



ABRIR CAPÍTULO 2

Gravimetría : método y técnicas.

3.- Gravimetría, método y técnicas.

3.1.- Introducción y desarrollo histórico.

Desde los primeros fundamentos teóricos en los siglos XVII y XVIII, hasta las actuales medidas de la gravedad, el método gravimétrico o bien la determinación de la variación del campo gravitatorio, ha estado guiada por la interacción entre las posibilidades tecnológicas y los objetivos científicos. Una de las características peculiares en el desarrollo histórico de la gravimetría en los últimos 300 años, ha sido el continuo crecimiento de la cobertura gravimétrica en los continentes y océanos, así como la mejora en la exactitud de las medidas.

Siguiendo el esquema propuesto por Torge (1989)¹, en lo que respecta a la instrumentación y objetivos, se pueden diferenciar cuatro fases en el desarrollo del método:

- 1.- Establecimiento de los fundamentos teóricos (S. XVII y XVIII).
- 2.- Desarrollo de los péndulos y primeras aplicaciones globales a geodésia y geofísica (S. XVIII y XIX).
- 3.- Desarrollo de gradiómetros y gravímetros astáticos y realización de estudios gravimétricos para estudios geofísicos (1ª mitad del S.XX).

¹ Este autor a su vez, se basa en tratados históricos como por ejemplo Hall (1976), en tratados sobre la determinación de la figura de la Tierra (Todhunter, 1873; Bialas, 1982) o tratados de geofísica (Bates et al., 1982). Una revisión sobre el desarrollo anterior al comienzo de nuestro Siglo, puede consultarse en Messerschmitt (1908).

4.- Desarrollo de aparatos de alta precisión y realización de mallas de trabajo para la resolución de problemas geodésicos, geofísicos y geodinámicos (2ª mitad del SXX).

La primera fase que se caracteriza por el establecimiento de los fundamentos teóricos, se puede remontar a Stevin (1548-1620), y Galileo Galilei (1564-1642) los cuales establecieron las bases en las que se apoya Huygens (1629-1695) para la construcción del primer péndulo. Alrededor de 1666, Newton (1643-1727) reconoció la caída libre de los cuerpos, como un caso especial de gravitación, y en 1687 publicó la Ley de Gravitación en "Philosophiae Naturalis Principia Mathematica", usando diferentes aproximaciones. Newton (1687) y Huygens (1690) llegan a una misma figura de equilibrio para la Tierra apuntando ya, un aplastamiento en los polos.

En el SXVIII continúan las investigaciones en este sentido, McLaurin (1698-1746) y Bouguer (1698-1758), siendo éste último el que introduce la noción de un nivel de referencia para las medidas de gravedad en la superficie.

Las herramientas matemáticas desarrolladas por Lagrange (1736-1813), Laplace (1749-1827), Legendre (1752-1833) y Poisson (1741-1840), completaron el desarrollo de la gravimetría en este periodo.

La segunda fase de desarrollo se produce durante los Siglos XVIII y XIX, y tiene como característica fundamental, la utilización de las medidas de la gravedad en estudios geodésicos y geofísicos, y se confirma la dependencia de la gravedad con la latitud y con la altura. Bouguer (1749), desarrolla ya, una teoría de reducción de la gravedad al nivel del mar.

La primera década del S.XIX estuvo caracterizada por el desarrollo de nuevas técnicas de medida y estudios de grandes áreas con instrumentación portátil. En el tema relativo a la distribución de densidades, Bouguer fue el que estableció primero la relación entre la densidad media de la Tierra y la densidad de áreas particulares, pero es Sabine en 1825, el que reconoció la posibilidad de estimar la distribución de masas de las capas superiores de la Tierra mediante medidas de la gravedad. Es en este

momento, en el que se puede considerar que se sientan las bases para la interpretación y modelización de anomalías gravimétricas.

A finales del S.XIX con el péndulo construido por Von Sterneck (1887), comienza la historia de la prospección gravimétrica, momento en el que, ya se requiere la definición de un nivel de referencia, el cual fué introducido en 1909 (Potsdam Gravity System) y utilizado posteriormente en muchos trabajos.

La tercera etapa (1ª mitad de SXX), comienza con la medición, utilizando la balanza de torsión y el tratamiento de estas medidas gravimétricas en geofísica aplicada.

La construcción de la balanza de torsión (Von Eotvos, 1896 y 1908) tuvo gran importancia, y ésta fué utilizada en los primeros trabajos de prospección, demostrándose que podían ser estudiadas las variaciones subsuperficiales de densidad.

El comienzo de la exploración del petróleo se caracteriza por un uso extensivo de ésta balanza, y se empiezan a desarrollar métodos aproximativos para la eliminación del efecto topográfico. Al igual que con el péndulo, la medición con la balanza de torsión sigue siendo costosa, por lo que comienza el desarrollo industrial, marcado por el gravímetro Worden con resortes e hilos de torsión de cuarzo.

A partir de este momento, el objetivo de la medida con el gravímetro se desdobra en dos posiciones: por un lado, el establecimiento de una malla de trabajo a escala global y de alta precisión, y por otro, la valoración sistemática de estructuras geológicas y recursos naturales a partir de métodos geofísicos.

En esta primera mitad del S.XX se realizaron, además, nuevas medidas absolutas de la gravedad. Por ejemplo, se pueden citar las investigaciones en geodésia de Hayford (1909), Bowie (1917), Heiskanen (1924) y Vening-Meinesz (1931). Se establecen nuevas formulas de la gravedad (Heiskanen, 1928), y se estudian los fundamentos teóricos de la gravimetría aplicada,

destacando entre otros, los trabajos de Nettleton (1940), Hammer (1945), Haalck (1953) y Jung (1961).

Por último, la segunda mitad del S.XX y última etapa, y siguiendo con el esquema de Torge (1989), se establecieron redes de bases globales, alcanzando grandes resultados de tipo geodésico, pero también se caracteriza por el desarrollo tecnológico de gravímetros de alta precisión, con un alto rango de medición (Wollard, 1950). Como consecuencia de este avance se establecieron redes de bases gravimétricas globales, la International Gravity Standardization Net (IGSN-1971, Morelli et al., 1974), la cual se ha mejorado y ampliado a partir de su establecimiento.

En esta segunda mitad del S.XX y ante las posibilidades de tratamiento informático de los datos se abren nuevas vías de investigación, tales como la posibilidad de modelización y cálculo de las distribuciones de masas a partir de los datos gravimétricos mediante métodos analíticos (Talwani y Ewing, 1960; Bott, 1960) o métodos analíticos espectrales (Tsuboi y Fuchida, 1937-1939; Bhattacharyya y Navolio, 1975 y 1976), lo que contribuye principalmente al desarrollo de modelos geodinámicos en el contexto de la Tectónica de Placas.

En España, es durante las dos últimas décadas del S.XX, cuando se han publicado numerosos trabajos de gravimetría aplicada a la resolución de problemas geológicos, mostrando la gran utilidad de éste método en la parte central y sur de la Zona Centro-Ibérica, debido a la abundancia de rocas graníticas, y dado su alto contraste de densidad con las rocas metamórficas encajantes. Entre los trabajos específicos se pueden destacar los que contribuyen al conocimiento de las características corticales del Macizo Hespérico, Cadavid (1977), en el que se obtiene un modelo aproximativo de "Corteza Normal" para la Península Ibérica, y Rosales et al. (1977) que proponen unas profundidades de 45 km para la Corteza Terrestre en el área del Sistema Central, valor que contrasta con los 32 km determinados a partir de un perfil sísmico entre Toledo y Cáceres (Banda et al., 1981 y Suriñach y Vegas, 1988), así como con los 31 km determinados para la profundidad del Moho (ILIHA DSS Group, 1993).

Bergamín et.al. (1984), para una transversal entre los montes de Toledo y Sierra Morena, y Bergamín y Carbó, (1986) para el área de Campos de Calatrava en Ciudad Real, interpretan los datos gravimétricos y proponen una Corteza de 32 km más acorde con los datos sísmicos anteriormente citados.

Recientemente, Tejero et al. (1996) proponen un modelo del Sistema Central obtenido a lo largo de dos perfiles gravimétricos en el que muestran la existencia de dos capas que formarían la Corteza Superior (densidades 2.7 g/cm^3 y 2.68 g/cm^3), una Corteza Media de densidad 2.8 g/cm^3 y una Corteza Inferior de densidad 2.9 g/cm^3 , situando el límite Corteza-Manto entre 32 y 35 km.

Por último, para el SO de la Península Ibérica, Sanchez et al. (1996), realizan una modelización gravimétrica de la estructura crustal.

En cuanto a la aplicación a la resolución de problemas de carácter general en áreas graníticas, caben destacar los trabajos de Vignerresse (1983), sobre el enraizamiento de cuerpos graníticos, Vignerresse (1990), sobre la forma en profundidad de cuerpos intrusivos o Vignerresse (1995 a, b y c) sobre la influencia del control tectónico en el emplazamiento y forma de los cuerpos intrusivos. Por su parte, Carbó et al. (1988), realizan un estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la zona Centro-Ibérica, entre Toledo y Córdoba, y Campos et al. (1993) realizan una descripción de las anomalías gravimétricas encontradas en el batolito Central de Extremadura, trabajo que puede considerarse como un avance de esta Tesis.

