos gravimétrico y magnético del perfil 3 que atraviesa la misma zona, es decir, la anomalía de Castilblanco. En la figura 7.8, se observa que la anomalía gravimétrica está producida fundamentalmente por los gabros del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, cuya profundidad máxima es de 5 km, mientras que en la figura 7.17 se observa que la anomalía aeromagnética

se justifica por un ascenso del basamento magnético hasta una profundidad de unos 2 km, valores ambos que entrarían dentro del margen de error de la estimación de las profundidades de las fuentes residuales de Sánchez Jiménez *et al.* (1998).

En cambio, el mayor error se produce en la estimación de las fuentes regionales de Sánchez Jiménez *et al.* (1998) que, como ya se explicó en el apartado 6.4, se debe a una extensión insuficiente de los mapas para poder considerar el efecto de fuentes situadas a profundidades de 30-35 km.

8. ESTRUCTURA GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA DE LA CORTEZA DEL SUROESTE PENINSULAR

El análisis de datos gravimétricos y magnéticos junto con los datos geológicos y geofísicos, como perfiles de velocidad, sísmica de refracción y sísmica de reflexión, han permitido elaborar unos modelos de densidades y de susceptibilidades magnéticas que justifican las anomalías observadas en esta región del suroeste peninsular.

Los modelos geofísicos muestran las fuentes que generan las anomalías a lo largo de cuatro secciones de las estructuras del basamento varisco. En el capítulo anterior se han descrito estos modelos y en este se pretende integrar los resultados obtenidos en una visión tridimensional de la corteza en el área, insistiendo en las diferencias fundamentales entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa.

8.1. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA

En las figuras 8.1 y 8.2 se representa una imagen tridimensional de la zona estudiada desde el punto de vista gravimétrico y magnético respectivamente. Se ha realizado una falsa perspectiva mediante la yuxtaposición de los modelos realizados, con la idea de visualizar más claramente las diferencias entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa en lo que respecta a su estructura gravimétrica y magnética. Se ha añadido también el modelo realizado para el perfil sísmico IBERSEIS pues permite tener una imagen más amplia de la zona estudiada.

8.1.1. ESTRUCTURA GRAVIMÉTRICA

La corteza superior presenta un espesor de entre 6 y 4 km en la Zona Surportuguesa, mientras que en la Zona de Ossa-Morena aumenta hasta alcanzar los 13-17 km. Las diferencias entre ambas zonas no se refieren sólo al espesor de esta capa, sino también a su densidad, siendo de 2,66 g/cm³ en el primer caso y de 2,73 g/cm³ de densidad media en el segundo.

Las cortezas media e inferior presentan también diferencias en las dos zonas, aunque sólo en lo que se refiere a sus espesores pues las densidades son las mismas: 2,82 g/cm³ para la corteza media y 2,93 para la corteza inferior en ambos casos. El espesor de la corteza media en la ZSP es de 10-13 km y el de la corteza inferior de 15-17 km. En la ZOM en cambio, estos espesores se reducen a 6-10 km para la corteza media y a 10-11 km para la corteza inferior.

El Moho se mantiene constante en toda el área de estudio entre 33 y 34 km de profundidad sin diferencias apreciables entre las dos zonas.

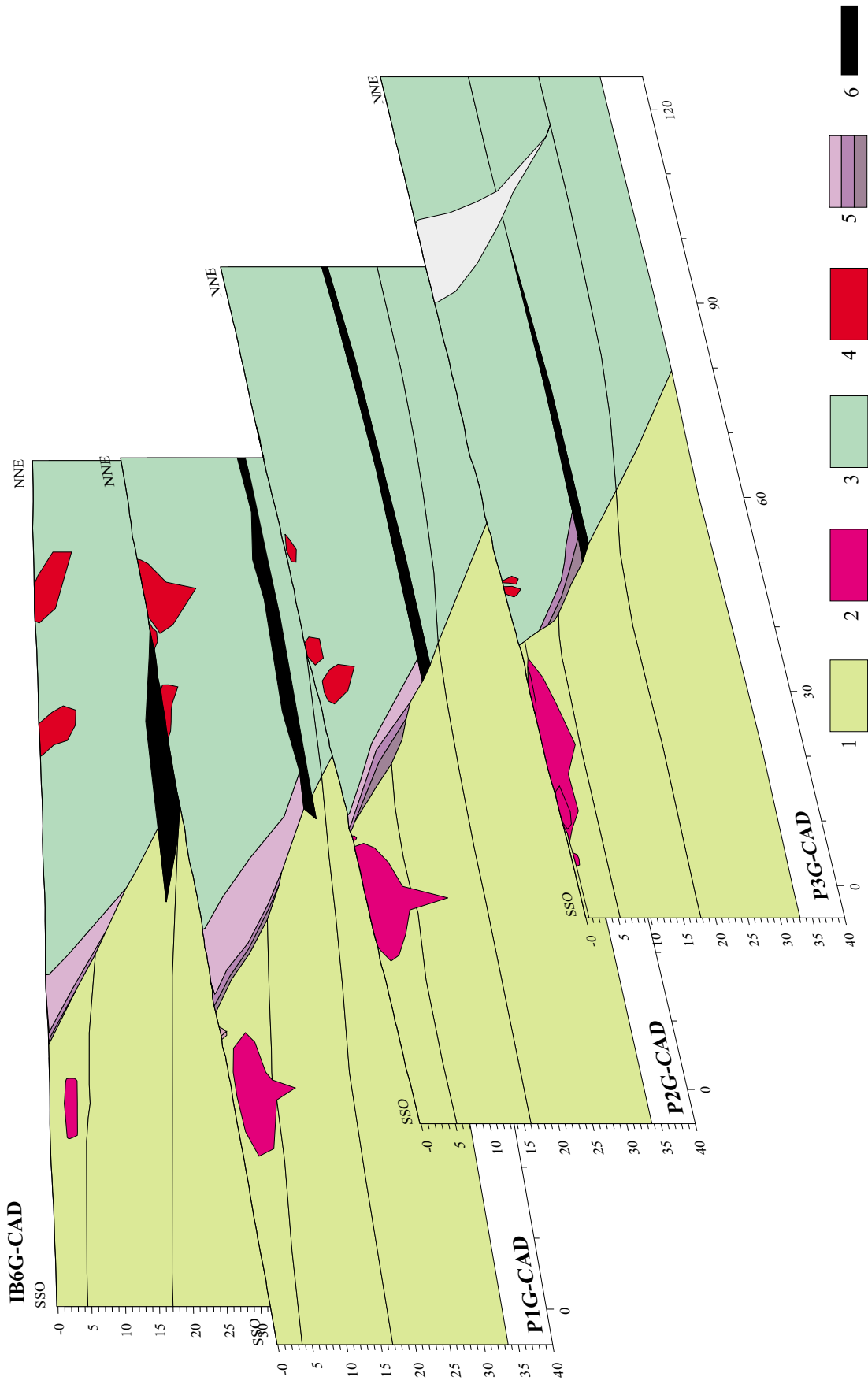


Figura 8. 1. Representación en falsa perspectiva de la imagen tridimensional de la estructura gravimétrica de la corteza del área estudiada. 1: corteza de la ZSP; 2: cuerpos intrusivos indiferenciados en la ZOM; 5: BMA; 6: CAD. En color gris se ha representado la BCBC.

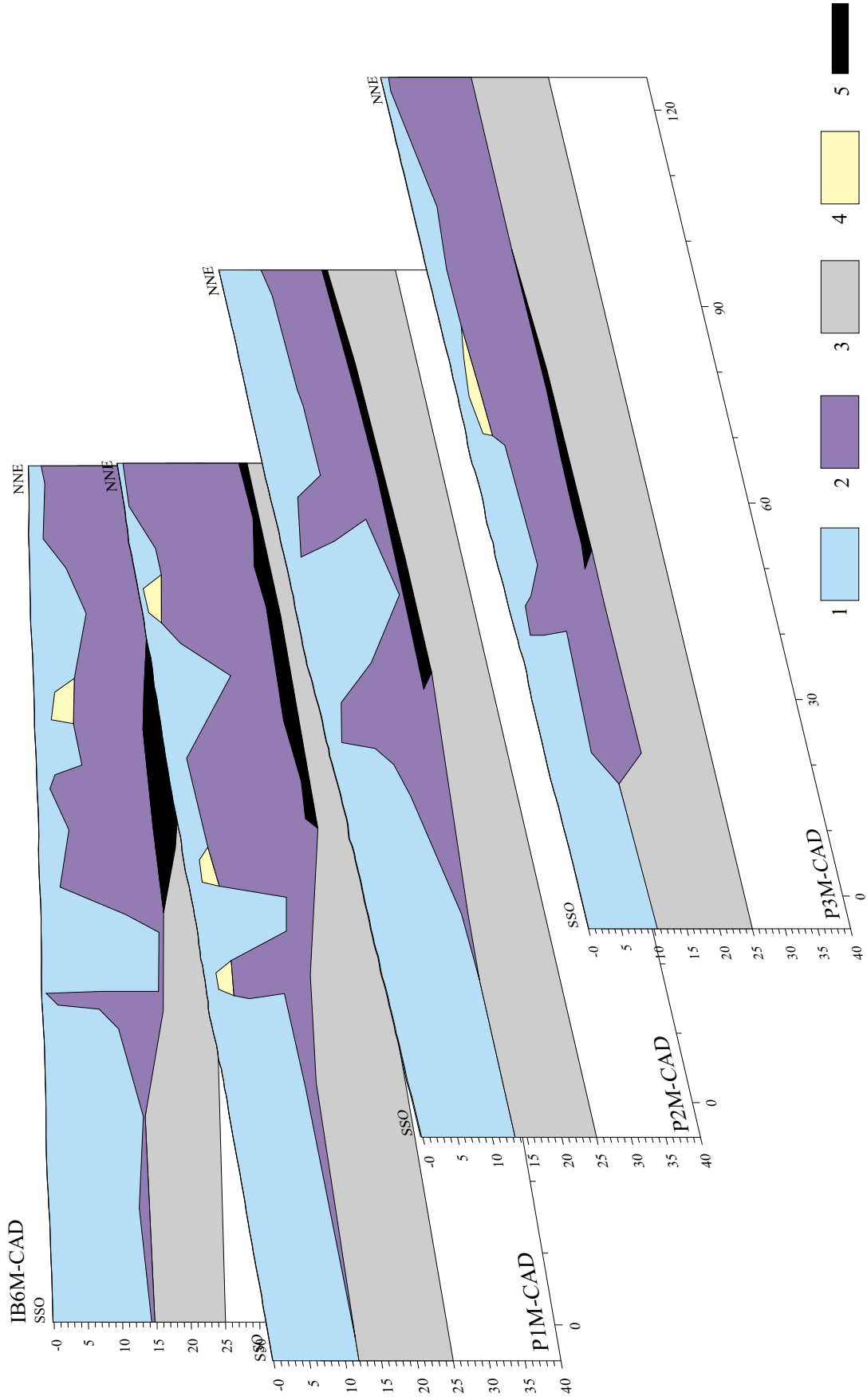


Figura 8.2. Representación en falsa perspectiva de la imagen tridimensional de la estructura magnética de la corteza del área estudiada. 1: corteza superior no magnética; 2: basamento magnético; 3: corteza inferior magnética; 4: cuerpos fuertemente magnetizados; 5: CAD.

8.1.2. ESTRUCTURA MAGNÉTICA

La diferencia fundamental en la estructura magnética de ambas zonas radica en la existencia de un basamento bien desarrollado en la Zona de Ossa-Morena mientras que es prácticamente inexistente en la Zona Surportuguesa.

Este basamento, con una susceptibilidad de 0,002 unidades cgs, tiene un espesor aproximado de 17 km en la parte occidental, donde alcanza una profundidad de 20 km, reduciéndose este espesor a 12 km en la parte oriental, donde alcanza una profundidad de 15 km. En algunos puntos la parte superior de este basamento se sitúa a niveles muy superficiales. Sobre el basamento magnético existen además bloques fuertemente magnetizados, con una susceptibilidad de 0,005 cgs, que se extienden hasta profundidades subsuperficiales, inferiores incluso a 1 km.

8.1.3. DESCRIPCIÓN DEL LÍMITE ENTRE LAS ZOM Y ZSP

8.1.3.1. Límite gravimétrico

El límite entre ambas zonas está marcado, en la corteza superior, por la posición de tres bloques correspondientes en su conjunto a la Banda Metamórfica de Aracena, compuesta por las Metabasitas de Acebuches, modelizadas con un bloque de densidad $2,93 \text{ g/cm}^3$, el dominio del Alto Grado, modelizado con un bloque de densidad $2,83 \text{ g/cm}^3$, y el dominio del Bajo Grado de la BMA, modelizado con un bloque de densidad $2,70 \text{ g/cm}^3$. La posición de este conjunto se dispone según un contacto con buzamiento hacia el norte, buzamiento que disminuye en profundidad.

El conjunto de bloques que definen la BMA varía de profundidad y espesor en la zona de estudio. En su conjunto, se van acuñando hacia el este de manera que en la parte más oriental no aflora ninguna de sus unidades, aunque en los modelos se observa que sí existen en profundidad. El mayor cambio se produce en el bloque correspondiente al dominio del Bajo Grado que disminuye drásticamente su espesor en la parte central de forma que es mucho más potente en la mitad occidental que en la mitad oriental del área estudiada. Las unidades menos potentes, es decir, las Metabasitas de Acebuches y el dominio del Alto Grado, en cambio, están ligeramente adelgazadas en la parte más occidental, manteniéndose aproximadamente constante su espesor en todo el resto del área.

La geometría de la lámina de metabasitas de Acebuches, constituyente de la BMA, correspondería a una banda alabeada que varía en espesor y profundidad según los puntos. La morfología irregular del extremo inferior de las metabasitas se debe a varios factores, entre los que cabe citar: 1) la morfología original adquirida durante el emplazamiento de la lámina de metabasitas bajo el dominio continental de la Banda Metamórfica de Aracena; 2) el efecto de zonas de cizalla posteriores -por ejemplo las desarrolladas en la fase 4 de Díaz

Azpiroz (2001); y 3) la consecuencia de la actuación de fallas de desgarre tardivariscas cortadas oblicuamente en los perfiles.

Las metabasitas de Acebuches, integrantes de la Banda Metamórfica de Aracena, acaban en la parte occidental a una profundidad de 4-5 km bajo la superficie, cortadas por una cizalla suavemente buzante hacia el N, mientras que hacia el este, en los modelos 1, 2, 3 y 4 alcanzan profundidades considerablemente mayores, de 10-13 km. El límite inferior de todo el conjunto de la BMA disminuye de profundidad hacia el este no alcanzando nunca a la corteza inferior, es decir, acaba siempre en el límite entre la corteza superior y la corteza media.

En niveles corticales más profundos, la sutura entre las ZOM y ZSP se ha trazado como un contacto que va disminuyendo su buzamiento hacia el norte, en una geometría lítrica. Este contacto podría trazarse con un buzamiento ligeramente mayor o menor, puesto que no implica un contraste lateral de densidad, aunque el conocimiento de la geología de la zona y las restricciones impuestas en el proceso de modelización no permiten mucha variación. Las diferencias fundamentales entre ambas zonas vienen dadas por el cambio en el espesor de la corteza inferior y en la profundidad a la que se sitúa la corteza media en ambas zonas. El motivo para elegir un trazado con mayor o menor buzamiento, es pues de sentido puramente geológico, con la idea de mantener la estructura heredada del proceso geológico y tectónico que dio lugar a la estructuración de esta parte del Macizo Ibérico, es decir, un proceso de acreción de bloques continentales con subducción del océano intermedio.

8.1.3.2. Límite magnético

Desde un punto de vista magnético, el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa viene marcado, aproximadamente, por el primer ascenso en la topografía del basamento magnético, aunque en la parte central este primer ascenso topográfico está desviado hacia el norte, coincidiendo con la posición de los bloques que representan a los sinclinatorios de Barrancos-Hinojales y de Jerez-Fregenal. En la parte más occidental se observa que la distancia que separa los dos primeros ascensos topográficos del basamento magnético, disminuye en dirección este de forma que en el perfil 2 parecen haberse unido estos dos ascensos topográficos en uno sólo, siendo además el ascenso a lo largo de este perfil mucho más progresivo que en los dos perfiles más occidentales, el 1 y el IBERSEIS, donde son prácticamente verticales. Este hecho podría estar relacionado también con la falla de Zufre-Sta. Olalla, que en esta zona, en el área de Almadén de la Plata, desplaza hacia el norte todas las unidades de la BMA y del Sinclinatorio de Barrancos-Hinojales.

8.2. IMPLICACIONES GEOLÓGICAS

8.2.1. CARACTERÍSTICAS DE LA CORTEZA SUPERIOR

8.2.1.1. Zona de Ossa-Morena

En esta zona la corteza superior se caracteriza, como ya se dijo en el apartado de la descripción geológica del área de estudio, por la presencia de grandes sinclinatorios y anticlinorios a favor de cuyos flancos se desarrollan fallas con elevado buzamiento, que dan lugar al levantamiento diferencial de unos bloques con respecto a otros, dando lugar a la disposición que se observa actualmente. Dichas estructuras presentan geometrías lítricas y convergen hacia un despegue basal situado en el contacto entre la corteza superior y la corteza media de la Zona de Ossa-Morena. Esta estructuración de la corteza superior se aprecia también claramente en el perfil IBERSEIS y ha sido deducida con datos geológicos por Simancas *et al.* (2001b) y Expósito *et al.* (2002).