A escala local, algunos trabajos de gravimetría han contribuido también al estudio de áreas graníticas; por ejemplo, los granitos de Orgaz (Santa Teresa, 1982 y Santa Teresa et.al., 1983), en la detección de cuerpos graníticos ocultos en el área de Campos de Calatrava (Bergamín et.al., 1985), en el plutón de Madridejos, en Toledo (Bergamín et.al., 1989 y Bergamín y Gonzalez Casado, 1987), en el granito de Valdepeñas-Pozo de la Serna (Bergamín y De Vicente, 1985), sobre los granitos del área de Béjar (Yenes et.al., 1995), en el batolito de Cabeza de Araya (Audrain et

al.,1989) muy próximo a la zona de estudio que comprende esta Tesis, así como Albuquerque y Albalá (Campos y Gumiel, 1990).

3.2.- Instrumentación.

La toma de medidas de la gravedad fué realizada con un gravímetro Worden Prospector nº 787 modelo 112 (Figura 3.1), y la determinación de alturas se efectuó con el altímetro barométrico Paulin micro modelo MD-5 série GT3528, ambos pertenecientes a la Cátedra de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM. Se utilizó también el gravímetro Scintrex - modelo CG-2 del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Facultad de Geología de la Universidad Central de Barcelona para completar algunas zonas.

La precisión y utilidad de los aparatos empleados es bien conocida en trabajos anteriores a éste, y proporcionan datos adecuados a los objetivos planteados en esta investigación. Así el gravímetro proporciona una precisión de ± 0.01 mGal, con derivas inferiores a ± 1 mGal/mes, y el altímetro tiene una precisión teórica de ± 0.5 m.

3.2.1.- Gravímetro.

Los gravímetros son balanzas extremadamente sensibles, que acusan las diferencias en el peso de una masa cuando ésta se sitúa en diferentes lugares, es decir mide los cambios de peso de una masa situada dentro del aparato. Estos cambios observados, son debidos a la fuerza de la gravedad, ya que el gravímetro se encuentra protegido de los efectos que podrían producir la variación de la presión y/o temperatura. La precisión de los gravímetros es muy alta, así son capaces de medir variaciones muy pequeñas de una estación a otra. Las unidades empleadas son unidades de aceleración de la gravedad o miligales, (una unidad de aceleración de la gravedad corresponde a 0.1 mGal ó 10^{-6} m/s² siendo 1 Gal = 1 cm/s² = 10^{-2} m/s²). En trabajos de prospección gravimétrica se utilizan medidas con una resolución de 0.01 mGal, lo que representa $1/10^8$ del Campo Gravitatorio Total.

Según el Sistema Internacional, la unidad de aceleración para la medida de la gravedad a utilizar, corresponde a Unidades Gravimétricas (siendo 1 u.g.

= 0.1 mGal), sin embargo la falta de uso de estas unidades en la mayoría de los trabajos de prospección, así como la aceptación internacional en la utilización de los miligales, nos han inclinado a utilizar estas últimas en el desarrollo de esta Tesis.

Tanto el gravímetro Worden Prospector, como el Scintrex, son gravímetros con sensibilidad en condiciones normales de una centésima de miligal (0.01 mGal). Únicamente, salvo alguna especificación de tipo accesorio, difieren en su constante de transformación, la cual es calculada y revisada anualmente (ver sección 3.3.1):

Se puede asegurar que en los estudios gravimétricos, la interpretación no está limitada por la resolución de los gravímetros, sino por la precisión en el posicionamiento, elevación, correcciones y cálculos que se aplican a los datos (ver secciones 3.3 y 3.4).

3.2.2.- Altimetro.

Las primeras determinaciones de altitud fueron realizadas con barómetros, leyendo directamente en pulgadas de mercurio y con las correcciones necesarias, pasar esta medida a pies o metros. Pero a principios del S.XIX, se construyeron los primeros "altímetros", que eran en realidad barómetros, que mostraban las diferencias de altitud directamente en unidades de longitud.

El Altimetro MDM-5 micro de Paulin, empleado en este estudio posee un rango de medidas entre -100 y +2500 m, con una sensibilidad de ± 0.5 m. El funcionamiento de los altímetros del sistema Paulin, está basado en la neutralización del efecto ejercido por la presión atmosférica sobre un diafragma sensible, y en ellos hay que considerar dos tipos de factores que pueden introducir errores; factores debidos a causas instrumentales y factores debidos a causas meteorológicas.

Verheijen y Ajakaiye (1980), muestran que existen tres tipos de errores debidos fundamentalmente a causas instrumentales: error de lectura, error de calibración y errores del sistema de transferencia presión / lectura. Los

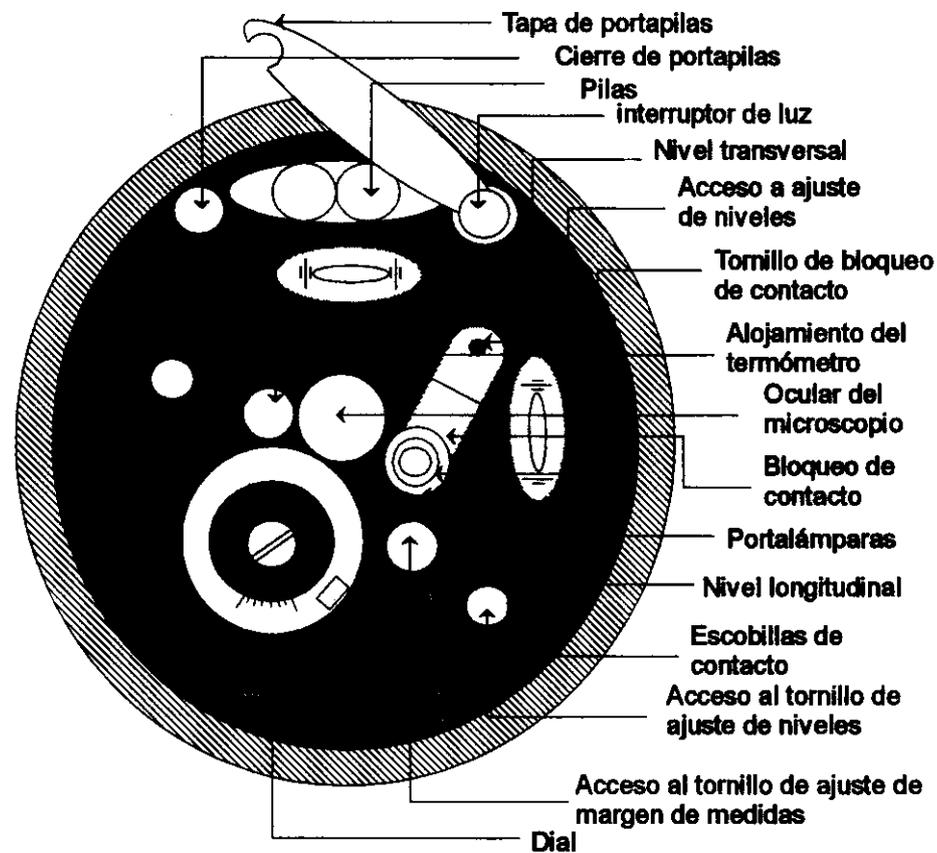
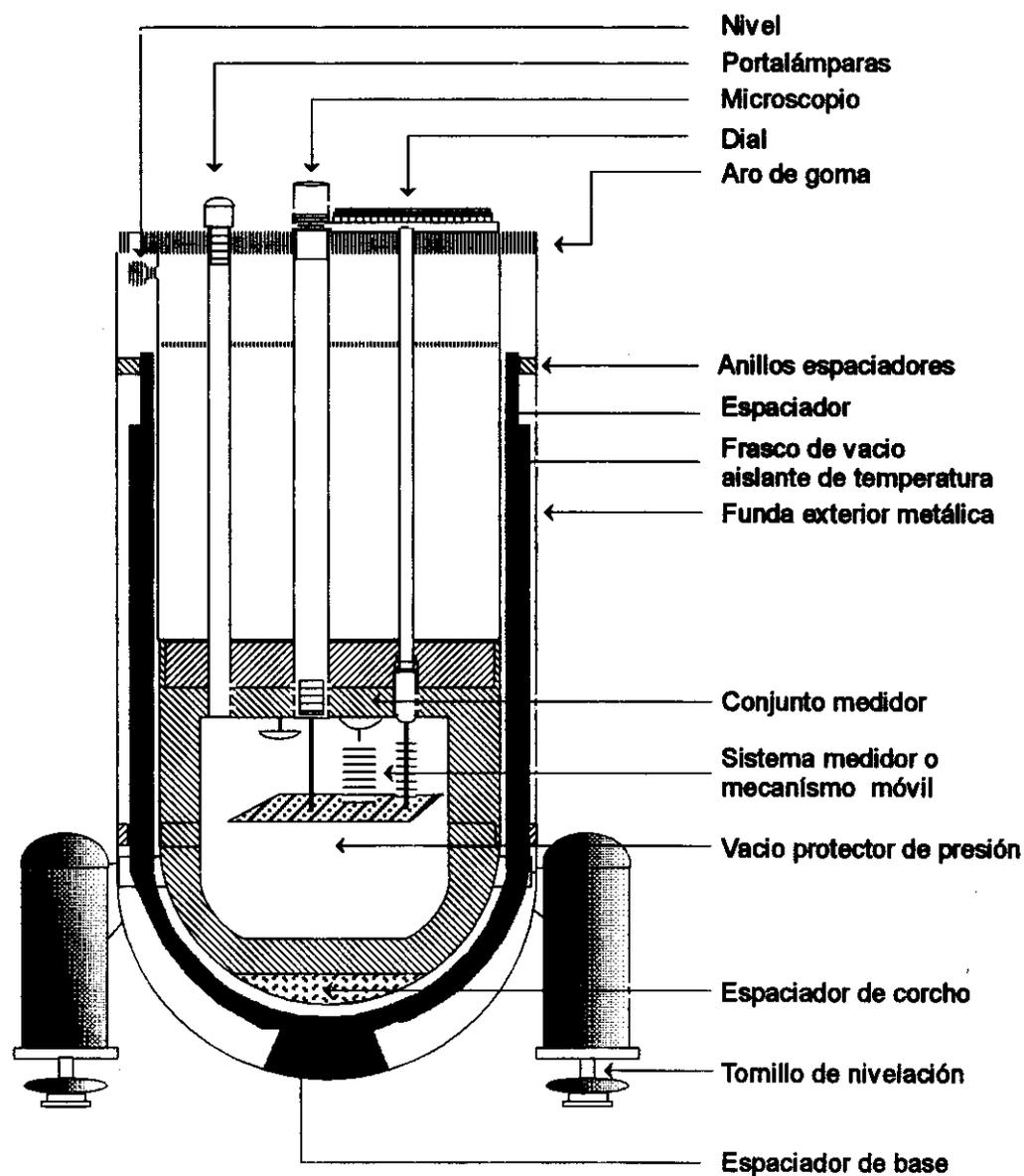