Esta estructuración de la corteza superior de la Zona de Ossa-Morena también se aprecia claramente en los modelos gravimétricos realizados:

- 1) Los dominios del sinclinatorio Barrancos-Hinojales y el Sinclinatorio Jerez-Fregenal disminuyen su superficie de afloramiento y su potencia hacia el este y sureste, acuñándose en esa dirección tal y como se observa en el mapa geológico (fig. 2.4).
- 2) El anticlinorio Olivenza-Monesterio separado en dos subunidades por el cabalgamiento de Monesterio, va disminuyendo su presencia hacia el este, hasta desaparecer bajo el perfil 3 y extremo oriental del 4.
- 3) El sinclinatorio de Zafra-Alanís, en cambio, va aumentando su superficie de afloramiento, y por lo tanto su potencia, dado el buzamiento de los flancos de esta vasta estructura, en la misma dirección. Se aprecia claramente este cambio desde el perfil 1 al 3, a la vez que aumenta su profundidad.
- 4) La Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba, que constituye el límite norte de la Zona de Ossa-Morena, aparece como una estructura divergente respecto a un eje central, lo que le confiere el aspecto de una cuña. Toda la estructura está volcada hacia el SO, por lo que buza hacia el noreste enraizándose en el límite entre la corteza inferior y media.

Desde un punto de vista magnético estos dominios geológicos también presentan características contrastadas. El anticlinorio Olivenza-Monesterio, se caracteriza por un descenso del basamento magnético importante llegando prácticamente a desaparecer en la zona central del área de estudio en el perfil 2. Esta bajada del basamento magnético está relacionada con el bloque meridional de los dos en que se ha dividido el anticlinorio

Olivenza-Monesterio en los modelos gravimétricos (OM1). El flanco norte de este anticlinorio, incluyendo el bloque septentrional (OM2) y el sinclinorio Zafra-Alanís, se caracterizan por un nuevo ascenso del basamento hasta niveles subsuperficiales. Los sinclinorios de Barrancos-Hinojales y de Jerez-Fregenal se caracterizan por tener un basamento magnético potente, bien desarrollado, que alcanza profundidades de 2-3 km.

En la parte occidental del área de estudio, el contacto entre la Banda Metamórfica de Aracena y el Sinclinorio de Barrancos-Hinojales está marcado por un importante descenso del basamento magnético, hasta prácticamente desaparecer. Hacia el este, los dos ascensos topográficos asociados a estos dos dominios se unen en uno sólo como ya se mencionó anteriormente.

Parece por lo tanto, que los ascensos topográficos del basamento coinciden con los afloramientos de rocas mayoritariamente de edad cámbrica-devónica, mientras que los materiales precámbricos, que afloran fundamentalmente a lo largo del anticlinorio Olivenza-Monesterio, no llevan asociado un basamento magnético tan bien desarrollado.

Por lo que respecta a los cuerpos plutónicos que afloran ampliamente en la Zona de Ossa-Morena, y sobre todo en el anticlinorio Olivenza-Monesterio, sólo el plutón de Burguillos del Cerro, de naturaleza básica, presenta una respuesta magnética apreciable, y está asociado a un bloque fuertemente magnetizado situado sobre un ascenso topográfico del basamento magnético y cuya posición coincide con la del bloque que en el modelo gravimétrico corresponde a esta intrusión básica.

Por el contrario, la anomalía de Guadalcanal situada en la parte más oriental de la zona de estudio, en la mitad norte del perfil 3, está también producida por un bloque fuertemente magnetizado que se sitúa sobre un ascenso gradual del basamento magnético hacia el norte, aunque en este caso no puede asociarse este bloque a ninguna estructura conocida o existente en superficie.

El análisis conjunto de los mapas de anomalías aeromagnéticas y geológico podría hacer pensar que las primeras están relacionadas, en algunos casos, con las grandes fallas que compartimentan la estructura de la Zona de Ossa-Morena. Sin embargo, la modelización magnética llevada a cabo excluye esta posibilidad, excepto en el caso del límite entre el sinclinorio Jerez-Fregenal y el anticlinorio Olivenza-Monesterio en la parte central del área estudiada, que tal y como se observa en el perfil 2, sí corresponde exactamente con la traza del basamento magnético, con lo que se podría asociar esta anomalía magnética al contacto por falla entre los afloramientos cámbricos y precámbricos, que separa ambos dominios.

8.2.1.2. Zona Surportuguesa

La corteza superior de la Zona Surportuguesa está ocupada casi en su totalidad en el área de estudio por dos grandes cuerpos intrusivos del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS, de la Rosa, 1992):

- 1) Un cuerpo constituido por granitoides subvolcánicos, de densidad $2,61 \text{ g/cm}^3$, en la mitad occidental de la zona de estudio, con una profundidad media de 5 km y un desarrollo horizontal máximo de 80 km. La profundidad máxima de este cuerpo se localiza en la parte central y alcanza los 14 km;
- 2) Una gran intrusión de gabros, de densidad $2,88 \text{ g/cm}^3$, en la parte oriental de la Zona Surportuguesa cuyo límite inferior tiene una geometría bastante plana y que alcanza los 5 km de potencia. La máxima extensión horizontal de estos gabros es de 55 km y se disponen estratigráficamente sobre los granitoides subvolcánicos que afloran hacia el oeste del batolito.

Este último cuerpo, correspondiente a los gabros del BSNS produce la anomalía gravimétrica positiva más importante del interior de la península Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996). La modelización ha demostrado que esta anomalía está producida por un cuerpo situado en la corteza superior cuando estudios previos apuntaban la posibilidad de que estuviese producida por un cuerpo en la corteza media (Sánchez Jiménez *et al.*, 1998). La observación del mapa de anomalías de Bouguer, y las características de esta anomalía en cuanto a sus dimensiones, longitud de onda y amplitud, hacía pensar también en un origen más profundo para este cuerpo de alta densidad.

Con la realización de los modelos presentados en esta Tesis, se confirma la bondad de los datos publicados por Sánchez Jiménez *et al.* (1998) en lo referente a las fuentes residuales gravimétricas, que los autores establecían en 4 km. En la figura 7.8, se observa que la anomalía gravimétrica está producida fundamentalmente por los gabros del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, cuya profundidad máxima es de 5 km, valor que entraría dentro del margen de error de la estimación de las profundidades de Sánchez Jiménez *et al.* (1998).

A la luz de la morfología de los cuerpos del modelo de densidades del perfil 4, los granitoides subvolcánicos del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla que componen el primero de estos grandes cuerpos intrusivos, son posteriores a los gabros y granodioritas, englobando parcialmente restos de gabros y rocas básicas en su proceso de ascenso y emplazamiento.

Desde un punto de vista magnético, la característica más reseñable de la corteza superior de la Zona Surportuguesa radica en la ausencia de un basamento magnético excepto bajo el BSNS. La presencia de los cuerpos plutónicos del BSNS está asociada al comienzo del desarrollo del basamento magnético, cuyo espesor aumenta bruscamente hacia el norte, en el contacto con la Zona de Ossa-Morena.

8.2.2. LOS LÍMITES INTRACORTICALES COMO SUPERFICIES DE DESPEGUE

8.2.2.1. Zona de Ossa-Morena

El despegue basal de las estructuras de la corteza superior de la Zona de Ossa-Morena, visible en el perfil IBERSEIS (Carbonell *et al.*, 2002; Simancas *et al.*, 2002a,b) y situado a 15-17 km, correspondería al contacto entre corteza superior y media de los modelos presentados, mientras que en los modelos magnéticos está asociado a la parte inferior del basamento magnético, en la que se sitúa el cuerpo básico de alta densidad (CAD) detectado en el perfil sísmico IBERSEIS y modelizado en los perfiles gravimétricos.

Este cuerpo básico de alta densidad situado en la corteza media de la ZOM, propuesto por Simancas *et al.* (2002b), disminuye su espesor hacia el este, así como su extensión, de forma que alcanza su máximo desarrollo en la parte occidental de la zona de estudio donde se extiende hacia el norte hasta la Zona Centro-Ibérica, mientras que en la parte oriental desaparece antes de llegar a la zona de cizalla Badajoz-Córdoba, bajo la que no existe este cuerpo de alta densidad o CAD. De la misma manera, este cuerpo disminuye su profundidad hacia el este, donde alcanza una profundidad media de 14 km frente a los 20 km de profundidad media en la parte más occidental de la zona de Ossa-Morena en el área de estudio. Este cuerpo marca el límite entre la corteza superior y media en la ZOM.

El origen de este cuerpo podría deberse a una gran intrusión estratiforme en niveles medios de la corteza en un nivel con control estructural. Podría corresponder a la cámara magmática propuesta por Casquet *et al.* (2001) para explicar el origen de, entre otros, el plutón de Santa Olalla del Cala en el anticlinorio Olivenza-Monesterio. Dicha cámara magmática se localizaría en la corteza media, donde el magma que dio lugar a este plutón permaneció durante algún tiempo sometido a procesos de cristalización fraccionada-asimilación (AFC, de Paolo, 1981) antes de continuar su ascenso hasta el nivel de emplazamiento final a pequeñas profundidades (edad de cristalización de $338 \pm 1,5$ m.a., Casquet *et al.*, 2001). Según estos autores, esta intrusión estaría relacionada con el comienzo de la subducción oblicua de tipo A de la ZSP bajo la Zona de Ossa-Morena (Silva *et al.*, 1990), proceso controlado probablemente por estructuras transpresivas.

El emplazamiento de un cuerpo ígneo en niveles medios de la corteza crearía una anisotropía reológica a favor de la cual se produciría el despegue de la corteza superior respecto a la corteza media-inferior.

8.2.2.2. Zona Surportuguesa

El despegue principal que se observa en el perfil sísmico IBERSEIS (Carbonell *et al.*, 2002; Simancas *et al.*, 2002a,b) en la Zona Surportuguesa, hacia los 15-16 km de profundidad coincide aproximadamente con el límite entre corteza inferior y media de los cuatro perfiles gravimétricos realizados de esta tesis.

En la Zona Surportuguesa el límite inferior del basamento magnético y la corteza inferior magnética dónde ya no existe dicho basamento, se sitúa más cerca del límite corteza inferior-corteza media. El basamento magnético aparece únicamente bajo los materiales del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla desapareciendo hacia el sur y oeste, donde ya no existen cuerpos intrusivos de este gran batolito que aflora en el límite norte de la ZSP.

Hacia el oeste de la zona de estudio, en territorio portugués, el basamento magnético debe desaparecer completamente en la Zona Surportuguesa y existir únicamente bajo la Zona de Ossa-Morena. La oblicuidad del basamento magnético con respecto al límite Zona de Ossa-Morena-Zona Surportuguesa explicaría por qué el cuerpo de alta reflectividad situado en la corteza media detectado en el perfil sísmico de reflexión IBERSEIS, realizado al oeste de los perfiles modelizados en esta Tesis, sólo aparece en la Zona de Ossa-Morena y no en la Zona Surportuguesa. Este cuerpo de alta reflectividad representaría por lo tanto la parte inferior del basamento magnético, tal como se muestra en los modelos magnéticos realizados.

8.2.3. COMPARACIÓN CON OTROS MODELOS TECTÓNICOS PREVIOS

La mayoría de los modelos tectónicos propuestos para la zona de estudio (ver capítulo 2, apartado 2.5) contemplan la actividad de una zona de subducción varisca en el área, dirigida hacia el norte, en la que la litosfera de la Zona Surportuguesa subdujo bajo la litosfera de la Zona de Ossa-Morena. Sin embargo, existe mayor discrepancia en lo que respecta a la posición de esta antigua zona de subducción y al ambiente geotectónico en el que se desarrolló. La posición de la antigua zona de subducción podría estar localizada al norte o al sur de la actual Zona Surportuguesa, mientras que los distintos ambientes geotectónicos propuestos en los que pudo tener lugar el proceso de subducción varían entre el desarrollo de una cuenca marginal tras-arco, un rift continental, el desarrollo de un océano con formación de dorsal oceánica en la que empezó la subducción, o la formación de una unión triple tipo TTR con subducción de dorsal y desarrollo de una ventana litosférica. Todos ellos intentan explicar los distintos aspectos geológicos, estructurales, petrológicos y/o geoquímicos, que caracterizan esta parte del Macizo Ibérico.

Desde el punto de vista gravimétrico, lo que sí podemos afirmar es la existencia de una banda de materiales de alta densidad correspondiente a la Banda Metamórfica de Aracena a lo largo de todo el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, incluso en aquellos lugares en los que no aflora. Si efectivamente la BMA es, como propone Díaz Azpiroz (2001), un cinturón metamórfico de AT/BP compuesto por un dominio oceánico al sur y un dominio continental al norte, representando el primero la antigua sutura entre dos bloques continentales (el Ibérico y la corteza continental de la ZSP), la BMA debería separar dos cortezas continentales diferentes, con características contrastadas, definiendo la antigua sutura entre ambas, que es lo que se deduce de la modelización gravimétrica y magnética presentada en este trabajo.

En la corteza de la ZSP destaca, además de su alta densidad, la existencia de un importante volumen de rocas ígneas, el Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS). Según de la Rosa (1992), el magmatismo del BSNS (edad de cristalización de 336 m.a.) es típico de un ambiente de borde activo que refleja los procesos de interacción corteza-manto ocurridos en esta zona del Macizo Ibérico durante la orogenia Varisca. Si la subducción tuvo lugar hacia el norte, la presencia del BSNS al sur del dominio oceánico de la BMA, junto con las características de las metabasitas de Beja-Acebuches que, de acuerdo con Bard (1977), Munhá *et al.* (1986) y Quesada *et al.* (1994), presentan afinidades de cuenca retroarco, y la similitud química existente entre las rocas básicas de las metabasitas de Beja-Acebuches y las rocas básicas del Pulo do Lobo (Eden, 1991), se podría sugerir con de la Rosa (1992) que la sutura principal debió estar situada más al sur, no aflorando actualmente.

El hecho de que la corteza de la Zona Surportuguesa sea mucho más densa que una corteza continental normal, como lo demuestran los modelos gravimétricos presentados, hace pensar en una corteza intermedia, por ejemplo, de arco magmático asociado a una zona de subducción. Los arcos volcánicos/magmáticos presentan una corteza inferior muy engrosada y que posee una estructura cortical similar a la de los continentes (Park, 1988). Ribeiro *et al.* (1983) ya propusieron, basándose en los datos sísmicos de Mueller *et al.* (1973) y Prodehl *et al.* (1975), una corteza intermedia para la ZSP. Por lo tanto es posible, dadas las características de la corteza de la ZSP, que la zona de subducción principal estuviera situada más al sur, como han propuesto Vegas y Muñoz (1976) o de la Rosa (1992) y que el océano en el que se generaron las metabasitas de Acebuches se desarrollase en una cuenca marginal tras el arco magmático representado actualmente por la ZSP. Es decir, estaríamos ante un proceso de doble subducción: uno en la cuenca marginal desarrollada entre el arco volcánico y la placa continental superior y otro al sur del arco volcánico. Este hecho estaría también apoyado por los recientes estudios realizados por de la Rosa *et al.* (2002) a partir de núcleos heredados de circones, en los que han encontrado que la ZSP tiene una corteza inferior más joven que la ZOM.

Sabemos que entre el Fameniense superior y la parte inferior del Viseense superior (Boogaard, 1963; Boogaard y Schermerhorn, 1980; Oliveira, 1983) se produjo en el margen continental representado actualmente por la ZSP un volcanismo bimodal que dio lugar a la Faja Pirítica en un proceso de extensión intracontinental (Mitjavila *et al.*, 1997 y Leistel *et al.*, 1998). Posteriormente, y ligado a un contexto de subducción, se produce la cristalización del BSNS (336 m.a. en de la Rosa, 1992) en la corteza superior de la ZSP.

Tenemos pues una corteza intermedia, típica de arco volcánico desarrollado en ambientes de subducción, de transición entre una corteza oceánica y una corteza continental, más densa que una corteza continental normal, que se aproxima a una zona de subducción arrastrada por la fuerza de “tirón de placa” (*slab-pull*) de la litosfera oceánica del océano de la cuenca marginal situado al norte que está subduciendo, y que genera en la placa que queda por detrás un estado de esfuerzos distensivos, a favor del cual se produce el volcanismo

bimodal de la Faja Pirítica (figura 8.3 A). A medida que progresa la subducción tanto en la cuenca marginal como en la zona principal de subducción situada al sur de la actual ZSP, una vez que la placa oceánica delantera ha desaparecido por completo bajo la placa continental septentrional, se produce la subducción de la dorsal y de la placa oceánica trasera en la cuenca marginal (figura 8.3 B). Se produce en ese momento el metamorfismo de AT/BP en el margen continental septentrional y en la placa oceánica trasera (340-328 m.a. en Dallmeyer *et al.*, 1993; Castro *et al.*, 1999; Díaz Azpiroz, 2001) que dará lugar a la formación de los materiales de alta densidad de las rocas representadas actualmente por la metabasitas de Acebuches y por el dominio del Alto grado de la Banda Metamórfica de Aracena, mientras que en el bloque intermedio correspondiente al arco magmático se produce la intrusión del BSNS, relacionado con la subducción que tiene lugar más al sur (336 m.a. en de la Rosa, 1992).