Figura 3.1.- Esquema del gravímetro Worden:
 Corte transversal y frontal.

dos primeros varían según el aparato, y para los altímetros Paulin, el error de lectura puede ser como mucho de ± 1.6 m, y los de calibración, pueden representar del orden de $\pm 0.3\%$ de esta cifra.

Los errores en el sistema de transferencia, suelen ocurrir únicamente en los aparatos que han sufrido golpes, aunque este tipo de error es fácilmente detectable. En esta investigación se realizaron revisiones periódicas del aparato, antes de comenzar las diferentes campañas de medidas (véase sección 3.3.1).

Los errores derivados de las condiciones meteorológicas, en concreto de la presión, temperatura y humedad, deben ser también tenidos en cuenta. El dial del aparato Paulin está calibrado a una temperatura de 50° F (10° c), cuando la temperatura ambiental se encuentre por encima o por debajo de esta temperatura de calibración, deberá ser aplicada una corrección de temperatura para compensar el cambio de presión de la columna de aire que se produce como resultado de este cambio de temperatura (Am. P. System Manual – Hodgson, inédito).

El posible error cometido por variaciones de la presión atmosférica a lo largo de diferentes itinerarios, se hace patente por la diferencia que existe entre el valor de apertura y cierre en la altimetría una vez corregida de temperatura. El método que se ha seguido para aplicar esta corrección barométrica, es el mismo que el que se describe bajo el epígrafe "Corrección de deriva" para el gravímetro (ver sección 3.3.5).

Por último, la corrección por los pequeños cambios de humedad se puede considerar despreciable, dada la ínfima entidad de sus valores. Además, el altímetro Paulin MD-5 posee un factor medio de corrección de humedad que va incorporado ya al dial del mismo.

En la realización de las campañas de medidas que constituyen el núcleo de esta investigación, y para conseguir la mayor rigurosidad en la toma de datos, se han considerado necesarias para la medición, condiciones como la ausencia de lluvia o viento fuerte, con el fin de evitar errores debidos a causas de origen meteorológico. Por otra parte, para reducir al máximo los errores de tipo instrumental, se tomaron como inicio de los itinerarios, una

3.- Gravimetría, método y técnicas.

série de vértices topográficos de cota conocida, y fácil acceso, lo cual sirvió a su vez, para las sucesivas calibraciones del altímetro.

3.3.- Toma de datos y cálculo de la gravedad observada.

3.3.1.- Calibración de aparatos.

Los gravímetros son aparatos de medida relativa pues miden en definitiva, la variación en la posición de un resorte entre dos puntos A y B a través de las gradaciones de una escala. Las lecturas en esta escala son L_A y L_B , de modo que las unidades de medida no corresponden a ninguna unidad física. Para poder pasar estas medidas a variaciones de la gravedad (g_A y g_B), en miligales hay que conocer la constante del aparato (K), de tal forma que:

$$\Delta g = g_A - g_B = K (L_A - L_B)$$

La constante K facilitada por el fabricante, y diferente en cada aparato, sufre ligeras modificaciones con el tiempo, debido a reajustes, golpes etc. Por ello, es una norma preceptiva antes de comenzar una campaña gravimétrica, calibrar el aparato. La calibración consiste en determinar la constante K , en base a la relación $K = \Delta g / \Delta L$, por lo que es preciso determinar la variación de lecturas entre dos o más puntos con Δg conocida. Estos puntos, en los que se conoce el incremento de la gravedad absoluta (Δg), se sitúan en España a lo largo de la línea de calibración Santander-Málaga que tiene establecida el Instituto Geográfico Nacional.

Con esta operación realizada entre las bases de Somosierra (nº20), Robregordo (nº21) y Gandullas (nº22), se comprobaron las constantes de los dos gravímetros de forma que:

$$K_{worden} = 0.1015 \text{ mGal/u.aparato}$$
$$K_{scintrex} = 0.10037 \text{ mGal/u.aparato.}$$

Otro tipo de medida de calibración es la que se denomina "Calibración en punto fijo". Se trata de leer en el mismo punto a intervalos regulares de tiempo (10 minutos), durante un largo periodo de tiempo (2-3 horas), para

comprobar la variación de deriva del aparato en este periodo. Esta prueba se realizó, tanto con los dos gravímetros, como con el altímetro, desnivelándolos entre una medida y la siguiente.

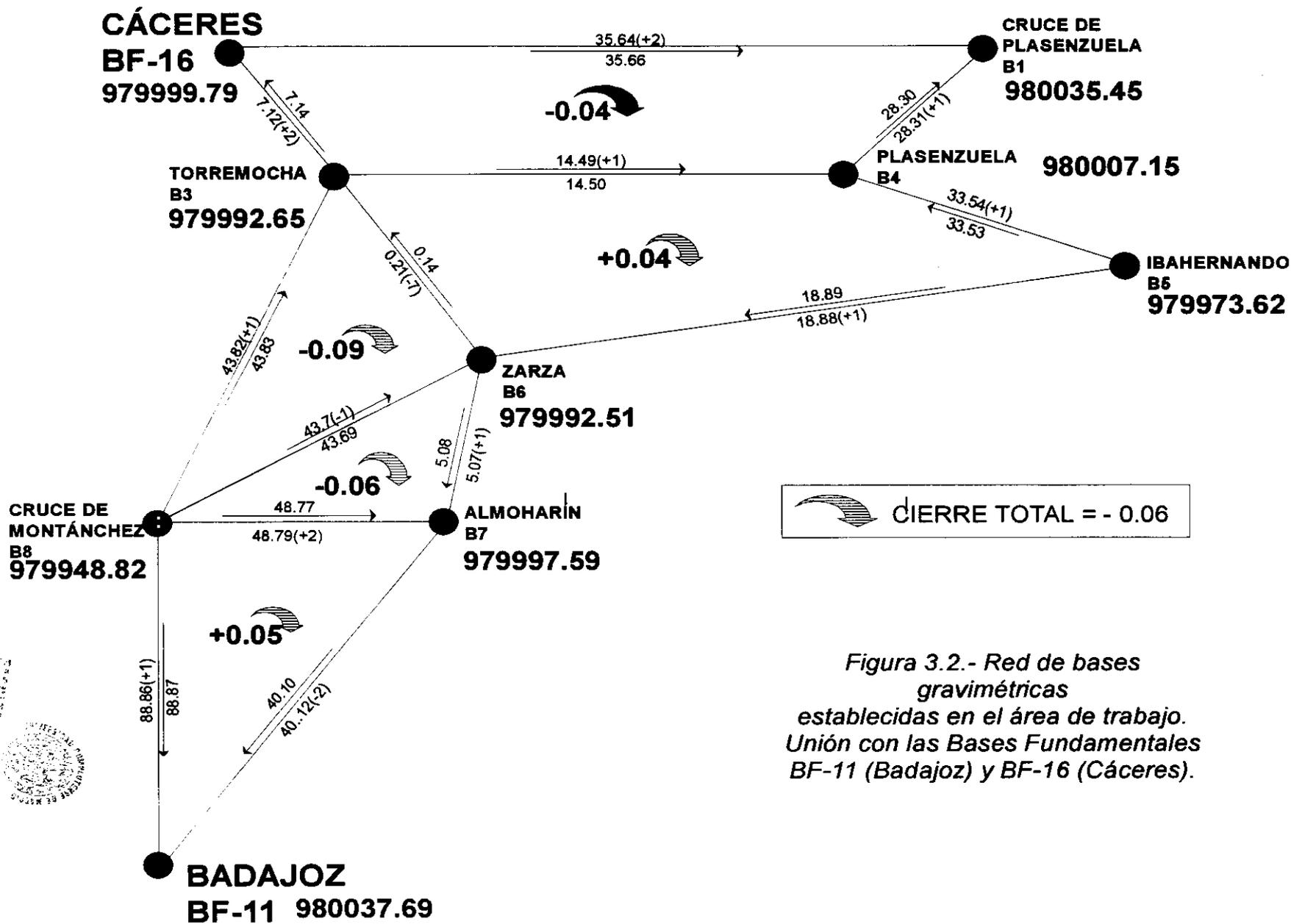
3.3.2.- Red de bases y programa de medidas.

Como el objetivo de una campaña gravimétrica en su fase de toma de datos, es la medición de los incrementos de la fuerza de la gravedad entre un punto específico y los restantes de la zona de estudio, es necesario establecer una red de bases gravimétricas, en donde apoyar el programa de medidas. Hay que tener en cuenta, por un lado, el tiempo de duración de los programas de medidas (máximo 2 horas) y por otro, la rentabilidad de los desplazamientos diarios, para la apertura y cierre de los programas.

Así, una "base gravimétrica" es un punto en el terreno en el que se conoce el valor absoluto de la gravedad o al que se le atribuye un valor relativo, de forma que sirva como referencia para los incrementos que se miden en el resto de las estaciones.

Para la realización de este trabajo se ha establecido una red de siete bases gravimétricas en la zona de estudio (Figura 3.2 y Tabla 3.1). La unión de estas siete bases para trabajar con valores absolutos de la gravedad, se realizó a través de las bases de Cáceres (BF-16) y Badajoz (BF-11) las cuales forman parte de la Red Fundamental Española (RGFE-73). De esta forma, las medidas quedan a su vez unidas a la Red Internacional (ISGN-71 – Morelli et al., 1974) mediante la base nº32 (Madrid) perteneciente a esta red internacional.

El método seguido para la unión de dos bases B1 y B2 es el que coloquialmente se conoce como "paso del peregrino" y consiste en controlar la deriva del gravímetro simultáneamente en ambas bases, efectuando lecturas que no estén separadas más de 60 minutos. El modo operativo de medida es la lectura en B1, seguido de B2, B1, B2 y B1, lo que supone que la base B2 se ha leído dos veces y la base B1 tres veces en dos idas y vueltas entre bases. Con los valores de las lecturas multiplicados por su constante de aparato y corregidas del efecto luni-solar, pueden trazarse las



 CIERRE TOTAL = - 0.06

Figura 3.2.- Red de bases gravimétricas establecidas en el área de trabajo. Unión con las Bases Fundamentales BF-11 (Badajoz) y BF-16 (Cáceres).



curvas de deriva en cada base que deben ser rectas paralelas, con el propósito de conocer el valor de la base B1 en el tiempo en que se ha leído en la base B2 y obteniendo así las diferencias $\Delta 1$, $\Delta 2$ y $\Delta 3$. La media aritmética de estos incrementos es el valor de la unión.

En la figura 3.2, se representan las bases locales establecidas, junto con los errores de cierre de cada polígono, su compensación y las diferencias de la gravedad entre las bases implantadas. En el Anexo I, se incluyen las fichas que contienen la descripción completa de cada base, con los esquemas y fotografías de los emplazamientos, así como el valor absoluto de la gravedad. La tabla 3.1 resume los datos más significativos de las bases establecidas.

El levantamiento gravimétrico fué realizado con la medición de 616 estaciones distribuidas de la forma más regular posible, dentro de las limitaciones impuestas por la topografía y por la falta de accesos en algunos sectores de la zona de estudio.

Se llevaron a cabo un total de 92 itinerarios y en cada estación se realizó la medida con el altímetro y gravímetro conjuntamente, al tiempo que se realizó la corrección topográfica próxima (ver sección 3.4.4). La apertura y cierre de los itinerarios se efectuó en la misma base y con una duración máxima del recorrido de dos horas, con el fin de poder considerar la deriva del aparato lineal, a la hora de efectuar la corrección correspondiente (ver sección 3.3.5).

En algunos itinerarios, se duplicaron lecturas de gravimetría y altimetría como control de calidad de las mediciones y al mismo tiempo como comprobación del estado de los aparatos. También se llevaron a cabo repeticiones de la corrección topográfica próxima, y todo ello se expone en la sección 3.4.6 - Controles de las mediciones -.

3.- Gravimetría, método y técnicas.

NOMBRE	LOCALIDAD	GRAVEDAD ABSOLUTA (mGal)
BF-16	CÁCERES	979999.79
B1	Cruce de Plasenzuela	980035.45
B3	Torremocha	979992.65
B4	Plasenzuela	980007.15
B5	Ibahernando	979973.62
B6	Zarza de Montánchez	979992.51
B7	Almoharín	979997.59
B8	Cruce de Montánchez	979948.82
BF-11	BADAJOS	980037.69

Tabla 3.1.- Bases gravimétricas de la red local establecida.

El posicionamiento de las estaciones, se ha efectuado sobre planos a escala 1/50.000, teniendo en cuenta factores, tales como, la fácil y precisa localización en el plano, el acceso, el relieve circundante próximo, etc. Las coordenadas X, Y (UTM) de cada estación se han tomado de estos planos y se presentan junto con el listado de resultados en el Anexo II. A la obtención de las coordenadas UTM en cada punto, a partir de los mapas topográficos a escala 1/50.000 con cuadrícula UTM, puede atribuírsele un error de 50 m en su posicionamiento.

Este levantamiento gravimétrico de 616 estaciones repartidas en 92 itinerarios, fué completado hacia el oeste con la adición de 160 estaciones de las 1550 que el Servicio de Geofísica del ITGE realizó para el proyecto "Development of new multi-disciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the western Iberian Peninsula", desarrollado durante los años 1987-1990 por la Dirección de Recursos Minerales de dicho Organismo, (Gumiel et al.,1991; Campos y Gumiel, 1990).

La unión de las 616 estaciones tomadas expresamente para este trabajo, con las 160 estaciones del banco de datos del ITGE, no presentó problemas, ya que tanto las medidas por nosotros realizadas, como aquellas tomadas del proyecto del ITGE, se realizaron tomando como base

de referencia, la Base de la Red de Gravimetría Fundamental Española de Cáceres (BF-16), la cual a su vez, está unida a la International Standardization Gravity Net (ISGN-71).

En cuanto a la escala de trabajo y la presentación en los mapas, teniendo en cuenta que la zona cubre una extensión de 4200 km², con el total de 776 estaciones, se obtiene una densidad de estaciones de 0.18 por km², la que se encuentra dentro del rango establecido para trabajar a escala 1/100.000, según la normativa vigente para trabajos gravimétricos, elaborada por el IGME-AITEMIN en 1985.

3.3.3.- Cálculo de la gravedad observada.

La gravedad observada en un punto "a" viene dada por la expresión:

$$g_a = (L_a k \pm CLS_a \pm CD_a) - (L_b k) = (L_a - L_b)k \pm CLS_a \pm CD_a$$

siendo:

g_a , la gravedad observada en el punto a,

k , la constante de calibración,

L_a , la lectura del gravímetro en el punto a,

L_b , la lectura del gravímetro en la base,

CLS_a , el efecto luni-solar en el punto a, en el momento de lectura,

D , es la deriva del aparato por unidad de tiempo,

CD_a , es la corrección de deriva.

Para el cálculo de la gravedad observada, se debe tener en cuenta por tanto, la atracción que ejercen los astros sobre el valor de la gravedad, efecto que se trata específicamente a continuación en el apartado 3.3.4 de este capítulo y que se corrige mediante la corrección lunisolar, así como la deriva del gravímetro, el cual se desarrolla en el apartado 3.3.5.

3.3.4.- Corrección lunisolar.

La corrección lunisolar se realiza para neutralizar la influencia que ejercen la posición de los planetas en cada momento, sobre la gravedad del punto de medida o estación. Pueden llegar a producir variaciones del orden de unos 0.3 a 0.5 mGal en periodos de aproximadamente 6 horas. Esta corrección se calcula a partir de las tablas publicadas por la European Association of Exploration Geophysicists (EAEG) basadas en la expresión: Goguel (1954).

$$CLS = P + N \cos\Phi (\cos\Phi + \text{sen}\Phi) + S \cos\Phi (\cos\Phi - \text{sen}\Phi)$$

Siendo:

P = La atracción de la gravedad en el Polo.

N y S = La atracción a 45° de latitud norte y sur respectivamente.

Φ = La latitud media en la zona de estudio.

Aunque en este trabajo los recorridos han sido siempre menores de dos horas, con lo cual se evitan los puntos de cresta y seno de marea, y la influencia se puede considerar mínima, se ha realizado esta corrección dada su fácil aplicación, según el método que se describe a continuación.