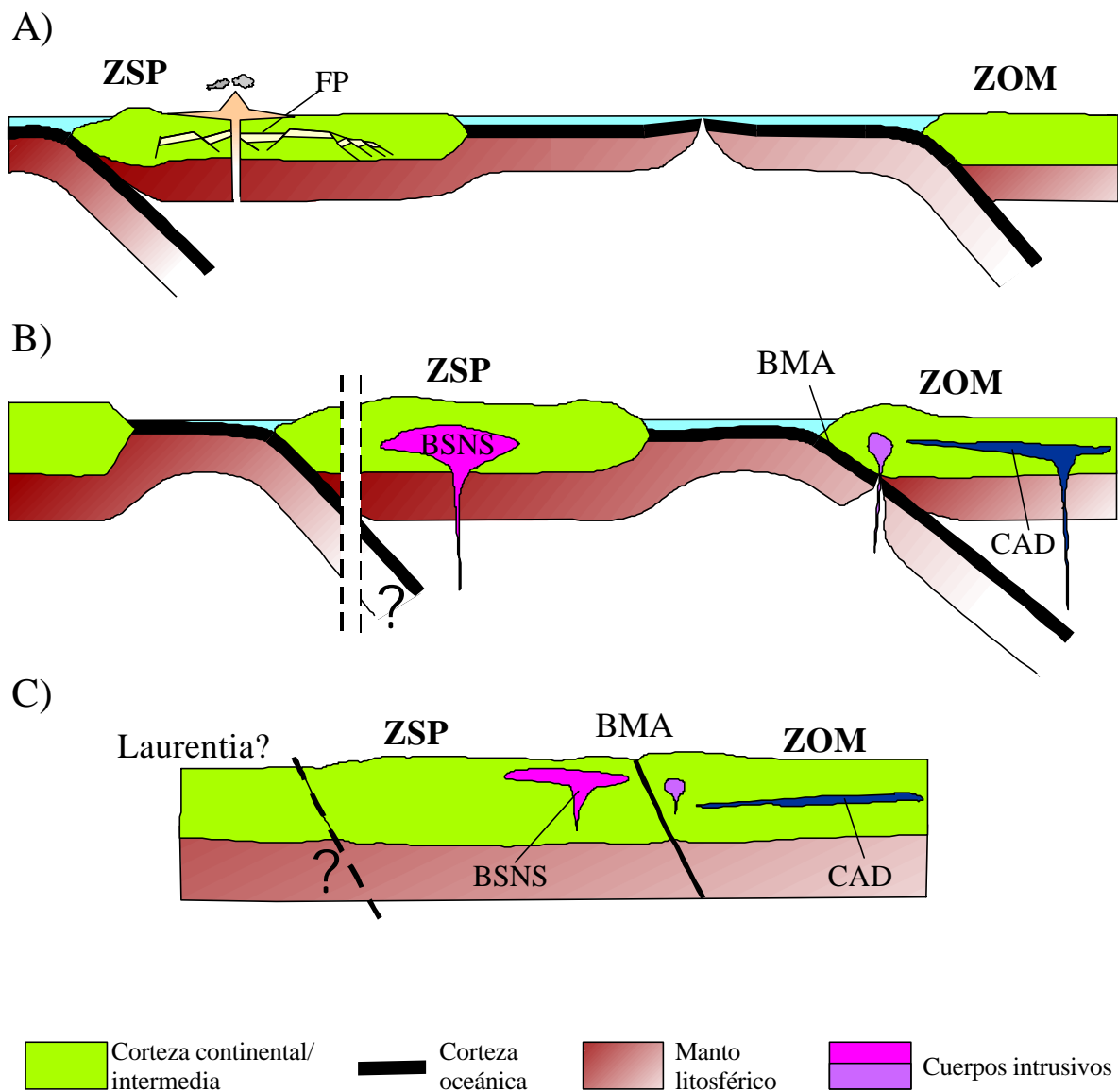


Figura 8. 3. Modelo tectónico propuesto para la zona de estudio. ZSP: Zona Surportuguesa; ZOM: Zona de Ossa-Morena; FP: Faja Pirítica; BMA: Banda Metamórfica de Aracena; BSNS: Batolito de la Sierra Norte de Sevilla; CAD: Cuerpo de alta densidad.

Al mismo tiempo, en la ZOM se podría estar produciendo la intrusión de una gran cantidad de material magmático básico en niveles medios de la corteza (figura 8.3 B), relacionado con la subducción de la cuenca marginal y, finalmente, de la ZSP bajo la Zona de Ossa-Morena. En este nivel de la corteza permanecería algún tiempo la intrusión sufriendo procesos de asimilación y cristalización fraccionada y, posteriormente, daría lugar al magmatismo actualmente observado en la ZOM ($338 \pm 1,5$ m.a., Casquet *et al.*, 2001).

Posteriormente, se produce la colisión continental entre los dos bloques continentales representados por el arco magmático (ZSP) al sur y el autóctono Ibérico (ZOM) al norte (figura 8.3 C). La edad de esta colisión se puede establecer a partir de la datación de los sedimentos tipo flysch en la denominada facies Culm de la ZSP, que según Oliveira (1983, 1990) son de edad Westfaliense.

La corteza inferior de ambas zonas muestra en el perfil sísmico IBERSEIS reflectores buzando en sentido contrario a las estructuras de la corteza superior en algunos puntos, es decir, hacia el sur en la Zona Surportuguesa y hacia el norte en la Zona de Ossa-Morena, definiendo estructuras en forma de cuña, dúplex y retrocabalgamientos. Ninguna de estas estructuras están presentes en los modelos gravimétricos y magnéticos realizados puesto que no implican un cambio de densidad o de material que contraste con el entorno. La geometría de estos reflectores en la Zona Surportuguesa podría deberse a las estructuras distensivas que se producen en la parte superior del arco magmático que es arrastrado en el proceso de subducción y a favor de las cuales se produjo el volcanismo de la Faja Pirítica y que posteriormente rejugaron como fallas inversas en la colisión subsiguiente.

8.2.4. SIGNIFICADO DEL LÍMITE ZOM-ZSP EN LA CADENA VARISCA EUROPEA

Durante la orogenia Varisca se produjo la acreción de fragmentos como Avalonia o Armórica a bloques continentales mayores como Gondwana, Báltica y Laurentia durante el Paleozoico superior. Actualmente los restos de este cinturón orogénico aflora en macizos aislados en Europa, como el Ibérico, el Macizo Armoricano, el Macizo Central Francés, los Macizos de la Selva Negra y el Macizo de Bohemia (fig. 2.1).

A medida que han ido aumentando los datos y los conocimientos sobre el orógeno Varisco, se han intentado establecer a lo largo de los años distintas correlaciones entre las zonas o terrenos que afloran en los distintos macizos a lo largo de la cadena varisca europea. Se han intentado localizar y situar las suturas principales y, por lo tanto, los distintos océanos que intervinieron en el largo proceso de acreción de terrenos continentales en la orogenia Varisca entre el Devónico y el Carbonífero.

Castro (1987), Crespo-Blanc (1991), Matte (1991, 2001) o Franke (2000) entre otros, por ejemplo, han propuesto la correlación del contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa con la sutura de Lizard al SO de Inglaterra, a través del Arco Ibero-Armoricano, incluso hasta el macizo Central Francés y de las Ardenas. La Zona

Surportuguesa se correlacionaría con el dominio Rhenohercínico de los Variscidos europeos, constituyendo los restos de la microplaca de Avalonia, y la Zona de Ossa-Morena se correlacionaría con el dominio Saxoturínico y con el dominio septentrional del Macizo Armórico, en lo que constituiría el resto de la microplaca de Armórica, siendo consumido en el proceso el océano Rheico (figs. 8.4 y 8.5). Si esto es cierto, sería de esperar que el dominio Rhenohercínico se caracterizase también por una corteza más densa que una corteza continental normal, por comparación con las zonas a las que está adosada, esto es al dominio Saxoturínico.

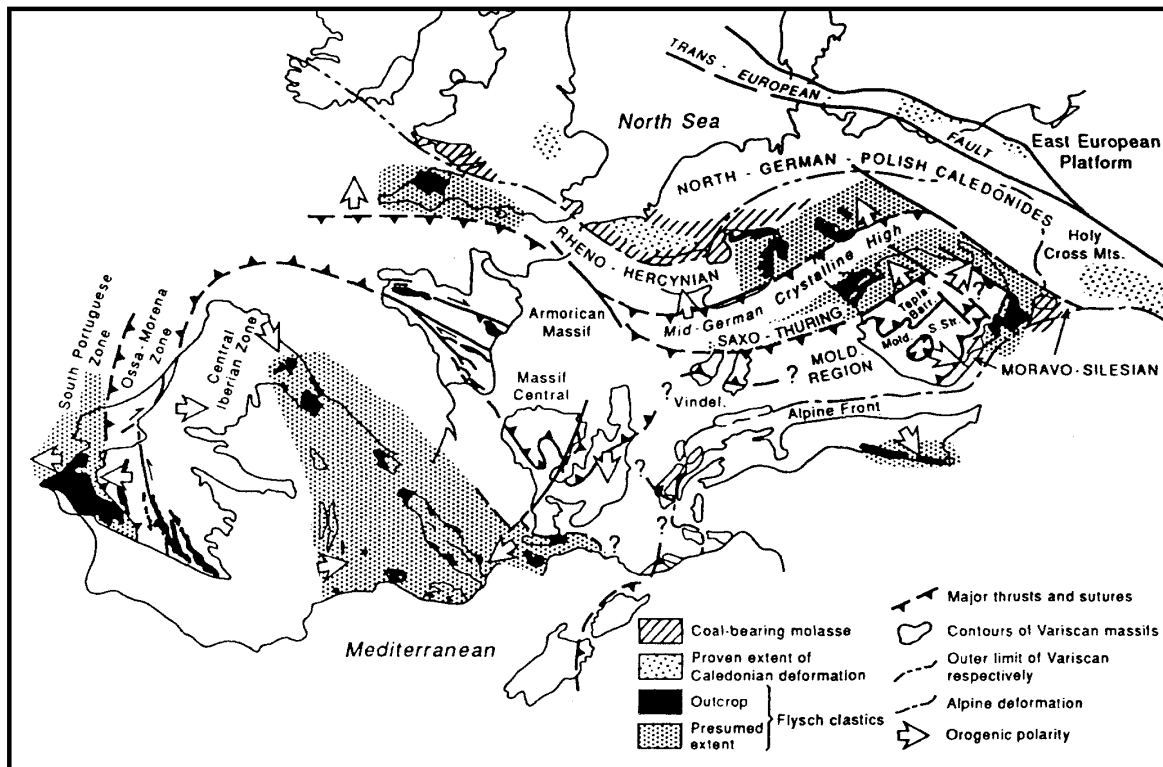


Figura 8. 4. División estructural de los Variscidos Europeos (Franke, 2000).

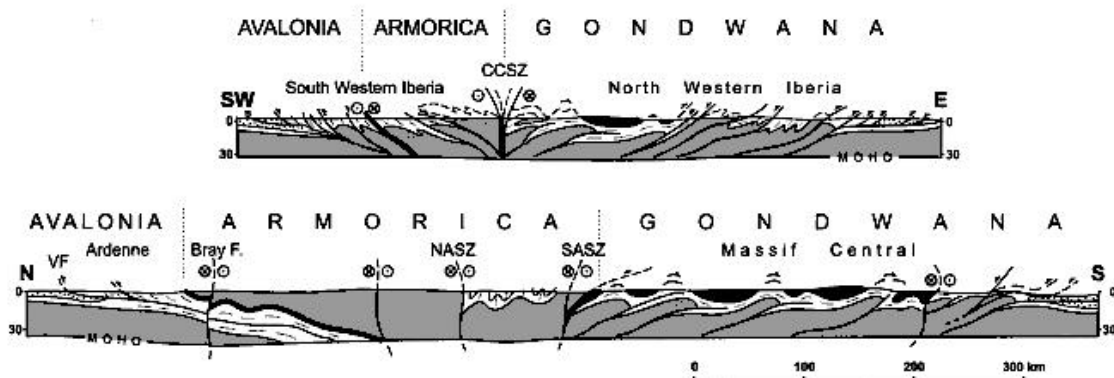


Figura 8. 5. Secciones simplificadas del cinturón varisco en la Península Ibérica y en Francia sin intrusiones graníticas, en las que se muestra su disposición en forma de abanico. En gris: basamento pre-Paleozoico de bajo grado; en blanco: sedimentos del Paleozoico inferior; en negro: mantos ofiolíticos y suturas; puntos: cuencas carboníferas de antepaís; CCSZ: zona de cizalla Coimbra-Córdoba; Bray F., NASZ y SASZ: zonas de cizalla de Bray, nor-armórica y sur-armórica; VF: Frente Varisco. Según Matte (2001, p. 124).

Otro dato importante en la comparación establecida es la imagen sísmica de estas zonas. En el sector central de la EGT (European Geotraverse), Franke *et al.* (1990) realizaron una síntesis de los diversos datos geofísicos y geológicos existentes, para identificar las estructuras de las zonas Rhenohercínica, Saxoturíngica y Moldanubiense. En éstas se observa que la primera se va acuñando hacia el sur bajo la segunda, de forma similar a como la Zona Surportuguesa se acuña bajo la Zona de Ossa-Morena en los modelos realizados.

La zona Rhenohercínica en el sur de Inglaterra está separada de las zonas internas situadas más al sur por el cabalgamiento de Portland-Wight que constituiría una sutura relacionada con la subducción y que sería una continuación de la sutura de Lizard situada más al oeste según el reciente trabajo de Busby y Smith (2001). Sin embargo, estos autores encuentran, utilizando datos gravimétricos y magnéticos, un basamento más denso al sur de la sutura en vez de al norte, que sería lo esperado. También hay que tener en cuenta que en el trabajo citado no se modeliza toda la corteza sino sólo su parte superior, y que el basamento más denso que se encuentra al sur de la sutura está a profundidades de entre 5 y 15 km. Sí existe una mayor correlación en lo que se refiere a las anomalías magnéticas de pequeña longitud de onda que encuentran al sur de la sutura, que sería el equivalente de la ZOM.

En este sentido, Bayer *et al.* (1999) integrando datos geofísicos (refracción y reflexión sísmica, gravimetría) y geológicos, han encontrado en la cuenca NE Alemana una corteza inferior potente, de alta velocidad, que toman como característica del este de Avalonia, que se extendería hasta la cuenca NE Alemana. Estos resultados son apoyados en el trabajo citado por una modelización gravimétrica con una corteza inferior de alta densidad, y con un espesor que se acerca a los 18 km. Estos resultados son muy similares a los obtenidos en esta Tesis para la Zona Surportuguesa, lo que apoyaría la correlación establecida.

Por lo tanto, el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa constituiría la sutura entre Armórica y Avalonia en el Macizo Ibérico. Este último bloque se prolongaría por el norte hacia la Zona Rhenohercínica. No parece haber dificultad en correlacionar la sutura entre ZOM y ZSP con la que se ve al sur de Gran Bretaña o en el centro de Europa, aunque esto constituye también un problema, pues la Zona Rhenohercínica da paso directamente al antepaís varisco, tanto en el centro de Europa como en las Islas Británicas por lo que Avalonia no podría representar un gran arco magmático en el contexto del cinturón varisco europeo. Entonces, o la correlación establecida Zona Surportuguesa - Zona Rhenohercínica no funciona (en contra de lo que indica la similitud en la geología de superficie y el hecho de que las características geofísicas de ambas zonas coincidan, sobre todo en la densidad y espesor de la corteza inferior) o existe un cambio tectónico lateral, que también es posible dado el ya conocido carácter no cilíndrico del cinturón varisco.

Como contraposición, cabe mencionar que el verdadero bloque de Avalonia, en el NE de Norteamérica, sí que se pone en contacto mediante una sutura con el resto de

Laurentia. Otra de las piezas fundamentales del rompecabezas es la presencia del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, con características geoquímicas de borde continental activo asociado a una zona de subducción, al sur de la sutura conocida, es decir, la Banda Metamórfica de Aracena. Esto incide aún más si cabe en la posibilidad de la existencia de un cambio tectónico lateral a lo largo de todo el cinturón varisco, encontrando distintos ambientes geotectónicos ligados a la subducción de las diversas microplacas, cuya morfología desconocemos, que colisionaron con el borde de Gondwana en la orogenia varisca.

Todos estos aspectos aportan más información al conocimiento del orógeno Varisco aunque como se ha visto, plantean unos problemas hoy por hoy irresolubles.

9. CONCLUSIONES

En esta Tesis Doctoral se ha realizado el análisis de los campos gravimétrico y magnético de la zona suroeste de la Península Ibérica. Este área está formada por un basamento varisco en el que se han definido dos zonas con características geológicas particulares: La zona Surportuguesa al SO y la Zona de Ossa Morena al NE. El contacto entre ambas está definido por la Banda Metamórfica de Aracena, ampliamente aflorante en la zona occidental mientras que desaparece hacia el este. El análisis de los campos gravimétrico y magnético de la zona suroeste de la Península Ibérica ha permitido investigar la geometría de este límite y la estructura gravimétrica y magnética de la corteza en ambas zonas. Las principales conclusiones de este trabajo son:

- El mapa de anomalías de Bouguer muestra la existencia de un gradiente NE-SO definido por un cambio de la magnitud de la anomalía desde valores próximos a 0 mGal en la ZOM a valores positivos en la ZSP. Las anomalías de menor longitud de onda muestran una disposición claramente controlada por la dirección de las estructuras variscas. Existe una alineación de máximos relacionada con el afloramiento de la BMA. En el mapa de anomalías aeromagnéticas de la Península Ibérica también se observa la relación entre la distribución de las anomalías y las principales directrices variscas.
- La separación de las fuentes regional y residual se ha realizado mediante técnicas de análisis espectral. En primer lugar se han determinado las profundidades medias de estas fuentes y posteriormente, a partir del filtrado, se han calculado las anomalías regionales y residuales.
 - La fuente regional obtenida a partir del análisis espectral del mapa gravimétrico, cuya profundidad es de $33,17 \pm 1,62$ km, corresponde al límite corteza-manto. La fuente gravimétrica residual, cuya profundidad es de $12,66 \pm 0,36$ km no puede atribuirse a un límite concreto sino a un conjunto de fuentes situadas en la corteza media.
 - La fuente regional magnética es más somera comparándola con la gravimétrica. La profundidad media estimada para la fuente regional es de $13,28 \pm 0,23$ km, y de $2,90 \pm 0,15$ km para la fuente residual. Las anomalías magnéticas observadas están producidas fundamentalmente por fuentes situadas en niveles de la corteza media-superior, mientras que el residual está producido por fuentes subsuperficiales cuyo efecto es difícil de separar del ruido de alta frecuencia introducido en los datos en el proceso de tratamiento de los mismos.

- La geometría de las fuentes que producen las anomalías gravimétricas y magnéticas se ha investigado mediante la modelización de tres perfiles transversales a las estructuras variscas y un perfil longitudinal. Para limitar el número de soluciones posibles en los modelos iniciales se han integrado los datos geológicos y geofísicos existentes. Los datos del perfil de sismica de reflexión IBERSEIS han sido incluidos en la modelización. En las interpretaciones de este perfil sísmico se propone la existencia de un cuerpo de alta velocidad posiblemente representativo de un cuerpo de alta densidad. La existencia o no existencia de este cuerpo han servido para considerar dos hipótesis de partida en cada modelo: modelos de densidades incluyendo un cuerpo de alta densidad en la corteza de la ZOM y modelos que no consideran la presencia de dicho cuerpo.
 - La densidad asignada a los cuerpos integrantes de los modelos proceden de la medida de la densidad en 133 muestras, correspondientes a 75 litologías diferentes representativas de la zona estudiada, realizándose más de 1100 medidas. Las rocas con densidades más altas aparecen en la Banda Metamórfica de Aracena, encontrando muestras con densidades superiores a $3,00 \text{ g/cm}^3$. El resto de materiales con altas densidades corresponden a cuerpos intrusivos básicos que afloran tanto en la ZOM como en la ZSP. Las rocas de ésta última presentan densidades menores que las de la ZOM.
 - Asimismo se ha realizado una campaña de muestreo de las susceptibilidades magnéticas y NRM de las litologías más representativas de la zona estudiada, tomando 75 muestras correspondientes a 60 litologías diferentes, realizándose más de 230 medidas tanto de susceptibilidad magnética como de remanencia. En la ZOM las rocas presentan en general unos valores muy bajos de susceptibilidad y remanencia. En la BMA destacan los bajos valores que presentan en general las rocas básicas. Las rocas de la ZSP muestran también valores bastante bajos, con la excepción de algunas rocas básicas del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla.
- Los modelos de densidades que justifican las anomalías de Bouguer observadas muestran la existencia de importantes diferencias en la estructura gravimétrica de la ZSP y la ZOM. La corteza de la Zona Surportuguesa es mucho más densa que la de la Zona de Ossa-Morena. Esto está provocado por una corteza media e inferior mucho más potente y una corteza superior delgada en la ZSP, con respecto a una muy potente corteza superior y unas cortezas media e inferior bastante adelgazadas en la Zona de Ossa-Morena.

- Los modelos magnéticos también ponen de manifiesto las marcadas diferencias en la estructura magnética de las ZOM y ZSP. La primera se caracteriza por la presencia de un basamento magnético potente con cuerpos de dimensiones menores con fuerte magnetización, características ambas ausentes en la ZSP.
- La geometría de la Banda Metamórfica de Aracena deducida a partir de los modelos gravimétricos, corresponde a una banda alabeada que varía de espesor y profundidad a lo largo de la zona de estudio y se dispone según un contacto con buzamiento hacia el norte que disminuye en profundidad, no alcanzando nunca la corteza inferior.
- El máximo gravimétrico centrado en las proximidades de la localidad de Castilblanco de los Arroyos está relacionado con la presencia de un cuerpo más denso emplazado en niveles superiores de la corteza.
- Los modelos gravimétricos demuestran que es viable la existencia de un cuerpo de alta densidad en niveles medios de la corteza de la Zona de Ossa-Morena, en cuyo caso, y desde un punto de vista gravimétrico, presentaría una disminución en su potencia, profundidad y extensión hacia el SE. Sin embargo, la existencia de este cuerpo no es necesaria para encontrar un modelo cortical con un buen ajuste con los datos gravimétricos y magnéticos observados.
- Los modelos magnéticos muestran que si existe un cuerpo de alta densidad-contraste de susceptibilidad estaría situado en la parte inferior del basamento magnético.
- Se propone un modelo tectónico para la zona de estudio según el cual durante la orogenia Varisca tuvo lugar en la parte suroccidental del Autóctono Ibérico un proceso de subducción doble, en el que la zona de subducción principal estaría situada al sur de la actual Zona Surportuguesa no aflorando la sutura, representando la Zona Surportuguesa los restos del arco magmático desarrollado en este proceso de subducción. Entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa se produjo la subducción de una dorsal oceánica en una cuenca marginal trasarco, con formación de una ventana litosférica bajo la placa continental superior que produciría las condiciones adecuadas para el desarrollo de un metamorfismo de AT/BP y la intrusión de rocas de afinidad boninitica en la corteza de esta placa continental superior.

A lo largo de todo este trabajo se han puesto de manifiesto las diferencias existentes entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa desde el punto de vista de sus características geofísicas. Se ha propuesto un modelo tectónico que intenta explicar las características geológicas, petrológicas, geoquímicas y geofísicas de esta zona del Macizo Ibérico, en el que quedan aún muchas cuestiones abiertas, de modo que las investigaciones

futuras ayudarán a apoyar o desechar las hipótesis presentadas en este trabajo. Un aspecto importante sería investigar la existencia de esa zona de sutura que se propone, situada al sur de la actual Zona Surportuguesa. ¿Dónde está? ¿Cuál es su geometría? ¿Separa dos zonas con características geofísicas diferentes como la que se acaba de estudiar? Sólo las futuras investigaciones en este sentido, apoyadas con un estudio geocronológico y geoquímico de los materiales de la Zona Surportuguesa, aportarán más luz al rompecabezas del orógeno Varisco en esta zona del Macizo Ibérico.

BIBLIOGRAFÍA

ÁBALOS, B. (1989): Structural geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 2, pp. 103-112.

ÁBALOS, B. y DÍAZ CUSI, J. (1995): Correlation between seismic anisotropy and major geological structures in SW Iberia: A case study on continental lithosphere deformation. *Tectonics*, 14, 4, pp. 1021-1040.

ÁBALOS, B. y EGUÍLUZ, L. (1990a): El corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción / colisión durante la Orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas. *Geogaceta*, 7, pp. 73-76.

ÁBALOS, B. y EGUÍLUZ, L. (1990b): Constitución tectonoestratigráfica del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: una nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7, pp. 71-73.

ÁBALOS, B. y EGUÍLUZ, L. (1994): Evolución tectónica poliorogénica (Cadomiense y Hercínica) del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. *Bol. Geol. Min.*, 105, 1, pp. 57-84.

ÁBALOS VILLARO, B.; GIL IBARGUCHI, I. y EGUÍLUZ, L. (1991a): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, (southwest Spain). *Tectonophysics*, 199, pp. 51-72.

ÁBALOS VILLARO, B.; GIL IBARGUCHI, I. y EGUÍLUZ, L. (1991b): Structural and metamorphic evolution of the Almadén de la Plata Core (Sevilla, Spain) in relation to syn-metamorphic shear between the Ossa-Morena and South-Portuguese zones of the Iberian Variscan fold belt. *Tectonophysics*, 191, pp. 365-387.

ALÍA MEDINA, M. (1963): Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Sec. G), 61, pp. 247-262.

ALLER, J. (1994): A 2 1/2D interpretation of the Cantabrian zone magnetic anomaly using geological and geophysical constraints: structural implications. *Rev. Soc. Geol. España*, 7, (3-4), pp. 327-335.

ALLER, J. (1996): 2.5 D modelling and structural implications of magnetic anomalies associated with the boundary between the Central-Iberian and Ossa-Morena zones in the Hornachos sector (Hercynian Belt, Southwest Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 9, (3-4), pp. 197-204.

ALLER, J. y ZEYEN, H. J. (1994): Interpretación en 2 1/2D de la anomalía magnética del País Vasco: implicaciones geodinámicas. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 19, pp. 151-162.

ALLER, J.; ZEYEN, H. J.; PÉREZ ESTAÚN, A.; PULGAR, J. A. y PARÉS, J. M. (1994): A 2.5D interpretation of the eastern Galicia magnetic anomaly (northwestern Spain): geodynamical implications. *Tectonophysics*, 237, pp. 201-213.

ANGOLOTI, J. M.; MUELAS PEÑA, D. A. y GARCÍA VÉLEZ, D. A. (1975): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 920: Constantina*. IGME, 28 pp.

APALATEGUI, O.; HIGUERAS, P.; GARROTE, A.; LIÑÁN, E.; PEREJÓN, A. y PALACIOS, T. (1983a): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 855: Usagre*. IGME, 72 pp.

APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; ROLDÁN, F. J.; GARROTE, A.; LOCUTURA, J. y SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, A. (1983b): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 916: Aroche*. IGME, 53 pp.

APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; ODRIOZOLA, J. M.; PEÓN, A.; CONTRERAS, M. C.; LIÑÁN, E.; PEREJÓN, A.; QUESADA, C. y CUETO, L. (1983c): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 877: Llerena*. IGME, 77 pp.

APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; DELGADO-QUESADA, M.; ROLDÁN, F. J.; GARROTE, A.; LOCUTURA, J. y SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, A. (1984): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 917: Aracena*. IGME, 100 pp.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J. D. e HIGUERAS, P. (1985a): División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geol. Min.*, 7, pp. 73-80.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J. D.; ROLDÁN, F.; GARROTE, A.; EGUÍLUZ, L.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1985b): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 899: Guadalcanal*. IGME, 47 pp.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J. D.; EGUÍLUZ, L.; ROLDÁN, J. F.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1985c): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 878: Azuaga*. IGME, 47 pp.

APALATEGUI, O.; CONTRERAS, F.; ARRIOLA, A.; EGUÍLUZ, L.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1988): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 830: Hornachos*. IGME, 73 pp.

APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L. y QUESADA, C. (1990a): Ossa-Morena zone: Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 280-290.

APALATEGUI, O.; CONTRERAS, F.; EGUÍLUZ, L.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; LIÑÁN, E.; GOZALO, R.; PALACIOS, T.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; DABRIO, C. y SANTIESTEBAN, I. (1990b): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 918: Santa Olalla del Cala*. IGME, 65 pp.

APALATEGUI ISASA, O.; LEYVA CABELLO, F.; CONTRERAS VÁZQUEZ, F.; MATAS GONZÁLEZ, J. y CARVAJAL MENÉNDEZ, A. (en prensa): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 898: Puebla el Maestre*. IGME. Año de realización: 1990.

APRAIZ, A. (1996): Características estructurales asociadas al núcleo metamórfico de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta*, 20, 4, 905-908.

APRAIZ, A. y EGUÍLUZ, L. (1996): El núcleo metamórfico de Valuengo (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico): Petrografía, Termobarometría y evolución Geodinámica. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 9, 1-2, pp. 29-49.

ARDIZONE, J.; MEZCUA, J. y SOCÍAS, I. (1989): *Mapa aeromagnético de la España Peninsular*. Instituto Geográfico Nacional (MOPU), Madrid, 29 pp.

ARRIOLA, A. y EGUÍLUZ, L. (1983): Migmatitas de Lora del Río (Sevilla). Estructurología y deformación. *Comun. Serv. Geol. Port.*, 69, 2, 259-263.

ARRIOLA, A.; CHACÓN, J.; ERASO, A.; EGUÍLUZ, L.; GARROTE, A.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; VARGAS, I. y CONTRERAS, M. C. (1983a): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 829: Villafranca de los Barros*. IGME, 62 pp.

AZOR, A. y BALLÉVRE, M. (1997): Low-pressure metamorphism in the Sierra Albarrana area (Variscan Belt, Iberian Massif). *Journal of Petrology*, 38, 1, pp. 35-64.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS J. F. (1992): Una zona de cizalla sinmetamórfica de importancia regional al SW de las cuarcitas de la Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta*, 11, pp. 51-54.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, F. (1994): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena Zones (Variscan Belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13, pp. 45-61.

BANDA, E.; GALLART, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V; DAÑOBEITIA, J. J. y MAKRIS, J. (1993): Lateral variation of the crust in the Iberian Peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221, pp. 53-66.

BANDRÉS, A.; EGUÍLUZ, L.; GIL IBARGUCHI, J. I. y PALACIOS, T. (2002): Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena zone, Iberian massif. *Tectonophysics*, 352, pp. 105-120.

BARD, J. P. (1964): Note préliminaire sur l'âge des terrains de l'Estrato cristallino affleurant au Nord-Ouest de la Province de Huelva (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, pp. 2129-2130.

BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment Hercynien sub-Ibérique*. Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 398 pp.

BARD, J. P. (1970): Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena Metamorphic Belt (SW Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28, pp. 117-134.

BARD, J. P. (1977): Signification tectonique des métatholéites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 7, t. XIX, n° 2, pp. 385-393.

BARD, J. P. (1992): Les complexes intrusifs acide-basique calco-alcalins de la chaîne varisque sud-ibérique et leurs liaisons avec les grands cisaillements transpressifs de Badajoz-Cordoue et de la zone Sud-Ibérique: Proposition de modèles géodynamiques impliquant des processus de subduction continentale. *C. R. Acad. Sciences, Serie 2*, 314, 7, pp. 711-716.

BARD, J. P. y MOINE, B. (1979): Acebuches amphibolites in the Aracena Hercynian metamorphic belt (southwest Spain): geochemical variations and basaltic affinities. *Lithos.*, 12, pp. 271-282.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970): La structure de la chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Publ. De l'Institut français du Pétrole, 1, (I.4), 68 pp.

BARTON, P. J. (1986): The relationship between seismic velocity and density in the continental crust -a useful constraint?. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, pp. 195-208.

BAYER, U.; SCHECK, M.; RABEL, W.; KRAWCZYK, C. M.; GÖTZE, H. J.; STILLER, M.; BEILECKE, TH.; MAROTTA, A. M.; BARRIO-ALVERS, L. y KUDER, J. (1999): An integrated study of the NE German Basin. *Tectonophysics*, 314, pp. 285-307.

BERGAMÍN, J. F.; TEJERO, R. y PINTO, V. (1995): Modelización en 2 y 1/2D y 3 D de la zona nororiental de la cuenca de Madrid. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3), pp: 251-260.

BIRCH, F. (1961): The velocity of compressional waves in rocks to ten kilobars, Part 2. *Journal of Geophysical Research*, 66, 7, pp. 2199-2224.

BLATRIX, P. y BURG, J. P. (1981): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *Neues Jahrb. Mineral. Monatch.*, 10, pp. 470-478.

BOOGAARD, M. V. DEN (1963): Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from southern Portugal. *Geol. Mijnbouw*, 42, 8, pp. 248-259.

BOOGAARD, M. V. DEN y SCHERMERHORN, L. J. G. (1980): Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 4 - A Famennian conodont fauna near Nerva (Rio Tinto). *Scripta Geologica*, 56, pp. 1-14.

BOOGAARD, M. V. DEN y VASQUEZ, F. (1981): Conodont fauna from Portugal and Southwest Spain. Part 5 - Lower Carboniferous conodonts at Santa Olalla de Cala (Spain). *Scripta Geologica*, 61, pp. 1-8.

BORJA SERRANO, F.; FAURA MORÓN J.; MARTÍN GARCÍA, L.; ORTIZ RAMOS, A.; PASTOR PALOMEQUE, M.; GARCÍA DUEÑAS, V.; VERA TORRES, J. A.; GALÁN HUERTOS, E.; RUIZ DE ALMODÓVAR, G.; ARRIBAS MORENO, A. y BURKHALTER ANEL, J. (1985): *Mapa geológico-Minero de Andalucía, II.- Minerales y Rocas Industriales, E. 1:400.000*. Junta de Andalucía, Consejería de Economía e Industria, Dirección General de Industria, Energía y Minas.

BROUTIN, J. (1983): El Pérmico del borde Suroeste de la Meseta. En: *Carbonífero y Pérmico de España*, (Ed. IGME), pp. 439-450.

BRUN, J. P. y PONS, J. (1981): Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 3, 3, pp. 219-229.

BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, pp. 161-177.

BUSBY, J. P. y SMITH, N. J. P. (2001): The nature of the Variscan basement in southeast England: evidence from integrated potential field modelling. *Geological Magazine*, 138, 6, pp. 669-685.

CABAL, J. (1993): *Régimen térmico en el noroeste de la Península Ibérica y sus márgenes continentales: flujo de calor y estructura térmica de la litosfera*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, (inérita).

CAMPOS, R. (1998): *Estudio geológico y gravimétrico de los granitoides de la antiforma de Cáceres: aplicación a la exploración de yacimientos minerales*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 170 pp. (inérita).

CAMPOS-ENRIQUEZ, J. O.; URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y ARROYO-ESQUIVEL, M. A. (1989): Depth to the Curie isotherm from aeromagnetic data and geothermal considerations for the western sector of the trans-Mexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, 28, 5, pp. 993-1005.

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), Fall Meeting Suppl., Abstract S42E-08, 10-14 Diciembre 2001, San Francisco, USA.

CARBONELL, R.; SIMANCAS, F.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; PLATA, J. y el Grupo IBERSEIS (2002): IBERSEIS: A deep reflection image of a Variscan transpressive orogen. *European Geophysical Society, Scientific Programme, XXVII General Assembly, Nice, France, 21-26 April 2002*.

CARMICHAEL, R. S. (1988): *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*, CRC Press Inc., Boca Raton, Florida, pp. 760.

CARVALHO, D.; GOINHAS, J.; OLIVEIRA, V. y RIBEIRO, A. (1971): Observações sobre a Geología do sul do Portugal e consequências metalogenéticas. *Est. Not. e Trab. Serv. Fomento. Min.* (Portugal), 20, 1-2, 153-199.

CARVALHO, D.; CORREIA, H. A. C. e INVERNO, C. M. C. (1976): Contribuição para o conhecimento geológico do grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e Grupo do Pulo do Lobo. *Memorias e Noticias* (Univ. Coimbra), 82, pp. 145-169.

CARVALHOSA, A. B. (1965): Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 11, 132 pp.

CARVALHOSA, A. B. (1983): Esquema geológico do maciço de Evora. *Comun. Serv. Geol. Port.*, 69, pp. 201-208.

CASAS, A. y CARBÓ, A. (1990): Deep structure of the Betic Cordillera derived from the interpretation of a complete Bouguer anomaly map. *Jour. Geodynamics*, 12, pp. 137-147.