Con los valores de la fórmula de Goguel (1954), y para una latitud media de la zona (ϕ), se construye la curva de corrección de cada día y se aplica con su signo a cada lectura del gravímetro, dependiendo de la hora en que se haya realizado la medida. Este proceso en la actualidad está automatizado (empleando el programa DIAVO - inédito), aplicándose con una precisión de 0.005 mGal a intervalos de 5 minutos.

3.3.5.- Corrección de deriva.

La corrección de deriva tiene por objeto anular la variación que, por efectos mecánicos y térmicos, se ha producido en la lectura del dial del gravímetro desde la lectura en la base inicial hasta el momento de la lectura en la estación. La deriva del aparato viene expresada por :

$$D = L_{B2} \cdot K - L_{B1} \cdot K / t_2 - t_1$$

Siendo:

L_{B2} la lectura en la base en el instante t_2 corregida del efecto luni-solar.

L_{B1} la lectura en la base en el instante t_1 corregida del efecto luni-solar.

La deriva se controla por las lecturas a intervalos regulares en la base, suponiéndola de variación lineal en ese tiempo, y la corrección se distribuye de forma proporcional sobre $L \cdot K$, según la hora de medida de la estación a lo largo del recorrido, obtenida ya, con el signo a aplicar. Esta corrección de deriva, junto con la corrección lunisolar, se ha realizado empleando el programa DIAVO, modificado por Rosales (inédito).

3.4.- Cálculo de la gravedad teórica.

En un lugar determinado de la superficie terrestre la magnitud de la fuerza de la gravedad está influenciada, además de por la atracción de los astros, por los siguientes factores:

- 1.- Variación de la atracción gravitacional de acuerdo con la latitud.
- 2.- Variación con la elevación del lugar sobre el nivel del mar.
- 3.- Variación por efecto de la topografía circundante.
- 4.- Variaciones debidas a la naturaleza y densidad de las rocas.

La gravedad medida en una estación es una función por tanto de la latitud, de la elevación y de la distribución real de densidades bajo la estación mientras que, la gravedad teórica es una función así mismo de la latitud y elevación, y de una densidad teórica equivalente.

A partir de la suposición de un valor teórico para la densidad se puede establecer mediante cálculo un valor de la gravedad, que es función de dicha densidad teórica ($g_0(\sigma_{reducción})$), mientras que la medición con un gravímetro en el mismo punto proporcionará un valor de la gravedad que será función de la distribución real de la densidad bajo ese punto ($g(\sigma_{real})$).

Si ambas densidades coinciden los valores de la gravedad serán iguales, pero si la distribución de densidades reales es diferente de la teórica, los dos valores de gravedad serán diferentes y su diferencia será la anomalía de Bouguer. Esta anomalía de Bouguer es en definitiva, una función de la relación entre la densidad real y la teórica.

Como el objetivo es la obtención de la anomalía de Bouguer, el primer paso consistirá en la determinación de gravedad teórica, la que se puede expresar de la siguiente forma:

$$g_t = (G_0 - CF + CB - CT)$$

siendo:

G_0 , la gravedad normal referida al geoide y calculada a partir de la fórmula de la gravedad normal establecida por la International Union of Geodesy and Geophysics en GRS-1967 (ver sección 3.4.2):

Por otra parte :

$$CF = 0.3086 \cdot h,$$

corrección de aire libre o Fayé, siendo h la altura de la estación.

$$CB = 2\pi G \cdot h \cdot d = 0.0419 \cdot h \cdot d,$$

corrección de Bouguer, siendo d la densidad media.

CT = Corrección topográfica.

3.4.1.- Cálculo de la densidad de reducción.

Se entiende por densidad de reducción, el valor teórico de densidad que resulta de sustituir la distribución real de densidades entre el geoide y la superficie de medida por una masa de densidad única, cuyo efecto fuera el mismo sobre la estación de medición. Si este cálculo fuera posible, la anomalía de Bouguer sería nula, sin embargo la anomalía de Bouguer surge como resultado de que la distribución de masas en el subsuelo no es homogénea y presenta variaciones sobre la densidad teórica.

La densidad de reducción es la que se aplica para la obtención de la corrección de Bouguer, y representa la densidad equivalente de un

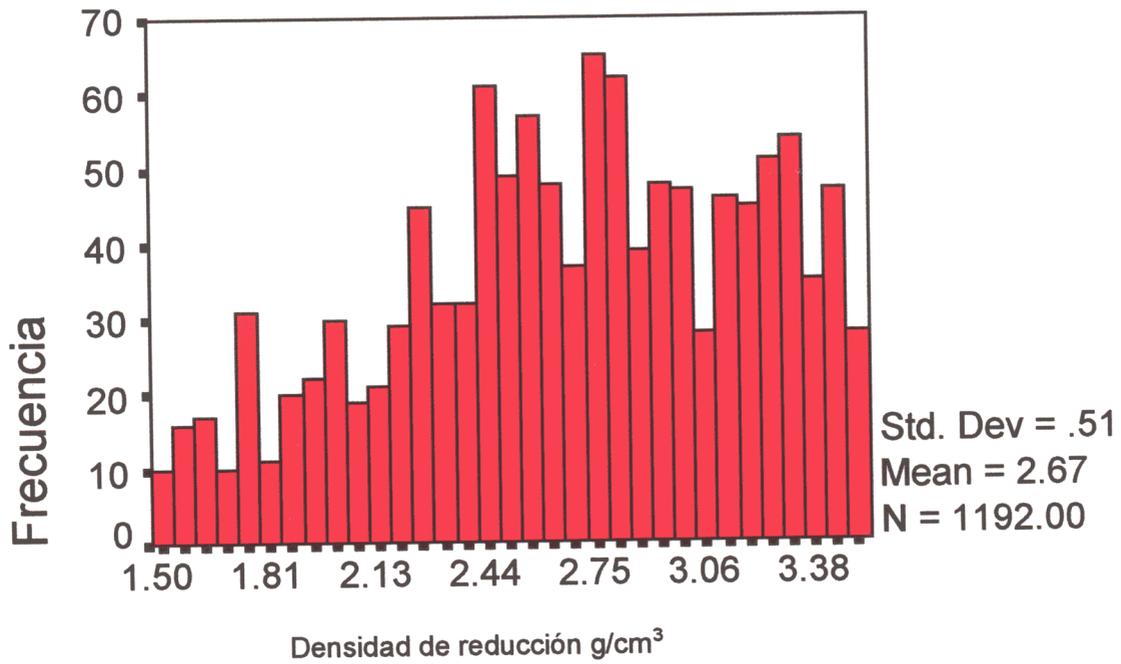


Figura 3.3.- Histograma de densidades para el cálculo de la densidad de reducción.