CASQUET, C.; GALINDO, C.; TORNOS, F.; VELASCO, F. y CANALES, A. (2001): The Aguablanca Cu-Ni ore deposit (Extremadura, Sapin), a case of synorogenic orthomagmatic mineralization: age and isotope composition of magmas (Sr, Nd) and ore (S). *Ore Geology Reviews*, 18, pp. 237-250.

CASTRO, A. (1987): Implicaciones de la zona Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la cadena Hercínica Europea. *Estudios Geológicos*, 43, pp. 249-260.

CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; DE LA ROSA, J.; MORENO-VENTAS, I.; EL-HMIDI, H.; EL-BIAD, M.; BERGAMÍN, J. F. y SÁNCHEZ, N. (1996a): Triple-junction migration during Paleozoic plate convergence: the Aracena metamorphic belt, Hercynian massif, Spain. *Geologische Rundschau*, 85, pp. 180-185.

CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; DE LA ROSA, J.; MORENO-VENTAS, I.; y ROGERS, C. (1996b): Significance of MORB-derived Amphibolites from the Aracena Metamorphic Belt, Southwest Spain. *Journal of Petrology*, 37, 2, pp. 235-260.

CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; EL-HMIDI, H.; EL-BIAD, M.; DÍAZ, M.; DE LA ROSA, J. y STUART, F. (1999): Age constraints to the relationships between magmatism, metamorphism and tectonism in the Aracena metamorphic belt, southern Spain. *Int. Jour. Earth. Sciences*, 88, 1, pp. 26-37.

CASTRO-LEYVA, T.; DELGADO-ARGOTE, L. A. y GARCÍA-ABDESLEM, J. (1995): Estudio petrológico, estructural y magnetométrico de las rocas del complejo máfico-ultramáfico Puerto-Nuevo, Península de Vizcaíno. *GEOS, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana*. Época II. Volumen 15, N° 2. (Nov. 1995). Resúmenes y Programa de la Reunión Anual. P. 104

CLARK, S. P. (1966): Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 97, 587 pp.

CORREIA, A. y JONES, F. J. (1997): On the existence of a geothermal anomaly in southern Portugal. *Tectonophysics*, 271, pp. 132-134.

CONTRERAS, F.; SANTOS, A.; NODAL, T.; MANSILLA, H. y ZAPARDIEL, J. M. (1982): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 959: Calañas*. IGME, 87 pp.

COULLAT SÁENZ DE SICILIA, J. L.; SOLER SAMPERE, M.; PORTERO GARCÍA, J. M.; AGUILAR TOMÁS, M. J.; RAMÍREZ DEL POZO, J. y SOLAR MENÉNDEZ, J. B. (1978): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 961: Aznalcóllar*. IGME, 45 pp.

CRAWFORD, A. J.; FALLOON, T. J. y GREEN, D. H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En: *Boninites and related rocks*, (Ed. A. J. Crawford), Unwin Hyman, Londres, 450 pp.

CRESPO-BLANC, A. (1991): *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico meridional): Un contacto mayor en la Cadena Hercínica Europea*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 329 pp.

CRESPO-BLANC, A. y OROZCO, M. (1988): The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148, pp. 221-227.

CHACÓN, J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (SW del Macizo Ibérico)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 721 pp.

CHACÓN, J. y PASCUAL, E. (1977): El anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro Ibérica y Ossa-Morena (Sector SW del Macizo Ibérico). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 8-9, pp. 21-35.

CHACÓN, J.; DELGADO-QUESADA, M. y GARROTE, A. (1974): Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). *Bol. Geol. Min.*, 85, 6, pp. 713-717.

CHACÓN, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A. y OLIVEIRA, J. T. (1983): La estructura de la Zona de Ossa-Morena. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo 1, IGME, pp. 490-504.

CHAKRABORTY, K. y AGARWAL, B. N. P. (1992): "Mapping of crustal discontinuities by wavelength filtering of the gravity field". *Geophysical Prospecting*, 41, pp. 801-822.

CHIAN, D. y LOUDEN, K. E. (1994): The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin. *Journal of Geophysical Research*, 99, B5, pp. 9117-9135.

CHIAN, D.; LOUDEN, K. E. y REID, I. (1995): Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 100, B12, pp. 24239-24253.

CHRISTENSEN, N. I. y FOUNTAIN, D. M. (1975): Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulites. *Geological Society of America Bulletin*, 86, pp. 227-236.

CHRISTENSEN, N. I. y SHAW, G. H. (1970): Elasticity of mafic rocks from the mid-Atlantic ridge. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 20, pp. 271-284.

- DALLMEYER, R. D. y QUESADA, C. (1989): Geochronological constraints to the structural development of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (southeast Iberia). *Terra Abstr.*, 1, 1, p. 366.
- DALLMEYER, R. D.; FONSECA, P. E.; QUESADA, C. y RIBEIRO, A. (1993): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a Variscan suture in southwest Iberia. *Tectonophysics*, 222, pp. 177-194.
- DAVIS, J.C. (1986): *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2nd Edition, John Wiley and Sons, 656 pp.
- DE LA ROSA, J. D. (1992): *Petrología de las rocas básicas y granitoides del batolito de la Sierra Norte de Sevilla, Zona Surportuguesa, Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral, Univ. de Sevilla, 312 pp.
- DE LA ROSA, J. D.; ROGERS, G. y CASTRO, A. (1993): Relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocas básicas y granitoides del batolito de la Sierra Norte de Sevilla. *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 1-2, pp. 141-149.
- DE LA ROSA, J. D.; JENNER, G. A. y CASTRO, A. (2002): A study of inherited zircons in granitoid rocks from the South Portuguese and Ossa-Morena Zones, Iberian Massif: support for the exotic origin of the South Portuguese Zone. *Tectonophysics*, 352, 1-2, pp. 245-256.
- DEPAOLO, D. J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, pp. 189-202.
- DELGADO, J. F. N. (1908): Système Silurique de Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Comm. Serv. Geol. Portugal*, pp. 1-245.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971): Esquema geológico de la Hoja número 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82, pp. 277-286.
- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E. y PÉREZ LORENTE, F. (1977): Criterios para la diferenciación de dominios en la Sierra Morena Central. *Studia Geologica*, Univ. Salamanca, 12, pp. 75-90.
- DELGADO-QUESADA, M.; GARROTE, A. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1985): El magmatismo de la alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mitad oriental (Zona de Ossa-Morena). Comunicaciones de la V Reunión del GOM (1983). *Temas Geol. Min.*, 7, pp. 41-64.

DÍAZ AZPIROZ, M. (2001): *Evolución tectono-metamórfica del dominio de alto grado de la Banda Metamórfica de Aracena*. Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 556 pp.

DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): Central-Iberian Zone, Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 172-188.

DIJKSTRA, S. J. (1955): Megaspores carboníferas españolas y su empleo en la correlación estratigráfica. *Estudios Geol.*, 11, (27-28), pp. 277-354.

DIMITRIADIS, K.; TSELENTIS, G. A. y THANASSOULAS, K. (1987): A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation. *Computers & Geoscience*, 13, 5, pp. 549-560.

DOBRIN, M. B. (1976): *Introduction to Geophysical prospecting, 3rd. edition*. McGraw-Hill Book Co., 630 pp.

DUPONT, R.; LINARES, E. y PONS, J. (1981): Premières datations radiométriques par le méthode Potassium-Argon des granitoides de la Sierra Morena Occidentale (Province de Badajoz, Espagne): Conséquences géologiques et métallogéniques. *Bol. Geol. Min.*, 92, 5, pp. 370-374.

DUPUY, C.; DOSTAL, J. Y BARD, J. P. (1979): Trace element geochemistry of Paleozoic amphibolites of SW Spain. *Tschermaks Min. Ptr. Mitt.*, 26, pp. 87-93.

EDEN, C. P. (1991): *Tectonostratigraphic analysis of the northern extent of the oceanic exotic terrane, northwestern Huelva Province, Spain*. Ph. D. Thesis, University of Southampton, 281 pp.

EGUÍLUZ, L. (1987): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 694 pp.

EGUÍLUZ, L. y QUESADA, C. (1980): La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz). Nota preliminar. *Temas Geol. Min.*, 4, pp. 123-145.

EGUÍLUZ, L.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; COULLAT SÁENZ DE SICILIA, J. L.; GARROTE, A.; LIÑÁN, E.; PEREJÓN, A. y PALACIOS, T. (1983): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 897: Monesterio*. 63 pp.

EGUÍLUZ, L.; FERNÁNDEZ, J.; GARROTE, A.; LIÑÁN, E. y QUESADA, C. (1984): Sucesiones estratigráficas del anticlinorio de Olivenza-Monesterio en la transversal de Montemolín-Arroyomolinos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8, pp. 117-123.

EGUÍLUZ, L. GIL IBARGUCHI, J. I.; ÁBALOS. B. y APRAIZ, A. (2000): Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, (9), pp. 1398-1413.

ELLSWORTH, C. y RANALLI, G. (2002): Crustal temperatures in the Variscan massif of southern Portugal: an assessment of effects of parameter variations. *Jour. Geodynamics*, 34, pp. 1-10.

EXPÓSITO, I.; SIMANCAS, J. F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; AZOR, A. y MARTÍNEZ POYATOS, D. J. (2002): Estructura de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena: deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 15, (1-2), pp. 3-14.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; PABLO MACÍA, J. G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. Ciencias Univ. Porto*, 1, pp. 411-431.

FERNÁNDEZ, M.; MARZÁN, I.; CORREIA, A. y RAMALHO, E. (1998): Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291, pp. 29-53.

FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; COULLAT SÁENZ DE SICILIA, J. L.; AGUILAR TOMÁS, M. J. y QUESADA, C. (1981): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 875: Jerez de los Caballeros*. IGME, 47 pp.

FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; GARROTE, A.; ARRIOLA, A.; EGUÍLUZ, L.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; PORTERO GARCÍA, J. M.; LIÑÁN, E.; PEREJÓN, A.; PALACIOS, T.; QUESADA, C. y CUETO, L. A. (1983): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 876: Fuente de Cantos*. IGME, 61 pp.

FERNÁNDEZ RUIZ, J.; LARREA, F. J.; CUETO, L.; QUESADA, C.; FLORIDO, P.; ROLDÁN, F. J.; APALATEGUI, O.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y TORNOS, F. (1994): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 895: Encinasola*. IGME, 90 pp.

FIGUEIRAS, J.; MATEUS, A.; GONÇALVES, M. A.; WAERENBORGH, J. y FONSECA, P. (2002): Geodynamic evolution of the South Variscan Iberian Suture as recorded by mineral transformations. *Geodinamica Acta*, 15, pp. 45-61.

FLORIDO, P. y QUESADA, C. (1984): Estado actual de los conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8, pp. 257-277.

FONSECA, P, y RIBEIRO, A. (1993): Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geologische Rundschau*, 82, pp. 440-447.

FONTBOTÉ, J. M. y ESTÉVEZ, A. (1980). Geología de la Cordillera Bética. Excursión núm. 47-A. *Bol. Geol. y Min.*, 91 (2), pp. 249-292.

FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. En: *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (Eds. W. Franke, V. Haak, O. Oncken y D. Tanner). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 179, pp. 35-61.

FRANKE, W.; GIESE, P.; GROSSE, S.; HAAK, V.; KERN, H.; MENGEL, K. y ONCKEN, O. (1990): Geophysical imagery of geological structures along the central segment of the EGT. En: *The European Geotraverse: Integrative Studies* (Eds. R. Freeman, P. Giese y St. Mueller) European Science Foundation, Strasbourg, Francia, pp. 177-186.

GAIBAR-PUERTAS, C. (1976): Variaciones del espesor crustal y grado de desequilibrio isostático asociables a las anomalías de Bouguer en la España Peninsular. *Bol. Geol. Min.*, 87, 4, pp. 372-401.

GALADÍ-ENRÍQUEZ, E.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; SIMANCAS, J. F. y EXPÓSITO-RAMOS, I. (2000): Geometría del granito de La Bazana a partir de datos gravimétricos (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico). *Geogaceta*, 28, pp. 51-54.

GALADÍ-ENRÍQUEZ, E.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; SIMANCAS, J. F. y EXPÓSITO, I. (2003): Diapiric emplacement in the upper crust of a granitic body: the La Bazana granite (SW Spain). *Tectonophysics*, 361, pp. 83-96.

GALINDO, C. (1989): *Petrología y geocronología del Complejo Plutónico Táliga-Barcarrota (Badajoz)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 379 pp.

GALINDO, C.; CASQUET, C.; PORTUGAL FERREIRA, M. y REGENCIO MACEDO, C. S. (1986): O complexo plutónico de Taliga-Barcarrota. Un complexo intrusivo con idades Caledónica e Hercínica. *Abstract Maleo*, 2, 13, pp. 22.

GALINDO ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y JABALOY, A. (1995): Estructura profunda del sector central de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 17, pp. 124-127.

GARCÍA, A.; PIGNATELLI, R.; CRESPO, A.; DE TORRES, T.; MARTÍNEZ, C.; GRANADOS, L.; DEL PAN, T.; ARGÜELLES, A.; DE LAS HERAS, A. y LEYVA, F. (1975): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 963: Lora del Río*. IGME, 17 pp.

GARCÍA CASQUERO, J. L. (1990): Trondhjemites in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain; geochemical interpretations and geological implications. *Geologische Rundschau*, 79, 3, pp. 741-752.

GARCÍA CASQUERO, J. L.; BOELRIJK, N. A. I. M.; CHACÓN, J. y PRIEM, H. N. A. (1985): Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Cordoba belt, SW Spain. *Geologische Rundschau*, 74, 2, pp. 379-384.

GARCÍA CASQUERO, J. L.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M. y CHACÓN, J. (1988): Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geologische Rundschau*, 77, pp. 483-489.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; TEIXEIRA, C.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. y GONÇALVES, F. (1975): *Cartografía geológica del Macizo Hespérico del sudoeste de la Península Ibérica. E. 1:50 000*. Dpto. de Petrol. y Geoquímica. Univ. de Salamanca.

GARCÍA-DUEÑAS, V.; BANDA, E.; TORNÉ, M.; CÓRDOBA, D. y ESCI-BÉTICAS WORKING GROUP (1994): A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results. *Tectonophysics*, 232, pp. 77-89.

GARCÍA LOBÓN, J. L. y GRANDA, A. (1993): Reprocesado e interpretación de varias campañas de geofísica aeroportada en el Macizo Hespérico. *Boletín Geológico y Minero*, 104, 2, pp. 177-191.

GARCÍA LOBÓN, J. L.; REY MORAL, C.; ARIAS LLORENTE, M.; CUETO PASCUAL, L. A. y GÓMEZ PACCARD, M. (en prensa). Densidad, susceptibilidad magnética, magnetización y radiación gamma natural de rocas del Antiforma de Monesterio. *Boletín Geológico y Minero*.

GARCÍA MONZÓN, G.; JEREZ MIR, F.; ARGÜELLES, A. y CUETO, L. A. (1974): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja Nº 919: Almadén de la Plata*. IGME, 29 pp.

GARROTE, A. (1976): Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 82, pp. 17-39.

GASQUET, C. y WITOMSKI, P. (1990): *Analyse de Fourier et applications*. Masson, París. 354 pp.

GAVALA, J. (1927): Memoria correspondiente a la hoja de Cantillana. *Bol. IGME*, 49, pp. 1-79.

GIESE, U.; WALTER, R. y WINTERFELD, C. V. (1994): Geology of the southwestern Iberian Meseta II. The Aracena Metamorphic Belt between Almonaster la Real and Valdelarco, Huelva Province (SW Spain). *Neb. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 192, 3, pp. 333-360.

GM-SYS 2.03P PROGRAM of Northwest Geophysical Associates Inc. USA., 1992.

GÓMEZ ORTIZ, D. (2001): *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 315 pp.

GONZÁLEZ, A. (1996): *Análisis de señales sísmicas. Estudio de la estructura de la litosfera en el margen suroccidental ibérico*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 307 pp.

GONZÁLEZ, A.; VEGAS, R.; CÓRDOBA, D. y TELLEZ, J. (1992): Arquitectura general de la corteza en el Norte del Golfo de Cádiz. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, 1992. Simposios, Tomo 2, pp. 506-509.

GONZÁLEZ, A.; CÓRDOBA, D.; MATIAS, L. M.; VEGAS, R. y TELLEZ, J. (1993): A reanalysis of P-wave velocity models in the southwestern Iberian Peninsula-Gulf of Cadiz motivated by the ILIHA-DSS experiment. *ILIHA. Publicación IGN. Serie Monografía*, nº 10, pp. 215-227. Madrid.

GONZÁLEZ, A.; CÓRDOBA, D.; VEGAS, R. y MATIAS, L. M. (1998): Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and the Gulf of Cadiz. *Tectonophysics*, 296, pp. 317-331.

GRAND'EURY, C. (1877): Flore carbonifère du Département de la Loire et du centre de la France. *Mem. Acad. Sc. Paris*, 2, pp. 1-624. (un capít. sobre "Terrains Huillers de l'Espagne).

GRUPO DE TRABAJO DE PERFILES SÍSMICOS PROFUNDOS (1983): Perfiles sísmicos profundos en España, 1981. *Bol. Geol. Min.*, 94, 4, pp. 339-347.

GUPTA, V. K. y RAMANI, N. (1980): Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, 45, 9, pp. 1412-1426.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1965): Notas geológicas de la parte septentrional de la provincia de Huelva. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 63, pp. 289-297.

- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. y VEGAS, R. (1971): Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz y Norte de la de Huelva. *Bol. Geol. Min.*, 82, (3-4), pp. 269-273.
- HAMMER, S. (1939): Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4, 3, pp. 184-194.
- HATCHER, R. D. Jr. (1988): Basement-cover relationships in the Appalachian-Caledonian-Variscan orogen: mid-Devonian (end of the Acadian orogeny) to end of Permian. En: *The Caledonian-Appalachian orogen* (Eds. A. L. Harris y D. J. Fettes). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 38, pp. 507-514.
- HENKE, W. (1926): Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). Mit einer palaeontologischen Mitteilung von A. BORN. *Abh. Senckenberg. Naturf. Gesells.*, 39, 2, pp. 185-204.
- HENKEL, H., LEE, M. K. y LUND, C. E. (1990): An integrated geophysical interpretation of the 2000 km FENNOLORA section of the Baltic Shield. En: *The European Geotraverse: Integrative Studies* (Eds. R. Freeman, P. Giese y St. Mueller). European Science Foundation, Strasbourg, Francia, pp. 1-47.
- HERRAIZ, M.; De VICENTE, G.; LINDO, R. y SÁNCHEZ-CABAÑERO, J. G. (1996): Seismotectonics of the Sierra Albarrana area (southern Spain). Constraints for a regional model of the Sierra Morena-Guadalquivir Basin limit. *Tectonophysics*, 266, pp. 425-442.
- HERRANZ, P. (1983): El precámbrico de la Zona de Ossa-Morena. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo 1, IGME, pp. 100-108.
- HERRANZ, P. (1984): *El precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la Provincia de Badajoz*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense, Madrid, 1220 pp.
- IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M. L. y RIBEIRO, A. (1983): La interpretación aloctonista de la estructura del noroeste peninsular. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo 1, IGME, pp. 459-467.
- IGME-AITEMIN (1982): *Norma Gravimétrica Española*. Inédito, IGM PNE 22-611.
- ILIHA DSS GROUP (1993): A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. En: *Seismic Studies of the Iberian Peninsula* (Eds. J. Badal, J. Gallart y H. Paulssen), *Tectonophysics*, 221, pp. 35-51.
- INFORME TÉCNICO 40250 (1984): "Gravimetría estructural a E: 1:50.000 de las Hojas 981 Gibrleón y 982 La Palma del Condado". IGME.

INFORME TÉCNICO 40415 (1992): “Gravimetría estructural en la Faja de minerales Piríticos del SW de España”. IGME.

INFORME TÉCNICO 40445 (1995): “Proyecto integrado de estudio geológico y metalogenético de la Faja Pirítica”. IGME.

JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y ALDAYA, F. (1995): Main features of the deep structure of the central Betic Cordillera (SE Spain) from the ESCI-Béticas deep seismic reflection profiles. *Rev. Soc. Geol. España.*, 8, 4, pp. 461-476.

JACOBSON, B. H. (1987): A case for upward continuation as a standard filter for potential maps. *Geophysics*, 52, pp. 1138-1148.

JONGMANS, W. J. (1951): Las floras carboníferas de España. *Estudios Geol.*, 7, (14), 281-330.

JORQUERA, A.; DELGADO PASTOR, J.; APALATEGUI, O.; CONTRERAS, F.; EGUÍLUZ, L.; LIÑÁN, E.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; GOZALO, R.; DABRIO, C. y QUESADA, C. (1990): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 874: Oliva de la Frontera*. IGME, 39 pp.

JULIVERT, M. (1983): El Carbonífero: Evolución de la sedimentación y desarrollo de la orogénesis Herciniana. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo 1, IGME, pp. 311-337.

JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983): Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo 1, IGME, pp. 612-630.

JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo 1, IGME, pp. 192-246.

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L. E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000. Memoria explicativa*, IGME, (1974), 113 pp.

JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGÉS, J. (1983): El Devónico en el Macizo Ibérico. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo 1, IGME, pp. 265-311.

KANE, M. F. (1962): A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27, 4, pp. 455-462.

KEAREY, P. y BROOKS, M. (1991): *An introduction to geophysical exploration*. 2nd. Edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 254 pp.

LAURENT, P. y BLADIER, V. (1974): Etude d'un décrochement profond sym-métamorphique. Le couloir blastomylonitique de Badajoz-Cordoue. *2ème. Reunión annuelle de Sciences de la Terre*, Nancy, p. 52.

LEISTEL, J. M.; MARCOUX, E.; THIÉBLEMONT, D.; QUESADA, C.; SÁNCHEZ, A.; ALMODÓVAR, G. R.; PASCUAL, E. y SÁEZ, R. (1998): The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian pyrite belt; review and preface to the thematic issue. En: *The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian pyrite belt. Mineralium Deposita*, 33, 1-2, pp. 2-30. Special issue on the Iberian Pyrite Belt, Springer-Verlag, Berlin.

LIÑÁN, E. (1978): *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 191 pp.

LIÑÁN, E. y PEREJÓN, A. (1981): El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SW de España). *Estudios Geológicos*, 34, pp. 319-321.

LONGMAN, I. M. (1959): Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. *Journal of Geophysical Research*, 64 (12), pp. 2351-2355.

LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Mesetas. *Geoth. Forsch.*, 6, pp. 78-92. Traducción española por J. M. Ríos: Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica. Publicaciones extranjeras sobre geología de España, 5, pp. 149-166 (1950).

LUDWIG, W. J.; NAFE, J. E. y DRAKE, C. L. (1970): Seismic refraction. En: *The Sea. Vol. 4, part 1. New concepts of sea floor evolution* (Ed. A. E. Maxwell). Wiley-Interscience, Nueva York, pp. 53-84.

MACPHERSON, J. (1878): Sobre la existencia de la fauna primordial en la provincia de Sevilla. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 7, pp. 280-284.

MARCOS, A.; AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J. F. (1991): Early Phanerozoic trace fossils from the Sierra Albarrana Quartzites (Ossa-Morena Zone, Southwest Spain). *Scripta Geol.*, 97, pp. 47-53.

MARTÍN ESCORZA C. y RIVAS PONCE, A. (1975): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja N° 940, Castilblanco de los Arroyos*. IGME, 117 pp.

MARTÍNEZ POYATOS, D. J. (2002): *Estructura del borde meridional de la zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zona Centroibérica y Zona de Ossa-Morena*. Tesis Doctoral, *Lab. Geol. de Laxe, Serie NOVA TERRA*, Nº 18, Instituto Universitario de Geología, Coruña, 295 pp.

MARZÁN, I.; FERNÁNDEZ, M.; y CABAL, J. (1996): Estudio geotérmico en la mitad occidental de España. *Geogaceta*, 20, 3, pp. 745-748.

MATA, J. y MUNHÁ, J. (1986): Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-córdoba Shear Zone). *Abstract Maleo*, 2, 13, pp. 28.

MATIAS, L. M. (1996): *A sismologia experimental na modelação da estrutura da crosta em Portugal Continental*. Tesis Doctoral, Universidad de Lisboa, 398 pp.

MATTE, PH. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, pp. 329-374.

MATTE, PH. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in western Europe. *Tectonophysics*, 196, pp. 309-337.

MATTE, PH. (2001): The Variscan collage and orogeny (480-290 M.a.) and the tectonic definition of the Armorican microplate: a review. *Terra Nova*, 12, pp. 122-128.

MENDES-VICTOR, L. A.; MIRANDA, J. M. y MATIAS, L. M. (1993): Crustal structure of western Iberia from geophysical studies. *ILHA. Publicación IGN. Serie Monografía*, nº 10, pp. 179-196. Madrid.

MEZCUA, J.; GIL, A. y BENARROCH, R. (1996): *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geográfico Nacional. 7 pp. Madrid.

MISHRA, D. C. y NAIDU, P. S. (1974): Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 22, pp. 345-353.

MITJAVILA, J. M.; MARTÍ, J. y SORIANO, C. (1997): Magmatic evolution and tectonic setting of the Iberian pyrite belt volcanism. *Journal of Petrology*, 38, 6, pp. 727-755.

MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin, Londres, 492 pp.

MIYAZAKI, Y. (1991): Analysis of potential data over Long-Valley, California (2) Mapping of Curie isothermal depth from aeromagnetic anomalies. *Butsuri-Tansa (Geophysical Exploration)*, 44, 5, pp. 289-310.

MONTEIRO SANTOS, F. A.; POUS, J.; ALMEIDA, E. P.; QUERALT, P.; MARCUELLO, A.; MATIAS, H. y MENDES VICTOR, L. A. (1999): Magnetotelluric survey of the electrical conductivity of the crust across the Ossa-Morena Zone and South Portuguese Zone suture. *Tectonophysics*, 313, pp. 449-462.

MONTEIRO SANTOS, F. A.; MATEUS, A.; ALMEIDA, E. P.; POUS, J. y MENDES VICTOR, L. A. (2002): Are some of the deep crustal conductive features found in SW Iberia caused by graphite?. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 201, 2, pp. 353-367.

MUELAS PEÑA, A.; CRESPO ZAMORANO, A. y GARCÍA DE FIGUEROLA, L. (1976): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 962: Alcalá del Río*. IGME, 25 pp.

MUELAS PEÑA, A.; SOUBRIER GONZÁLEZ, J.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L.; RIVAS, P.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. y SOLAR MENÉNDEZ, J. B. (1977): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 853: Burguillos del Cerro*. IGME, 41 pp.

MUELLER, S.; PRODEHL, C.; MENDES, A. S. y SOUSA-MOREIRA, V. (1973): Crustal structure in the Southwestern part of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 20, pp. 307-318.

MUNHÁ, J. M. U. (1976): Nota preliminar sobre o metamorfismo na faixa piritosa portuguesa. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, 40, pp. 151-161.

MUNHÁ, J. (1979): Blue amphiboles, metamorphic regime and plate tectonic modelling in the Iberian Pyrite belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, pp. 279-289.

MUNHÁ, J. (1983): Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. En: *The Carboniferous of Portugal*. (Eds. A. Sousa y J. T. Oliveira), *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, pp. 39-81.

MUNHÁ, J. (1990): Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 363-368.

MUNHÁ, J. M.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, V.; QUESADA, C. y KERRICH, R. (1986): Beja-Acebuches Ophiolite: Characterisation and Geodynamic significance. *Abstract Maleo*, 2, 13, pp. 31.

NAFE, J. E. y DRAKE, C. L. (1963): Physical properties of marine sediments. En: *The Sea. Vol. 3*. (Ed. M. N. Hill), Interscience Publishers, Nueva York, pp. 794-815.

NAVARRO VÁZQUEZ, D.; RAMÍREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.; NODAL RAMOS, T.; MANSILLA, H.; CASTROVIEJO, R.; ZAPARDIEL, J. M. y MENA ROMERO, F. (1982): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 938: Nerva*. IGME, 68 pp.

NETTLETON, L. L. (1939): Determination of density for the reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 4 (3), pp. 176-183.

ODRIOZOLA, J. M.; PEÓN, A.; VARGAS, I.; ARRIOLA, A.; GARROTE, A.; LIÑÁN, E.; PEREJÓN, A.; QUESADA, C. y CUETO, L. (1983): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 854: Zafra*. IGME, 57 pp.

OKUBO, Y. y MATSUNAGA, T. (1994): Curie point depth in northeast Japan and its relation with regional thermal structure and seismicity. *Jour. Geophys. Research*, 99, B11, pp. 22363-22371.

OLDENBURG, D. W. (1974): The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39, 4, pp. 526-536.

OLIVEIRA, J. T. (1983): The marine Carboniferous of south Portugal: a stratigraphic and sedimentologic approach. En: *The Carboniferous of Portugal*, (Eds. A. Sousa y J. T. Oliveira). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, pp. 3-37.

OLIVEIRA, J. T. (1990): South Portuguese Zone, Stratigraphy and synsedimentary Tectonism. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 334-347.

OLIVEIRA, J. T.; HORN, M. y PAPROTH, E. (1979): Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the paleogeographic development compared to corresponding units in northwest Germany. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, pp. 151-168.

OLIVEIRA, J. T.; CUNHA, T. H.; STREEL, M. y VANGUERTAINÉ, M. (1986a): Dating the Horta da Torre formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences. *Com. Serv. Geol. Port.*, 71, 1-2, pp. 129-135.

OLIVEIRA, J. T.; GARCÍA ALCALDE, J. L.; LIÑÁN, E. y TRUYÓLS, J. (1986b): The Famennian of the Iberian Peninsula. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109, pp. 159-174.

ORTUÑO, M. G. (1971): Middle Westfalian strata in South-West Spain. *Compte Rendu 6e. Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif.* (Sheffield, 1967), 3, pp. 1275-1291.

PARGA PONDAL, I.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1982): *Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico, E. 1:500.000. Hoja Sur. Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos*, 19 pp.

- PARK, R. G. (1988): *Geological structures and moving plates*. Blackie Academic and Professional, 337 pp.
- PARKER, R. L. (1972): The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31, pp. 447-455.
- PASCUAL, E. (1981): *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (sector central de Sierra Morena)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 519 pp.
- PATIÑO-DOUCE, A. E.; CASTRO, A. y EL-BIAD, M. (1997): Thermal evolution and tectonic implications of spinel-cordierite granulites from the Aracena Metamorphic Belt, Southwest Spain. *GAC/MAC Annual Meeting, Ottawa*, 22, p. A113.
- PAULSEN, H. (1990): The Iberian Peninsula and the ILHA Project. *Terranova*, 2, pp. 429-435.
- PAWLOWSKI, R. S. (1994): Green's equivalent-layer concept in gravity band-pass filter design. *Geophysics*, 59, 1, pp. 69-76.
- PEARCE, J. A. (1983): The role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: *Continental basalts and mantle xenoliths*. (Eds. C. J. Hawkesworth y M. J. Norry). Shiva Nantwich, pp. 230-249.
- PERCONIG, E. (1962): Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). En: Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. *Mém. Soc. Géol. France*, 1, pp. 229-256.
- PERCONIG, E. (1964): La estratigrafía del mioceno en Andalucía occidental (España). El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno. *II Congreso CMNS Madrid-Sabadell*, 1961, Cursillos y Conf., Inst. Lucas Mallada, 9, pp. 219-228.
- PEREJÓN, A. (1977): Arqueociatos con túmulos en el Cámbrico inferior de Córdoba (Sierra Morena oriental). *Estudios Geológicos*, 33, 6, pp. 545-555.
- PÉREZ LORENTE, F. (1977): *Geología de la zona de Ossa-Morena al N de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 375 pp.
- PFEFFERKORN, H. W. (1968): Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mertola (Baixo Alentejo, Portugal). *Munst. Forsch. Geol. Palaont.*, 9, pp. 1-143.
- PLATA TORRES, J. L. (1983): Nuevo método de cálculo de la densidad de reducción en gravimetría. *Boletín Geológico y Minero*, 94, 6, pp. 510-520.

PLOUFF, D. (1977): Preliminary documentation for a FORTRAN program to compute gravity terrain corrections based on topography digitized on a geographic grid. *U. S. Geological Survey, Open File Rep. 77-535*, 45 pp.

PORTERO GARCÍA, J. M. y ÁLVARO LÓPEZ, M. (1984): La depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. *I Cong. Español de Geología*, III, pp. 241-252.

PRODEHL, C.; SOUSA-MOREIRA, V.; MUELLER, ST. y MENDES, A. S. (1975): Deep-seismic sounding experiments in central and southern Portugal. *Proc. of the 14th General Assembly of the European Seismological Commission*, Berlin, pp. 261-266.

PRUVOST, P. (1912): Sur la présence de fossiles d'âge dévonien supérieur dans les schistes de Sam-Domingos. *Comm. Com. Trab. Geol. Portugal*, 9 (1912-1913), pp. 58-68.

PUSCHMANN, H. (1967): Zum problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). *Geologische Rundschau*, 56, pp. 528-542.

QUESADA, C. (1975): *Geología de un sector de la parte central del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Alrededores de Monesterio (Badajoz)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 128 pp.

QUESADA, C. (1983): El Carbonífero de Sierra Morena. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (Coord.: C. Martínez). IGME, pp. 243-278.

QUESADA, C. (1991): Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, pp. 225-245.

QUESADA, C. y DALLMEYER, R. D. (1994): Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231, pp. 195-213.

QUESADA, C. y MUNHÁ, J. (1990): Ossa-Morena Zone, Metamorphism. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 314-320.

QUESADA, C.; LARREA, F. G.; FLORIDO, P.; GUMIEL, P.; BAEZA, L.; ORTEGA, C.; TORNOS, F. y SIGUENZA, J. M. (1987): *Mapa Geológico Minero de Extremadura*. Dir. Gen. Industria, Energía y Minas. Junta de Extremadura. 131 pp.

QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1990a): Stratigraphy of the Ossa-Morena zone, Precambrian. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*,

(Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 252-258.

QUESADA, C.; ROBARDET, M. y GABALDÓN, V. (1990b): Stratigraphy of the Ossa-Morena zone, Synorogenic phase (Upper Devonian-Carboniferous-Lower Permian). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 273-279.

QUESADA, C.; FONSECA, P. E.; MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J. T. y RIBEIRO, A. (1994): The Beja Acebuches Ophiolite (southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero*, 105, 1, pp. 3-49.

RASMUSSEN, R. y PEDERSEN, L. B. (1979): End corrections in potential field modelling. *Geophysical Prospecting*, 27, pp. 749-760.

RAMÍREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.; VAREA NIETO, R.; ARGÜELLES ÁLVAREZ, A.; NODAL RAMOS, T.; SÁNCHEZ A.; VÁZQUEZ, F. y SOLAR MENÉNDEZ, J. B. (1978): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 939: Castillo de las Guardas*. IGME, 62 pp.

RAMÍREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.; NAVARRO VÁZQUEZ, D.; NODAL RAMOS, T.; MANSILLA, H.; CASTROVIEJO, R.; MENA ROMERO, F. y ZAPARDIEL, J. M. (1982): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 960: Valverde del Camino*. IGME, 77 pp.

REGAN, R. D. y HINZE, W. J. (1976): The effect of finite data length in the spectral analysis of ideal gravity anomalies. *Geophysics*, 41, 1, pp. 44-55.