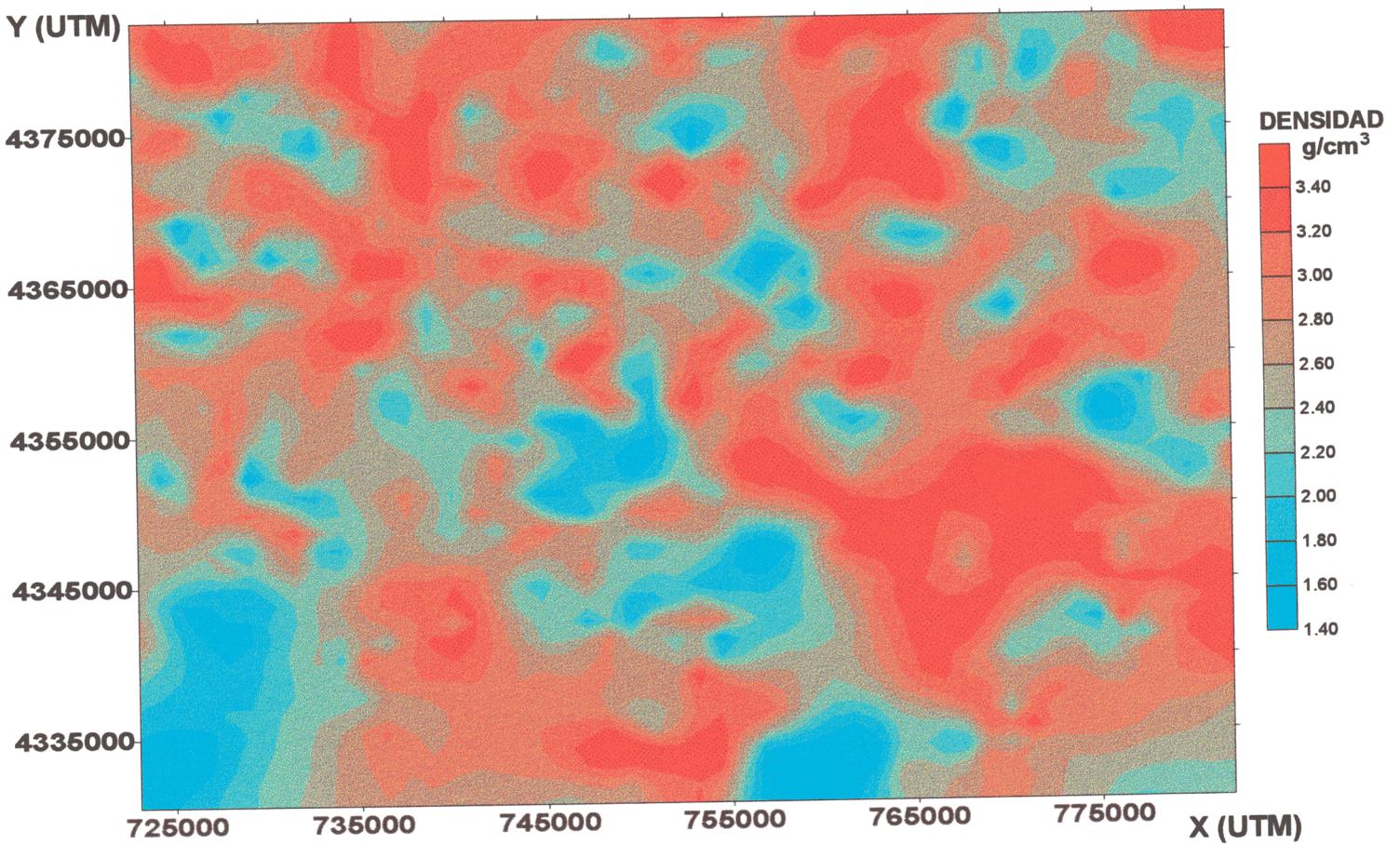


Figura 3.4.- Mapa de distribución de densidades para el cálculo de la densidad de reducción en el área de estudio.

casquete esférico limitado por el geoide y la superficie de la Tierra, con un radio tal que su efecto gravimétrico en la estación calculada, sea el mismo que el de una placa plana de radio infinito y el mismo espesor. El valor de densidad de reducción es también necesario para el cálculo de las correcciones de relieve o topográfica.

En principio esta densidad no se puede evaluar a partir de mediciones en muestras de roca. Los métodos de determinación de la densidad de reducción están ampliamente descritos en la literatura geofísica, Nettleton (1976), Militzer y Weber (1984), etc., y pueden clasificarse en:

1.- Método tradicional o standard, utilizando el valor 2.67 g/cm^3 (Williams y Finn, 1985). Con este valor se logra una gran compatibilidad de los datos con los obtenidos en otros estudios de tipo regional y contiguos a la zona de trabajo.

2.- El segundo método se basa en el cálculo de la densidad a partir de medidas gravimétricas tomadas especialmente para este fin. Esta técnica originalmente propuesta por Nettleton (1939) y Vajk (1951), se basa en la mínima correlación del relieve con la gravimetría. Otras derivaciones de este método se han realizado a partir de perfiles gravimétricos verticales, en pozos de minas o en sondeos (Siegert, 1942; Sissons, 1981).

3.- El tercer y último tipo de cálculo es el que utiliza las medidas de la misma campaña gravimétrica (Legge, 1944; Seguin y Frydecki, 1989).

En este trabajo se ha utilizado el método descrito por Plata (1983), que 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 pertenece al último grupo descrito, con la ventaja de que no se impone ninguna restricción respecto a la disposición de las medidas. El criterio de selección no es el de mínima correlación con la topografía, sino el de anular la anomalía gravimétrica, allí donde no exista razón de contraste de densidad, con independencia de los accidentes del terreno.

El programa de ordenador DENSAD (ITGE inédito – descrito en: Plata, 1983), utiliza para el cálculo de la densidad de reducción las medidas de la campaña gravimétrica, realizando los cálculos necesarios para minimizar las anomalías residuales. En nuestro trabajo el intervalo de avance en el muestreo ha sido de 1000 m en X e Y con un radio de muestreo de 3000 m, efectuando un barrido de la zona, cuyo origen se ha situado en X=723100, Y=4330500 y ha cubierto 3180 km² en total. La densidad ha sido limitada entre 1.5 y 3.5 g/cm³, y la precisión de cálculo se ha fijado en 0.01 g/cm³.

El histograma de densidades de la figura 3.3, así como el mapa de distribución de densidades (Figura 3.4), son dos valiosas ayudas para la elección correcta de la densidad de reducción final a adoptar para el cálculo de la anomalía de Bouguer y las correcciones topográficas.

El histograma de densidades muestra una densidad media de 2.67 g/cm³, y aunque éste muestra una distribución con una pequeña desviación de los datos hacia valores altos, se ha optado por tomar esta densidad media (2.67 g/cm³) como densidad de reducción para la zona, con el fin de lograr además una mayor compatibilidad de este trabajo, con aquellos realizados anteriormente en zonas próximas al área de estudio.

3.4.2.- Corrección por latitud.

Esta corrección tiene en consideración la latitud geográfica, ya que la fuerza de la gravedad varía del Polo al Ecuador, debido a la fuerza centrífuga y al aplastamiento de la Tierra en los Polos.

El cálculo se efectúa para cada estación mediante la aplicación de la Fórmula Internacional de la Gravedad – 1967:

$$G_{067} = 978.03185(1 + 0.005278895 \text{ sen}^2 \Phi + 0.000023462 \text{ sen}^4 \Phi) ; \text{ Gal}$$

O bien de forma simplificada:

$$G_{067} = 978.0319 (1 + 0.0053024 \text{ sen}^2 \Phi + 0.0000059 \text{ sen}^2 2\Phi) ; \text{ Gal}$$

siendo Φ , la latitud.

Los valores de la gravedad normal dados por la ecuación:

$$G_0 = G_e (1 + \alpha \operatorname{sen}^2 \Phi - \beta \operatorname{sen}^2 2\Phi)$$

dependen de los adoptados como datum y del geode de referencia. El sistema empleado, del año 1967, tiene los siguientes parámetros:

$\alpha = 6378160$ m, radio ecuatorial,

$\beta = 6356774.5161$ m, radio polar,

$c = 1/298.25$, índice de aplastamiento,

Datum Potsdam = 981260 mGal,

$G_e = 978.0319$ Gal (valor teórico de la gravedad en el Ecuador).

Existen otros sistemas definidos como el Sistema Geodésico de Referencia 1980 (Paladini, 1980 - inédito) o el recientemente definido por la Unión Geodésica Internacional de 1984, pero un cambio excesivo de los valores adjudicados a las bases absolutas, puede producir confusión en la unión de las diferentes campañas realizadas.

3.4.3.- Corrección por altitud.

Las correcciones derivadas de la altitud son las que se realizan para llevar la gravedad calculada sobre el geode a la superficie real de la Tierra donde se ha medido, y las correcciones que tienen en cuenta este factor son la corrección de aire libre y la corrección de Bouguer.

La corrección de aire libre está basada en la variación que sufre la gravedad normal en función de la cota de las estaciones de observación, ya que la altura influye en una mayor o menor atracción gravitacional.

La gravedad en un punto localizado sobre la superficie terrestre viene dada por la expresión:

$$g = GM/R^2,$$

donde M , es la masa total de la Tierra y R , es su radio.

el gradiente vertical es:

$$dg / dz = dg / dR = 2GM / R^3 = 2g / R$$

si $R = 6367 \times 10^8 \text{ cm}$ y g al nivel del mar y a 45° de latitud vale 980.629 Gal
(Nettleton, 1976) entonces:

$$dg / dz = 2 \times 980629 / 6367 \times 10^8 = 0.3086 \times 10^{-5} \text{ Gal/cm} = 0.3086 \text{ mGal/m}$$

Para obtener la corrección habrá que multiplicar este valor por la cota h del punto de medida.

La corrección de Bouguer es la que se realiza teniendo en cuenta que no es aire lo que existe entre los puntos de medida y el geode, sino una masa con una densidad determinada. Esta corrección tiene en cuenta la atracción que produce el material situado entre la estación y el nivel de referencia, considerando dicho material como una lámina infinita y de espesor (h).

Como aproximación, esta atracción puede ser considerada como la que generaría una capa de extensión infinita y espesor igual a la altura de la estación desde el nivel de referencia (h) y densidad (d).

$$\Delta g = 0.04193 \times d \times h \text{ mGal.}$$

Esta corrección se realiza con signo negativo ya que tiende a incrementar los valores de "g", y solo en cálculos geodésicos habrá que tener en cuenta la esfericidad de la placa de Bouguer (Bullard, 1936).

3.4.4.- Corrección topográfica.

Es la que se realiza debido al exceso y defecto de masa del relieve real sobre la placa de Bouguer. El valor de la gravedad está influenciada por la topografía circundante, por lo tanto es necesario compensar estos efectos, si el relieve topográfico es lo suficientemente accidentado, como para causar una distorsión en las anomalías de interés.

La corrección topográfica debe ser examinada en cada caso en particular, a fin de no caer en los extremos de minimizarla o maximizarla. En nuestro estudio se ha realizado considerando los 21944.4 m de radio alrededor de la estación de medida, mediante el tradicional método de Hammer (1939). Ha

sido calculada para una densidad media de 2 g/cm^3 , siendo posteriormente corregida en cada caso a la correspondiente densidad de reducción (2.67 g/cm^3) y aplicada con signo negativo, dado que la influencia de exceso o defecto de masa en torno al punto de medida es siempre en el mismo sentido, tanto el exceso como el defecto de masa con centro de gravedad en el punto de medida tienen una componente vertical que se opone a la gravedad en ese punto.