RIBEIRO, A. (1980): Portugal. Introduction à la géologie générale (Cápítulos 1, 2 y 3.1). 26 *Congr. Geol. Internat.*, Livret-guide Exc. 016A-045A, pp. 3-45.

RIBEIRO, A. (1983): Structure of the Carrapateira Nappe in the Bordeira area, SW Portugal. En: *The Carboniferous of Portugal*. (Eds. A. Sousa y J. T. Oliveira), *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, pp. 91-97.

RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. T. y SILVA, J. B. (1983): La estructura de la Zona Surportuguesa. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba). IGME, Madrid, Tomo 1, pp. 504-511.

RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. T.; RAMALHO, M. y RIBEIRO, L. (1987): Carta geológica de Portugal à escala 1/50.000. Noticia explicativa da folha 48-D, Bordeira. *Serv. Geol. Port.*, 30 pp.

RIBEIRO, A.; QUESADA, C. y DALLMEYER, D. (1990): Geodynamic evolution of the Iberian Massif. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 399-409.

RIVERO, L. (1993): *Estudio Gravimétrico del Pirineo Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 272 pp.

ROBARDET, M. (1976): L'originalité du segment hercynien sudibérique su Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *C. R. Acad Sciences, Serie. D*, 283, pp. 999-1002.

ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1990): Ossa-Morena Zone. Stratigraphy. Passive Margin Phase (Ordovician-Silurian-Devonian). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 267-272.

ROGERS, G. y SAUNDERS, A. D. (1989): Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge-trench collisions. En: *Boninites and related rocks*, (Ed.: A. J. Crawford). Unwin Hyman, Londres, pp 416-445.

ROLDÁN GARCÍA, F. J. (1998): *Estudio geológico de las unidades neógenas comprendidas entre Espejo y Porcuna (provincias de Córdoba y Jaén), depresión del Guadalquivir*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada, 107 pp.

RUIZ LÓPEZ, J. L.; COULLAT SÁENZ DE SICILIA, J. L.; SOLER, M.; BABIANO, F.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; APALATEGUI, O.; AGUILAR, M.; BARRANCO, E.; QUESADA, C. (1985): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 896: Higuera-La Real*. IGME, 47 pp.

SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUÍLUZ, L.; GARROTE, A. y APALATEGUI, O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 2, pp. 7-21.

SÁNCHEZ CARRETERO, R.; EGUÍLUZ, L.; PASCUAL, E. y CARRACEDO, M. (1990): Ossa-Morena zone, Igneous rocks. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 292-313.

SÁNCHEZ CELA, V.; GABALDÓN, V.; LEÓN, C.; LEAL, M. C. y ORDÓÑEZ, S. (1977): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 856: Maguilla*. IGME, 33 pp.

SÁNCHEZ GARCÍA, T. (2001): Volcanismo cámbrico en la Unidad de Halconera (Sector de Zafra - ZOM - Provincia de Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 112, (3), 89-102.

SÁNCHEZ JIMÉNEZ, N.; BERGAMÍN, J. F.; FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, C. y CASTRO DORADO, A. (1996): Modelización gravimétrica en el SW de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20, 4, pp. 951-954.

SÁNCHEZ JIMÉNEZ, N.; GÓMEZ ORTIZ, D.; BERGAMÍN, J. F. y TEJERO, R. (1998): Aplicación del análisis espectral para la separación regional-residual de anomalías gravimétricas y aeromagnéticas en el SO del Macizo Ibérico. *Geogaceta*, 23, pp. 131-134.

SANTOS, A.; CONTRERAS, F.; NODAL, T.; RUIZ GARCÍA, C.; ZAPARDIEL, J. M. y BORRERO, J. D. (1984): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 937: El Cerro de Andévalo*. IGME, 60 pp.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983): La neotectónica de las cordilleras Béticas. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo II, IGME, pp. 469-485.

SANZ H.-SAMPELAYO, T. y LEDESMA GARCÍA, F. (1975): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 941: Ventas Quemadas*. IGME, 30 pp.

SCHERMERHORN, J. L. G. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero*, 82, 3-4, pp. 239-268.

SCHERMERHORN, J. L. G. (1975): Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: some comments. *Geol. Mijnbouw*, 54, 1, pp. 23-35.

SCHNEIDER, H. (1952): Das Palaeozoikum im Westteil der Sierra Morena (Spanien). *Z. Deutsch. Geol. Ges.* (1951), 103, pp. 134-135.

SDZUY, K. (1971): La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio en España. *I^{er} Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ.*, Sec. 1, Geol., 2, pp. 769-782.

SILVA, J. B. (1983): Structure of the Pyrite Belt: the Mértola traverse. *An. Fac. Ciênc. Porto. Suppl.*, 64, pp. 41-48.

SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T. y RIBEIRO, A. (1990): South Portuguese Zone, Structural outline. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García). Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, pp. 348-362.

SIMANCAS, J. F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la zona sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 439 pp.

SIMANCAS, F. y CARBONELL, R. (2001): Deep seismic reflection probing of the Variscan Orogen in Southwest Iberia: IBERSEIS. *Eos Trans. AGU*, 82 (47), Fall Meeting Suppl., Abstract S42E-07, 10-14 Diciembre 2001, San Francisco, USA.

SIMANCAS, F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; AYARZA, P.; AZOR, A.; SÁEZ, R.; JUHLIN, C. y RODRÍGUEZ, R. (2001a): The crustal structure of the Variscan Transpressive Orogen in SW Iberia. *Eos Trans. AGU*, 82 (47), Fall Meeting Suppl., Abstract S42E-09, 10-14 Diciembre 2001, San Francisco, USA.

SIMANCAS, J. F.; MARTÍNEZ POYATOS, D. J.; EXPÓSITO, I.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2001b): The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332, pp. 295-308.

SIMANCAS, F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; AYARZA, P.; JUHLIN, C.; AZOR, A.; SÁEZ, R.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y PASCUAL, E. (2002a): The architecture of a Variscan collisional crust, as revealed by the IBERSEIS seismic reflection profile in southwest Iberia. *European Geophysical Society, Scientific Programme, XXVII General Assembly, Nice, France, 21-26 April 2002*.

SIMANCAS, F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; AYARZA, P.; JUHLIN, C.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; EXPÓSITO, I.; RUIZ DE ALMODÓVAR, G.; SÁEZ, R.; y PASCUAL, E. (2002b): Interpretación de la imagen sísmica de la corteza del SO de Iberia (Perfil Sísmico Profundo de Reflexión IBERSEIS). *PICG. 453. Orógenos antiguos y modernos. Resúmenes. Reunión anual 2002 del Grupo de trabajo Español*. Alhama de Granada, 1 de octubre de 2002.

SOCIÁS GIL-MONTANER, I. (1994): *Estudio de los elementos del campo magnético de la España Peninsular a partir de datos aeromagnéticos*. Tesis Doctoral, UCM-IGN, 242 pp.

SOCIÁS, I.; MEZCUA, J.; LYNAM, J. y DEL POTRO, R. (1991): Interpretation of an aeromagnetic survey in the Spanish mainland. *Earth and Planetary Science Letters*, 105, pp. 55-64.

SOUSA-MOREIRA, V.; MUELLER, ST.; MENDES, A. S. y PRODEHL, C. (1977): Crustal structure of southern Portugal. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A4, 115, pp. 413-426.

SPECTOR, A. y GRANT, F. S. (1970): Statistical methods for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, pp. 293-302.

TALWANI, M. y HEIRTZLER, J. R. (1964): Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape. En: *Computers in the mineral industries, part 1* (Ed. G. A. Parks). *Stanford Univ. Publ. Geological Sciences*, 9, pp. 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. *Jour. Geophys. Res.*, 64, pp. 49-59.

TEIXEIRA, C. (1972): *Carta Geológica da Portugal* (4ª Ed.), E. 1:500.000, Dir. General Min. e Serv. Geol., Lisboa.

TEIXEIRA, C. y THADEU, D. (1967): Le Dévonien du Portugal. *Internat. Symposium Devonian Sist.* (Calgary, Canadá), 1, pp. 189-199.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. y KEYS, D. A. (1976): *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. 860 pp.

TORNOS, F.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; VELASCO, F. y CANALES, A. (2001): A new style of Ni-Cu mineralization related to magmatic breccia pipes in a transpressional magmatic arc, Aguablanca, Spain. *Mineralium Deposita*, 36, pp: 700-706.

TREITEL, S.; CLEMENT, W. G. y KAUL, R. K. (1971): The spectral determination of depths to buried magnetic basement rocks. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 24, pp. 415-428.

TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1983): El Silúrico en el Macizo Ibérico. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, (Ed. J. A. Comba), Tomo 1, IGME, pp. 246-265.

TSELENTIS, G. A. (1991): An attempt to define Curie point depths in Greece from aeromagnetic and heat flow data. *Pure and Applied Geophysics*, 131, 1, pp. 87-101.

TSELENTIS, G. A.; DRAKOPOULOS, J. y DIMITRIADIS, K. (1988): A spectral approach to moho depths estimation from gravity measurements in Epirus (NW Greece). *J. Phys. Earth*, 36, pp. 255-266.

UDÍAS, A. y LÓPEZ ARROYO, A. (1970): Análisis de frecuencias y su programación. *Revista de Geofísica*, XXIX (1), pp. 1-39.

VAN DER BEEK, P. A. y CLOETINGH, S. (1992): Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203, pp. 325-344.

VAUCHEZ, A. (1975): Tectoniques tangeantielles superposeés dans le segment hercynien Sud-Ibérique: Les nappes et plis couchés de la région d'Alconchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 86, pp. 576-580.

VEGAS, R.; MORENO, F. y GARCÍA DE FIGUEROLA, L. (1975): *Mapa geológico de España escala 1:50.000. Hoja N° 852: Villanueva del Fresno*. IGME, 20 pp.

VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1976): El contacto entre las zonas Surportuguesa y Ossa-Morena en el SW de España. Una nueva interpretación. *Comunic. Serv. Geol. Port.*, 60, pp. 31-51.

VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J. T.; MEDIALDEA, T. y SURIÑACH, E. (1995): Seismic and tectonic interpretation of the ESCI-Béticas and ESCI-Alborán deep seismic reflection profiles: structure of the crust and geodynamic implications. *Rev. Soc. Geol. España.*, 8, 4, pp. 449-460.

WAGNER, R. H. y UTTING, J. (1967): Sur le terrain houiller de Puertollano (province de Ciudad Real, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 264, pp. 5-8.

WASILEWSKI, P. J.; THOMAS, H. H. y MAYHEW, M. A. (1979): The Moho as a magnetic boundary. *Geophys. Res. Lett.*, 6, pp. 541-544.

WIENER, N. (1949): Extrapolation, interpolation and smoothing of stationary time series. John Wiley and Sons. New York.

WON, I. J. y BEVIS, M. (1987): Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52, pp. 232-238.

WOOLLARD, G. P. (1959): Crustal structure from gravity and seismic measurements. *Journal of Geophysical Research*, 64, pp. 1521-1544.

ZAMARREÑO, I. y DEBRENNE, F. (1977): Sédimentologie et biostratigraphie des constructions organogènes du Cambrien inférieur du Sud de l'Espagne. *2e Symp. Internat. Coraux et Récifs Coral. Foss., Paris 1975, Mem. B. R. G. M.*, 89, pp. 49-61.

ANEXO I

Se incluyen en este anexo los datos de las medidas de la susceptibilidad y remanencia de las muestras recogidas en la zona de estudio, así como la densidad media y el número de medidas a partir del que se ha calculado esa media.

Las densidades se han medido un total de 133 muestras de 75 litologías diferentes en toda la zona de estudio. De ellas se han medido la susceptibilidad magnética y la remanencia (NRM) en 60 litologías diferentes de las que se recogieron 75 muestras.

Las diferentes columnas que se relacionan en la tabla corresponden, de izquierda a derecha:

- Número de muestra.
- Medida de la susceptibilidad magnética: número de medidas de susceptibilidad realizadas de cada muestra (éstas se repitieron dos veces en cada muestra).
- Susceptibilidad media. El valor está expresado en unidades cgs.
- Magnetización remanente natural (NRM): se indican los valores de intensidad, declinación, inclinación y error. Los valores de intensidad de NRM están expresados en unidades cgs (emu/cm^3). La declinación y la inclinación de cada una de las muestras es aleatoria pues las muestras no se tomaron orientadas por lo que son ángulos medidos respecto a una línea arbitraria de referencia utilizada para cada muestra. Los valores de error se refieren al error de la medida del aparato. En muestras con valores de intensidad de NRM muy bajas el error suele ser muy alto porque no tiene suficiente precisión como para medir esas diferencias tan bajas en intensidad.
- Valor medio de la magnetización remanente natural (NRM) para cada muestra.
- Las dos últimas columnas corresponden al número de medidas en que se ha determinado la densidad para cada una de las muestras recogidas, y la densidad media con el intervalo de variación de la medida.

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
1	1A	0,51	0,13	0,20	3,66	24,09	-25,25	4,13	4,21	2	2.56±0.01
	1B	0,25	-0,09		4,76	150,13	12,51	-6,78			
2	2A	0,65	0,33	0,52	0,37	317,54	-58,52	-4,03	0,48	2	2.63±0.02
	2B	0,68	0,43		0,58	228,94	-48,63	-10,58			
3	3A	40,54	40,28	24,79	1,18	261,86	23,19	-19,31	1,79	6	2.66±0.05
	3E	20,59	20,40		1,16	64,85	-28,73	-4,07			
	3F	35,27	35,09		0,52	312,64	51,41	-20,99			
	3B	22,67	22,55		1,87	206,56	51,40	-0,15			
	3C	14,03	13,74		3,17	224,39	29,62	-3,80			
4	3D	16,27	15,99	5,46	2,82	345,84	36,28	-0,52	1,19	6	2.56±0.04
	4A	5,60	5,37		0,16	188,13	-58,42	-48,44			
	4B	5,60	5,33		4,98	38,34	-7,97	-7,64			
	4C	5,56	5,24		0,17	335,77	-37,79	-19,05			
	4D	5,59	5,44		0,12	325,71	-48,88	-44,65			
	4E	5,53	5,24		0,11	257,90	67,75	-66,34			
4F	5,60	5,41	1,61	309,83	-10,98	-2,49					
5	5A	16,30	16,03	15,31	2,54	17,27	30,70	-1,46	2,00	5	2.63±0.01
	5B	8,86	8,57		0,70	99,12	-52,07	-21,39			
	5C	15,03	14,65		2,16	101,23	-22,46	-7,17			
	5D	17,54	17,22		2,07	302,46	-17,52	-5,01			
	5E	19,61	19,24		2,52	157,95	-36,33	-0,45			

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad Nº de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
6	6A	46,82	46,47	45,60	0,15	218,29	13,92	-13,80	0,32	4	2,88±0,02
	6B	50,95	50,54		0,49	221,18	-42,86	0,00			
	6C	43,60	43,15		0,21	274,15	35,61	-36,24			
	6D	41,76	41,54		0,41	216,02	23,01	-9,61			
7	7A	17,57	17,32	16,49	0,30	287,74	33,69	-21,57	0,33	3	2,6±0,09
	7B	17,28	17,04		0,37	220,30	28,82	-30,89			
	7C	14,99	14,75		0,33	165,28	-16,85	-48,55			
8	8A	2,21	2,87	2,07	0,09	17,24	0,94	78,40	0,23	4	2,72±0,03
	8B	1,76	2,27		0,48	180,36	17,37	71,98			
	8C	1,16	2,44		0,10	7,85	34,34	82,70			
	8D	1,74	2,09		0,25	151,18	35,30	62,50			
9	9A	2,96	2,78	2,57	1,63	336,65	-38,80	-3,01	1,31	4	2,7±0,03
	9B	2,47	2,43		1,93	171,45	4,71	-17,82			
	9C	2,31	2,13		0,72	224,82	-9,20	-15,31			
	9D	2,74	2,76		0,95	19,54	-12,89	-16,57			
10	10A	21,35	21,43	21,39	1,93	250,84	21,38	-6,94	1,88	1	2,65
	10B				1,83	249,78	19,56	-5,57			
11	11A	10,45	9,96	7,24	42,53	41,34	-19,92	-1,19	17,61	6	2,64±0,03
	11B	7,80	7,28		10,63	318,10	12,36	0,46			
	11C	11,13	10,48		38,36	136,21	59,62	1,73			
	11D	4,98	4,40		2,37	74,69	-35,05	-3,22			

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Susceptibilidad media (cgs) * 10 ⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad Nº de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
11	11E	6,50	6,11	79,09	8,28	90,06	-7,87	-1,28	1,65	3	3.22±0.02
	11F	4,12	3,66		3,48	7,79	57,85	-5,77			
12	12A	76,14	75,85	96,16	2,36	165,44	48,04	-2,74	33,61	3	2.91±0.02
	12B	71,37	71,26		1,70	6,45	43,26	-49,40			
	12C	90,07	89,87		0,90	4,99	24,89	10,64			
13	13A	58,28	58,32	8,47	18,79	40,73	-48,12	-0,98	0,31	3	2.56±0.1
	13B	110,67	110,56		28,05	3,53	-60,47	-1,18			
	13C	119,65	119,47		54,00	88,55	-43,70	2,11			
	14A	9,16	8,45		0,29	98,56	35,93	-44,51			
14	14B	10,37	9,64	48,08	0,38	152,47	-47,38	-41,85	1,05	2	2.63±0.01
	14C	7,00	6,21		0,26	300,06	-74,57	-52,34			
	15A	48,95	48,34		1,62	261,86	-82,75	-6,35			
15	15B	47,64	47,40	732,44	0,48	351,06	18,71	-35,56	128,16	1	2,65
	16A	734,94	729,93		128,16	124,57	27,32	1,74			
17	17A	23,66	23,45	22,50	0,55	180,70	17,69	-35,44	0,74	6	2.7±0.05
	17B	23,89	23,42		0,74	139,71	21,34	-12,96			
	17C	23,77	23,56		0,75	32,99	-14,18	-8,84			
	17D	22,17	21,89		0,61	333,09	36,53	-16,94			
	17E	23,25	22,97		0,67	338,19	22,04	-16,88			
18	17F	18,93	18,99	108,88	1,12	332,31	-10,76	-3,05	21,50	3	2.61±0.02
	18A	106,58	104,98		22,74	83,03	-24,22	0,35			

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
18	18B	107,62	106,65		20,90	12,24	24,83	1,35			
	18C	114,62	112,84		20,86	179,68	24,28	-4,83			
19	19A	3,90	3,35	4,10	0,61	136,68	43,40	-14,89	0,68	2	2.4±0.01
	19B	4,86	4,29		0,75	39,07	-57,67	-1,69			
20	20A	32,64	32,00	32,28	0,80	295,43	-6,76	-26,30	0,72	4	2.7±0.02
	20B	34,43	33,87		0,91	4,67	39,27	-13,19			
	20C	31,46	30,88		0,54	34,86	50,05	-12,20			
	20D	31,69	31,29		0,64	308,12	60,15	-16,50			
21	21A	2,55	2,14	2,43	0,44	261,79	-35,68	-36,81	0,50	3	2.47±0.02
	21B	2,20	1,98		0,52	18,26	-48,13	-19,79			
	21C	3,13	2,56		0,53	274,25	-27,27	-42,31			
22	22A	33,56	33,01	32,72	5,47	311,40	40,65	-5,41	5,52	5	2.65±0.02
	22B	31,57	31,28		4,28	177,44	-42,60	1,02			
	22C	33,75	33,16		6,80	358,80	-39,47	0,28			
	22D	20,56	19,56		3,58	1,39	-52,47	-5,54			
	22E	22,54	21,75		-	-	-	-			
23	23A	19,65	19,73	19,47	0,21	46,77	8,69	38,13	0,18	2	2.64±0.01
	23B	19,23	19,27		0,14	114,14	-47,77	48,43			
24	24A	19,65	20,17	19,34	0,26	201,55	11,36	100,00	0,12	4	2.69±0.05
	24B	21,31	21,44		0,09	102,52	55,16	92,03			
	24C	20,13	20,36		0,02	60,25	20,41	100,00			

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
24	24D	15,85	15,84		0,11	126,86	-75,62	100,00			
25	25A	12,18	12,47	13,22	0,22	242,19	-37,09	-35,16	0,24	2	2.51±0.02
	25B	13,91	14,31		0,25	241,55	71,58	-19,51			
26	26A	30,21	30,45	31,26	7,28	302,28	54,08	-1,05	6,11	3	2.72±0.03
	26B	30,96	31,53		5,24	146,00	-49,98	-3,38			
	26C	32,01	32,40		5,82	244,37	53,59	-0,34			
27	27A	3985,74	4494,00	4773,03	139,78	139,90	69,67	3,83	203,09	4	2.86±0.01
	27B	3486,63	3899,97		104,06	90,34	-57,15	-1,45			
	27C	4525,85	5091,04		212,58	300,43	-47,88	0,29			
	27D	5972,01	6728,96		355,95	102,37	45,96	2,08			
28	28A	9,38	9,93	9,66	2,74	98,73	5,19	25,90	2,74	1	2,65
29	29A	18,09	17,87	17,98	6,21	213,48	-38,25	-4,88	6,21	1	2,48
30	30A	3,73	3,71	3,86	0,12	219,98	-3,54	100,00	0,10	3	2.44±0.02
	30B	3,06	3,75		0,10	199,44	0,79	96,33			
	30C	4,32	4,61		0,09	254,35	-33,22	94,44			
31	31A	55,34	55,39	53,34	43,61	112,26	61,47	1,06	40,91	3	2.78±0.02
	31B	52,96	53,29		43,53	323,49	62,10	1,96			
	31C	51,44	51,59		35,60	77,72	-65,56	-0,19			
32	32A	28194,70	11860,50	19912,28	1368,84	115,53	10,35	3,84	1425,13	4	3.15±0.05
	32B	28034,50	11763,20		1160,68	190,19	12,49	-2,46			
	32C	27570,90	11547,50		1576,02	324,03	13,40	-2,16			

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
32	32D	28424,60	11902,30		1429,15	342,54	13,31	-2,75			
	32E				1370,09	114,23	11,06	1,92			
	32F				1246,07	190,54	7,26	-1,47			
	32G				1688,46	325,12	12,86	-0,44			
	32H				1561,70	340,09	9,79	-2,05			
33									36	2.69±0.1	
34	34A	13,60	13,58	12,67	5,05	110,89	9,43	10,77	4,50	3	2.66±0.03
	34B	14,09	14,13		4,13	244,93	2,15	2,59			
	34C	10,26	10,35		4,33	354,55	-6,96	18,53			
35									48	2.89±0.09	
36	36A	21,56	22,14	23,25	7,05	230,18	-59,20	-0,94	10,22	4	2.73±0.02
	36B	23,02	23,64		9,65	55,88	57,92	0,72			
	36C	27,30	27,19		17,17	37,68	42,27	3,72			
	36D	20,73	20,40		7,02	183,75	-42,47	-0,60			
37									35	2.79±0.05	
38	38A	21,12	21,44	19,32	8,34	54,15	37,51	9,29	7,71	3	2.64±0.01
	38B	18,19	18,52		7,43	274,27	-45,05	5,49			
	38C	18,30	18,34		7,36	164,34	-32,78	5,92			
39									36	2.69±0.08	
40	40A	18,91	19,24	16,18	0,04	321,34	-32,00	-1,26	0,12	3	2.69±0.03
	40B	16,16	16,35		0,18	143,32	16,62	-3,38			

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
40	40C	13,13	13,27		0,13	218,65	-55,67	-14,86			
41									25		2.69±0.11
42	42A	19,10	19,03	19,87	0,06	242,10	18,67	-94,06	0,08	2	2.55±0.02
	42B	20,63	20,70		0,09	271,97	22,46	-90,00			
43	43A	56,68	56,43	57,87	2,36	100,52	22,25	-22,84	2,75	47	2.94±0.02
	43B	57,16	57,21		2,40	29,12	15,82	-21,51			
	43C	58,15	58,23		2,84	259,71	23,32	-20,93			
	43D	59,41	59,65		3,39	213,37	5,97	-13,35			
44										36	2.91±0.03
45										12	2.86±0.02
46										6	3.01±0.06
47										12	3.01±0.05
48	48A	38,84	38,59	30,15	178,89	60,57	-63,87	-0,37	64,78	5	2.93±0.07
	48D	23,59	23,01		132,11	112,99	15,12	5,47			
	48B	25,69	25,21		1,15	11,00	-11,04	-16,93			
	48C	31,62	31,17		3,89	275,89	-12,02	7,05			
	48E	32,14	31,68		7,86	153,77	-11,49	-5,38			
49										9	2.62±0.01
50										9	2.9±0.01
51										9	2.66±0.01
52	52A	3858,66	3739,30	3174,87	84,56	287,95	48,83	4,08	57,21	12	2.63±0.01

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad Nº de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
52	52B	2603,39	2506,31		46,68	309,91	54,96	3,72			
	52C	3324,22	3217,28		58,95	262,69	60,94	2,92			
	52D	3124,65	3025,14		38,66	301,03	16,63	3,68			
53									30		2.87±0.02
54	54A	4,60	5,05	4,63	0,22	95,27	28,19	95,06	0,19	3	2.85±0.01
	54B	4,52	4,96		0,09	0,00	-3,70	97,76			
	54C	4,28	4,39		0,27	61,18	5,31	79,51			
55									24		2.78±0.01
56									10		2.73±0.02
57	57A	38,21	38,42	35,46	1,06	309,08	-17,97	34,87	0,48	3	2.76±0.03
	57B	36,26	36,58		0,23	264,80	5,17	100,00			
	57C	31,64	31,64		0,15	144,46	9,89	93,81			
58	58A	507,13	503,17	461,48	72,73	52,19	-12,81	0,27	74,64	18	2.63±0.01
	58B	472,16	469,38		75,97	334,01	16,40	3,22			
	58C	410,20	406,82		75,21	56,89	-9,24	0,43			
59									6		2.74±0.01
60	60A	20,28	20,70	20,57	3,48	48,27	-75,96	6,09	2,12	10	2.70±0.02
	60B	20,38	20,93		0,75	81,83	-29,61	68,02			
61	61A	33,22	33,33	38,80	0,23	150,64	-61,64	12,90	0,26	3	2.68±0.03
	61B	46,40	46,54		0,41	166,75	67,42	27,49			
	61C	36,54	36,75		0,15	291,37	60,41	46,21			

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad Nº de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
62										18	2.71±0.02
63	63A	27,11	27,32	27,22	1,71	75,16	56,55	20,78	1,71	1	2,68
64	64A	31,74	31,73	30,73	43,44	96,67	-20,75	2,67	34,02	12	2.71±0.03
	64B	29,55	29,88		24,59	47,85	-62,13	3,60			
65										12	2.78±0.01
66										9	3.07±0.01
67										3	3.07±0.02
68										12	3.12±0.01
69	69A	50,20	50,17	54,82	155,99	76,59	49,67	2,90	201,31	2	3.1±0.01
	69B	59,42	59,49		246,63	1,88	49,51	0,18			
70										12	2.78±0.04
71										4	2.78±0.02
72	72A	180,30	182,27	105,56	20,18	159,11	-19,58	-4,38	11,04	2	2.7±0.01
	72B	29,14	30,54		1,90	346,67	23,97	2,77			
73	73A	45,18	45,46	42,85	1,19	27,54	-0,44	39,89	1,10	18	2.87±0.03
	73B	47,67	47,81		1,00	192,39	32,48	30,88			
	73C	35,57	35,42		1,79	159,15	22,01	22,43			
74	74A	2258,14	2493,35	1535,93	423,23	357,66	-38,84	0,09	423,23	2	2,64
	74B	696,15	696,06		82,58	346,34	-46,22	-0,21			
75										8	2.62±0.02
76	76A	983,29	983,65	983,47	261,94	37,65	-4,20	-1,94	261,94	18	2.52±0.02

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
77										14	2.73±0.02
78										10	2.74±0.03
79	79A	675,00	670,04	553,07	167,79	326,82	-31,99	-0,58	151,11	3	2.72±0.01
	79B	600,98	588,19		163,13	27,16	-32,50	1,26			
	79C	393,36	390,82		122,41	5,41	40,05	2,88			
80	80C	18,34	18,43	27,97	0,88	21,53	18,61	26,58	0,94	2	2,85
	80D	37,57	37,55		0,99	22,98	-18,93	-24,01			
81	81A	29,39	30,49	28,92	0,79	265,03	-8,66	53,09	0,81	18	2.78±0.01
	81B	30,63	30,89		0,61	296,99	28,59	63,31			
	81C	26,88	27,19		1,12	244,83	35,01	40,56			
	81D	27,89	27,96		0,61	7,05	20,09	55,49			
	81E				0,81	265,03	-5,48	-46,51			
	81F				0,64	294,81	25,15	-67,88			
	81G				1,21	242,72	35,92	-34,45			
81H			0,68	7,83	12,05	-58,98					
82									17	2.61±0.03	
83	83A	70,34	70,19	79,31	10,76	262,95	-23,58	-1,86	37,72	4	2.92±0.02
	83B	70,00	69,90		34,26	114,93	26,18	-2,36			
	83C	89,60	89,41		60,39	111,64	48,87	-2,95			
	83D	87,66	87,41		45,45	49,37	-16,39	-1,90			
84									30	2.98±0.02	

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad Nº de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
85										18	2.51±0.04
86	86A	18,70	18,96	18,83	0,10	213,69	72,10	62,60	0,10	1	2,67
87	87A	1,65	1,70	1,40	0,05	23,19	-63,09	-100,00	0,07	13	2.65±0.03
	87B	1,44	1,53		0,09	259,21	47,09	100,00			
	87C	0,85	1,02		0,06	14,74	-26,98	100,00			
	87D	1,31	1,66		0,26	200,55	37,26	52,98			
88	88A	8,39	8,01	8,47	0,13	279,09	54,11	-49,72	0,18	3	2.54±0.01
	88B	8,40	8,24		0,16	327,26	19,82	-53,76			
	88C	8,99	8,80		0,24	174,55	56,19	-41,84			
89									30	2.74±0.02	
90	90A	11,41	11,11	11,52	0,98	287,07	60,24	29,76	0,83	30	2.63±0.02
	90B	11,44	12,11		0,67	78,87	-34,89	37,72			
91	91A	6,09	6,32	5,89	0,02	293,96	5,79	32,85	0,12	4	2.44±0.04
	91B	6,71	7,19		0,11	63,43	31,43	22,87			
	91C	5,87	6,15		0,14	36,38	14,83	25,71			
	91D	4,40	4,37		0,21	31,39	-14,21	68,14			
92	92A	9,53	9,80	10,10	0,04	130,60	55,66	89,81	0,05	30	2.60±0.02
	92B	10,27	10,78		0,06	265,91	-52,82	89,25			
93	93A	15,88	16,23	16,67	0,21	202,24	-5,21	88,09	0,17	34	2.60±0.02
	93B	17,16	17,40		0,13	352,56	-8,59	62,92			
94	94A	25,49	25,65	21,22	0,26	139,39	65,25	-14,16	1,45	18	2.69±0.01

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
94	94B	16,85	17,19		3,83	66,28	17,99	-5,33			
	94C	20,84	21,32		0,27	98,93	-39,06	-57,94			
95	95A	2201,48	2252,71	2269,41	360,47	176,44	-47,56	-0,08	363,92	2	2,9
	95B	2288,11	2335,35		367,37	44,48	55,34	-2,28			
96	96A	2495,18	2519,78	2576,47	216,60	350,38	3,46	2,99	207,54	2	2.73±0.01
	96B	2633,57	2657,35		198,48	174,92	38,33	-1,26			
97	97A	48,19	48,28	49,33	4,73	77,75	5,94	-1,50	5,44	5	2.88±0.03
	97B	50,20	50,48		5,99	148,33	-28,66	1,46			
	97C	50,57	50,73		9,95	147,85	-51,29	0,07			
	97D	49,14	49,27		3,71	34,04	2,24	-5,23			
	97E	48,12	48,35		2,84	122,91	-15,24	-4,50			
98									3	2.89±0.02	
99	99A	470,21	472,23	663,11	156,04	243,87	71,47	0,13	215,75	3	2.92±0.01
	99B	588,17	588,66		170,66	283,71	63,19	1,40			
	99C	928,78	930,62		320,55	136,82	51,18	0,66			
100	100A	54,00	54,25	51,65	0,37	42,66	-54,44	-13,02	0,29	4	2.97±0.01
	100B	55,60	55,72		0,14	155,13	12,47	-35,56			
	100C	52,16	52,27		0,18	167,90	-20,14	-64,79			
	100D	51,20	51,02		0,62	63,72	63,85	-12,37			
	100E	45,23	45,03		0,15	113,19	53,71	-51,19			
101	101A	56,11	56,46	57,30	1,95	126,00	-67,68	-4,60	1,97	4	2.8±0.01

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad de medidas	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
101	101B	59,34	59,43		2,11	22,07	-58,90	-1,60			
	101C	55,95	55,93		1,72	24,65	83,07	-2,10			
	101D	57,62	57,57		2,10	64,29	-64,14	-1,85			
102	102A	4,40	4,05	3,86	0,09	211,75	38,99	-79,69	0,09	2	2.63±0.02
	102B	3,56	3,41		0,08	302,47	8,72	-63,27			
103	103A	22,54	22,57	22,60	2,04	300,52	39,43	-5,25	1,70	3	2.66±0.03
	103B	22,42	22,21		2,07	243,12	51,46	-1,00			
	103C	23,02	22,86		0,98	113,81	-16,34	-2,91			
104										3	2.59±0.03
105	105A	6,60	6,42	6,28	0,23	234,74	16,84	-23,18	0,27	2	2.62±0.01
	105B	6,13	5,97		0,31	26,25	35,23	-47,33			
106	106A	17,14	16,84	18,15	0,04	215,53	-49,30	-87,50	0,08	4	2.71±0.01
	106B	20,34	20,23		0,10	279,78	-23,02	-45,74			
	106C	19,07	18,92		0,07	12,09	51,50	-60,69			
	106D	16,33	16,35		0,10	247,24	-2,56	-24,74			
107	107A	25,13	24,82	27,81	8,99	273,95	57,60	-2,53	9,41	5	2.57±0.03
	107B	26,07	25,76		8,93	275,27	53,27	0,21			
	107C	24,13	23,80		8,46	29,40	-54,53	1,41			
	107D	32,53	32,11		9,90	220,82	-51,78	-0,11			
	107E	32,08	31,66		10,78	203,53	53,52	0,45			
108										3	2.98±0.1

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error		
109										3.11±0.01
110									3	2.74±0.03
111									4	2.96±0.02
112									2	2.89±0.01
113									3	2.69±0.02
114									3	3.48±0.01
115									3	2.81±0.02
116									3	2.86±0.01
117									5	2.6±0.02
118									6	2.61±0.05
119									6	2.7±0.03
120									1	2.54
121									4	2.8±0.04
122									3	2.65±0.01
123									4	2.88±0.01
124									6	2.72±0.02
125									4	2.93±0.04
126									4	2.82±0.01
127									4	2.63±0.01
128									3	2.65±0.01
129									2	2.72
130									2	2.65±0.02
131									5	2.87±0.02

Muestra	Susceptibilidad Magnética			Suscepti- bilidad media (cgs) * 10 ⁻⁶	Magnetización Remanente Natural (NRM)				NRM media emu/cm ³ (cgs)*10 ⁻⁶	Densidad	Densidad media g/cm ³
	Nº de muestra	Susceptibilidad (1ª medida)	Susceptibilidad (2ª medida)		Intensidad	Declinación	Inclinación	Error			
132										6	2.47±0.04
133										4	2.62±0.03