La forma de llevar a cabo esta corrección consiste en dividir el terreno circundante a la estación en compartimentos y evaluar la atracción que ejerce cada uno de ellos sobre la estación; el método operativo es el que se describe a continuación utilizando las tablas de Hammer (1939):

La corrección topográfica próxima se refiere a las coronas A, B, C y D que comprenden hasta 170 m en torno a la estación (Tabla 3.2). Se realiza en campo, estimando las distancias y desniveles punto a punto entre la estación y las diferentes coronas, a la vez que se mide con el gravímetro y el alfiler. Esta corrección próxima se calcula traduciendo las diferencias de cotas de cada sector, a centésimas de mGal mediante el uso de tablas de conversión, y acumulando el valor de cada sector para después sumar la influencia de todas las coronas.

La corrección topográfica media se refiere a las coronas E, F, G, H e I, que comprenden un entorno desde los 170 m a 4469 m (Tabla 3.2). Esta corrección media se ha estimado punto a punto sobre planos 1/50.000 leyendo la cota media de cada sector mediante plantillas, y calculando posteriormente, como en el caso anterior, las diferencias de cota de cada sector respecto a la altura de la estación, con el valor correspondiente de corrección a partir de las tablas de Hammer (1939).

La corrección topográfica lejana se refiere a las coronas J, K, L y M, y abarca desde los 4469 m a los 21944 m de radio (Tabla 3.2). Se ha realizado mediante el método de interpolación de Neuman (1963), empleando planos topográficos a escala 1/200.000 y 208 puntos distribuidos en una malla (16x13) regular, de paso de malla 5000 m y origen en coordenadas UTM (X=715000, Y=4330000).

En el método descrito por Neuman (1963) se muestra que con gran aproximación, la curva representativa de la corrección, en función de la altura para una estación determinada es una parábola que obedece a la expresión $T_i = K(Z - Z_0)^2 + T_0$ donde T_i es la corrección topográfica, K es un parámetro de la parábola para un conjunto dado de coronas, Z es la cota de la estación y Z_0 es la cota que debería tener la estación para que le correspondiera la corrección mínima (T_0).

4	1.99	PRÓXIMA
4	16.64	
6	53.34	
6	170.00	
8	390.00	MEDIA
8	895.00	
12	1529.00	
12	2614.00	
12	4469.00	
16	6652.50	LEJANA
16	9903.00	
16	14741.60	
16	21944.40	

Tabla 3.2.- Zonas y compartimentos tenidos en cuenta en la corrección topográfica.

El método consiste en calcular los valores de T_0 y Z_0 en los puntos de una malla regular, que cubra la totalidad del área de estudio y realizar la interpolación de T_0 y Z_0 para cada estación, que junto con la cota real (Z) permiten calcular su corrección (T_i).

3.4.5.- Corrección isostática.

Es la que afecta a las masas profundas y es una corrección de valor mínimo y rara vez se realiza, ya que las variaciones isostáticas son de tal naturaleza que pueden ser incluidas en los efectos regionales y suprimidas por tanto, aislando los valores residuales desde la gravimetría regional (Dobrin, 1981).

3.4.6.- Controles de las mediciones y de los cálculos.

Con anterioridad al inicio de las campañas y durante las mismas, se realizaron las comprobaciones necesarias de los gravímetros; ajuste de niveles y sensibilidad, comprobación de la constante del aparato, la cual se realizó en las bases de la línea de calibración del IGN, así como controles de deriva en punto fijo o deriva estática.

Los controles realizados para mejorar la calidad de las mediciones a lo largo de las campañas y durante el proceso de cálculo fueron :

- Control en las lecturas del gravímetro y altímetro.
- Control en la ejecución de la corrección topográfica.

Estos controles permiten calcular el grado de precisión de los datos sobre los que se va a elaborar el mapa de anomalías de Bouguer.

En cuanto a las medidas gravimétricas, se realizaron un total de 74 repeticiones en diferentes programas de medidas, lo que representa un 9.5% de las 776 estaciones totales representadas en el mapa de anomalías de Bouguer. Al mismo tiempo, se realizaron las repeticiones de las medidas altimétricas sobre el mismo número de estaciones (Figura 3.5). El error cuadrático medio (Ecm) de las desviaciones en las repeticiones de las lecturas del gravímetro, ha sido ± 0.15 unidades de aparato, mientras que este error en las desviaciones del altímetro, leídas en metros directamente, han sido de ± 0.53 m.

Por último, en cuanto al control sobre la ejecución de la corrección topográfica, se han repetido un 9.5%, 11.5% y 10.1% de las estaciones correspondientes a las correcciones próximas, media y lejana respectivamente, lo que ha supuesto la repetición de un total de 159 estaciones. Los errores calculados como % del valor de corrección asignado a la estación, no superan en ningún caso el 15% establecido como límite por la Norma Gravimétrica (IGME-AITEMIN, 1982), (Figura 3.5).

3.- Gravimetría, método y técnicas.

El error cuadrático medio acumulado del mapa de anomalías de Bouguer se ha calculado por la suma de los errores medios parciales cometidos en 1) el posicionamiento, el cual afecta al cálculo de la gravedad normal, 2) en la elevación, que afecta a las correcciones de Bouguer y Fayé, 3) en las lecturas del gravímetro, y 4) en la ejecución de la corrección topográfica (Tabla 3.3).

Los errores cuadráticos medios y el error acumulado, permite adoptar una equidistancia entre isoanómalas de 1 mGal según la Norma gravimétrica Española de 1982 (IGME-AITEMIN, 1982).

Error	Error	Cálculo	Equivalencia en mGal.
Posición	± 50 m	Gradiente 0.8 mGal/km	± 0.04
Elevación	± 0.53 m	CF = 0.3086.h =	± 0.1635
		CB = 0.0419.d _R .h =	± 0.0592
Lectura gravímetro	± 0.15 u.a.	0.15 . k	± 0.015
Corr. topográfica	± 1.01 cmGal	-	± 0.01
Error acumulado			± 0.2877

Tabla 3.3.- Cálculo de errores.

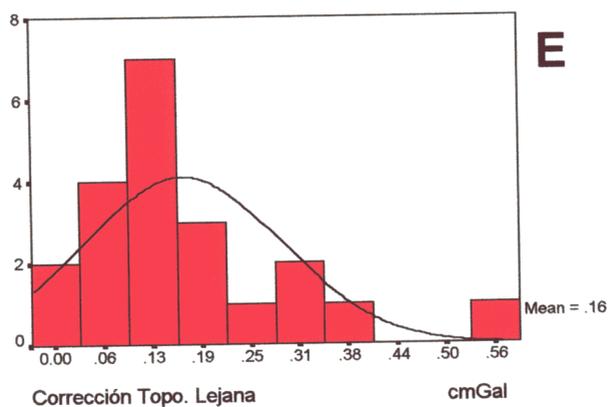
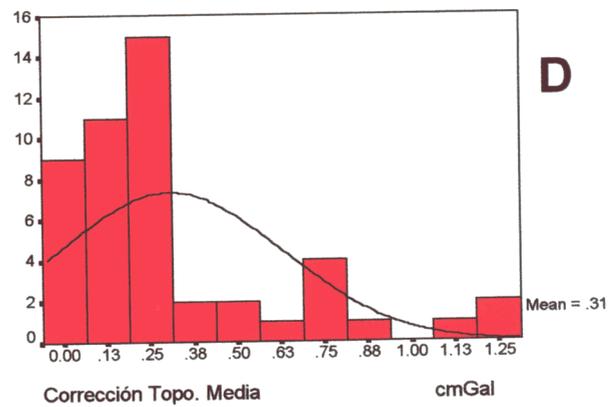
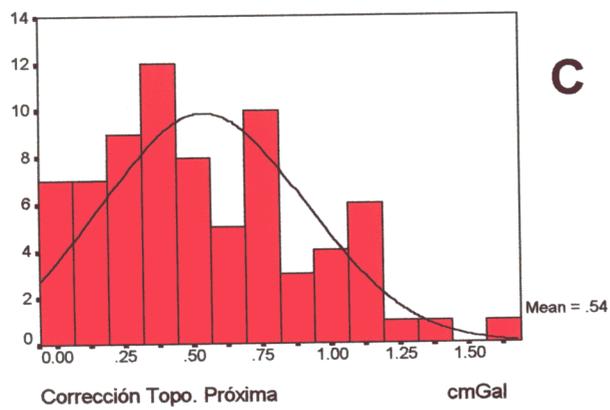
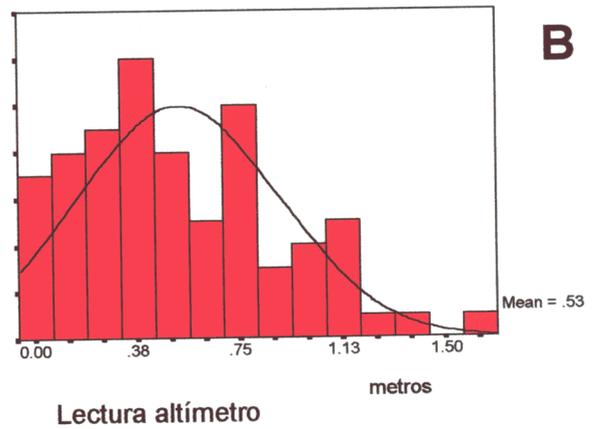
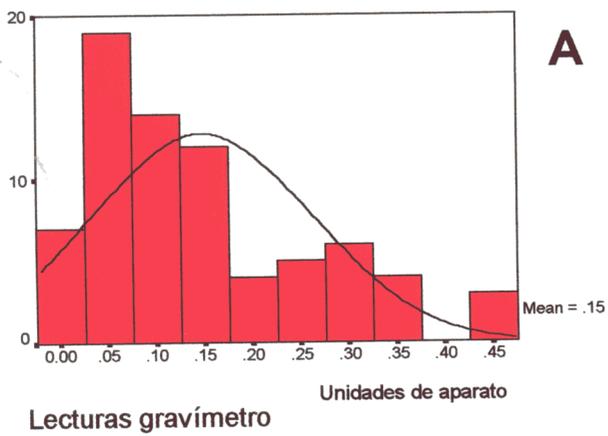


Figura 3.5.- Histogramas de repeticiones en la lectura del gravímetro (A) y altímetro (B) y en la ejecución de la corrección topográfica próxima (C), media (D) y lejana (E). Las medias calculadas corresponden a los errores medios cuadráticos.

3.5.- Cálculo de la anomalía de Bouguer.

La diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica, proporciona el valor de la anomalía de la gravedad en cada punto, o anomalía de Bouguer (Anexo II), de forma que se expresa como:

$$AB = g - Gt = g - (G_0 - (F - B \cdot d) Z - T)$$

donde:

AB = Anomalía de Bouguer.

g = Gravedad observada.

Gt = Gravedad teórica.

G₀ = Gravedad normal.

F = 0.30854 mGal/m, coeficiente de Fayé.

B = 0.04192 mGal/m, coeficiente de Bouguer.

d = Densidad de reducción (2.67 g/cm³).

Z = Cota de la estación.

T = Efecto del relieve.

Así todos los apartados de cálculo descritos anteriormente, han tenido como objetivo eliminar todas aquellas distorsiones sobre la anomalía resultante, que no tengan sentido geológico, y por lo tanto, los mapas resultantes de la anomalía calculada deben reflejar únicamente las variaciones de densidad del sustrato. El valor de la anomalía de Bouguer representa un valor que depende únicamente de la relación ($\sigma_{\text{reducción}} / \sigma_{\text{real}}$), y permite por tanto, trazar las curvas isoanómalas, en las que quedan reflejadas las variaciones de distribuciones de masas y de densidades de estas masas.

3.6.- Obtención del mapa de anomalías de Bouguer.

Para la realización del mapa de anomalías de Bouguer se han compilado un total de 776 estaciones, con una densidad de reducción de 2.67 g/cm^3 . La cobertura gravimétrica sobre un área de 4200 km^2 se extiende 70 km en dirección E-O y 60 km en dirección N-S, por lo que la densidad de estaciones es de 0.18 estaciones por km^2 (Figura 3.6).

El área limitada por las coordenadas $X_{\min}=716000$, $X_{\max}=786000$, $Y_{\min}=4326000$ y $Y_{\max}=4386000$ presenta valores de la anomalía de Bouguer que oscilan entre -45 y -4 mGal, los cuales se han interpolado mediante krigeage (kriging), cuyo objetivo consiste en encontrar el mejor ajuste lineal de una variable, siendo este método el que muestra mayor eficacia respecto al tiempo de ejecución y en el control y precisión de los datos.

Se ha elegido una malla de 2000 m de paso, generando una cuadrícula de 31 filas x 36 columnas y la interpolación se ha realizado con un radio de búsqueda de 10.000 m en todas las direcciones (búsqueda normal, limitada al número de puntos). Posteriormente, se ha trazado el mapa de isoanómalas de forma automática con una equidistancia entre curvas isoanómalas de 1mGal.

Se ha utilizado el método de suavizado de curvas por "esplines", ya que es el mejor para suavizar los contornos angulares eliminando de esta forma el ruido de los datos originales. El resultado es el mapa de anomalías de Bouguer de la figura 3.6.

Hay que tener en cuenta que las soluciones al trazado de las curvas isoanómalas, son finitas y que las diferencias en el método de trazado seguido, se van a reflejar sólo como pequeños matices y nunca en los rasgos principales.

Para la elaboración del mapa de anomalías de Bouguer se ha utilizado el paquete informático Surfer 3.2 (1994), el cual facilita el tratamiento de datos,

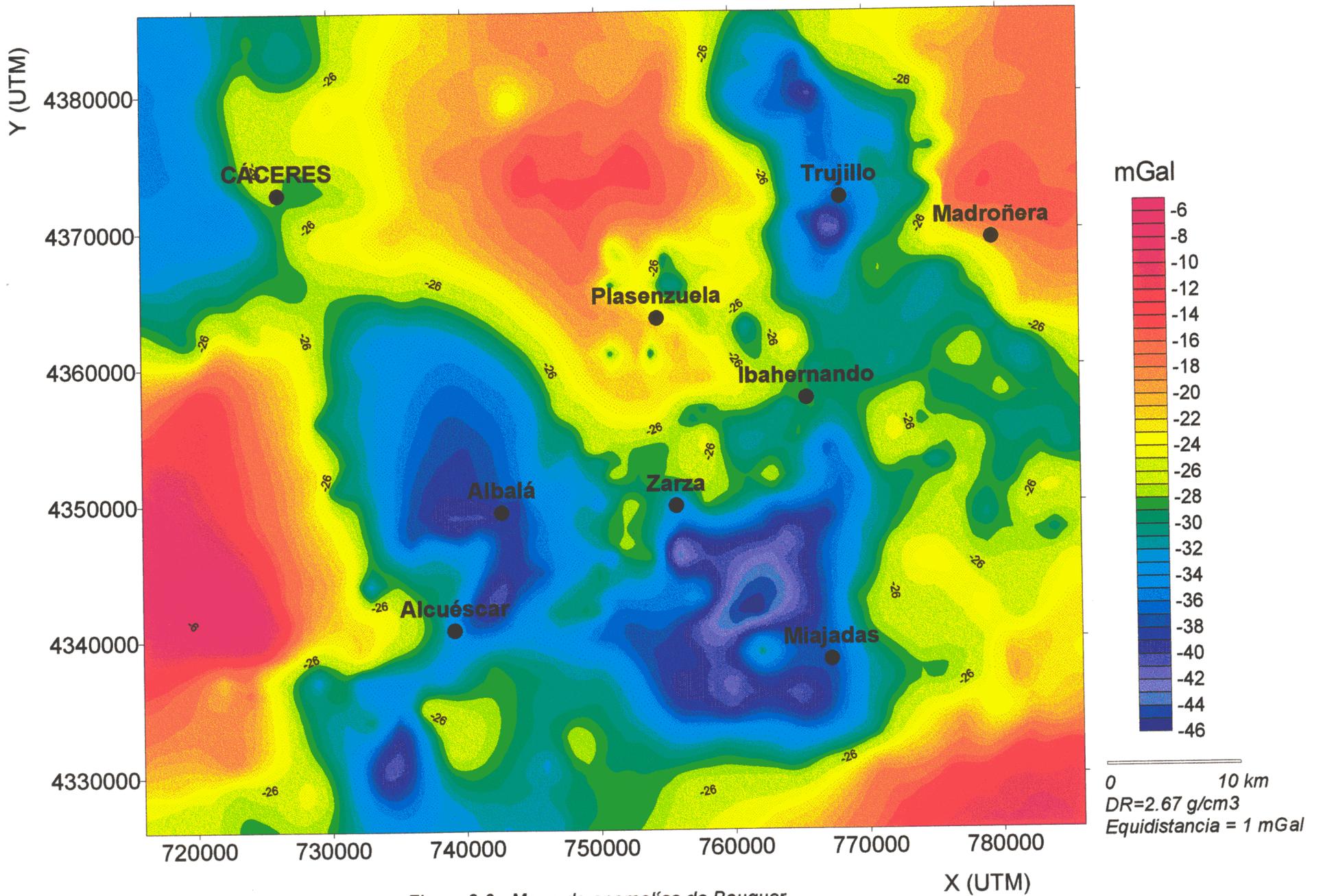


Figura 3.6.- Mapa de anomalías de Bouguer.

el control de puntos erróneos, la interpolación a mallas regulares y el dibujo y suavizado de los mapas resultantes. Además, posee unas salidas gráficas de gran calidad.

Hasta este punto, el trabajo geofísico desarrollado se ha centrado únicamente en el cálculo, reducción y elaboración de los datos, lo que debe ser y ha sido realizado con gran precisión y rigurosidad, ya que a partir del documento obtenido (el mapa de anomalías de Bouguer), comienza el proceso de interpretación. Los resultados que se obtengan de este segundo proceso de interpretación, dependerán por tanto, de la rigurosidad mantenida en la toma y reducción de los datos, así como de la representatividad de las muestras tomadas para la determinación de densidades, las cuales se aplicarán directamente como dato de partida en la modelización.

ABRIR CAPÍTULO 4

