

Inversión numérica 3D de datos gravimétricos procedentes de campañas marinas y de satélite. Aplicación a un área antártica

Emma SURIÑACH¹, E. Leticia FLORES-MARQUEZ² y René E. CHÁVEZ²

¹ Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, España. emma.surinach@ub.edu

² Instituto de Geofísica, UNAM, Cd. Universitaria, Circuito Exterior, 04510. México, D.F. México leticia @tonatiuh.igeofcu.unam.mx y exprene @tonatiuh.igeofcu.unam.mx

RESUMEN

Se presenta la modelización gravimétrica de la corteza oceánica en la zona de central del Pasaje del Drake, en la Fractura Shackleton (Antártida) a modo de ejemplo de aplicación de inversión numérica en 3D de datos de gravedad discutiendo los métodos utilizados. Los datos tratados corresponden a una campaña realizada por el barco oceanográfico español Hespérides y a la base «Global Gravity Grid and Global Sea Floor Topography» (GGSFT) (Sandwell y Smith, 1997). Se comentan y analizan las limitaciones de aplicación del Método de Factorización Espectral (Spector y Grant, 1970) que permite separar la contribución de las distintas fuentes de la anomalía de gravedad. En particular, en el caso de datos marinos y satelitales que hemos utilizado se considera el efecto negativo en el espectro radial de la mezcla indiscriminada de datos de diverso origen. Se comenta, también, el método de inversión utilizado basado en Parker (1973) y la utilización de la corrección de placa de agua (WPC) aplicada a la anomalía de Aire libre para la obtención de la anomalía Total, punto de partida del proceso de inversión.

Palabras Clave: Inversión numérica 3D, factorización espectral, Anomalía gravimétrica, gravedad satelital, topografía del Moho, corteza oceánica, Zona de Fractura Shackleton, Pasaje del Drake

3D Numerical Inversion of gravity data from marine surveys and satellite. Application to an Antarctic area

ABSTRACT

The gravity modelling of the oceanic crust of the central zone of Drake Passage in the Shackleton Fracture zone (Antarctica) is presented as an example of application of a 3D numerical inversion of gravity data. The methods used are discussed. The treated data are from the survey carried out by the Spanish R/V Hespérides and the data base of the «Global Gravity Grid and Global Sea Floor Topography» (GGSFT) (Sandwell & Smith, 1997). The limitations of the Spectral Factor Method (Spector & Grant, 1970) are discussed and analyzed. The Spectral Factor Method allows us to separate the contribution of the different sources to the gravity anomaly. In particular, in the case of marine and satellite data, which we used, we consider the negative effect in the radial spectrum of the indiscriminate combination of data of diverse origin. We also discuss the inversion method employed, which is based on Parker (1973), and the utilization of the water plate correction (WPC) applied to the Free Air anomaly to obtain the Total anomaly. This anomaly is the point of departure of the inversion process.

Keywords: numerical inversion 3D, spectral factor, gravity anomaly, satelital gravity, oceanic crust, Shackleton Fracture zone, Drake Passage

1. INTRODUCCIÓN

Durante muchos años, el estudio de las heterogeneidades laterales de la corteza ha sido de gran utilidad en la evaluación de recursos del subsuelo y de riesgos geológicos. Las anomalías del campo de gravedad terrestre juegan un papel importante en este aspecto. La versatilidad de los estudios gravimétricos radica en la posibilidad de realizarlos a diversas escalas, desde muy pequeñas, alrededor de 1 m, hasta varios kilómetros. En estudios geodésicos las anomalías se usan para definir la forma de la Tierra, mientras que en prospección geofísica son usadas para deducir las variaciones de masa (densidad) y, por ende, la estructura geológica del subsuelo con muy diversos fines. Por esta razón, los geofísicos intentan separar los efectos de gravedad que enmascaran las anomalías locales que son de interés para un estudio en particular. Resulta claro que un concepto fundamental en gravimetría es el de «anomalía gravimétrica» que, esencialmente, se define como la diferencia entre el efecto gravitacional de las masas terrestres y la generada por alguna distribución de masa de referencia (Hackney y Featherstone, 2003). Esta definición deja clara la ambigüedad del término, al mismo tiempo que da la posibilidad de calcular esta anomalía según convenga al caso en estudio, como veremos posteriormente.

Dentro de la aplicación de los métodos gravimétricos coexisten dos perspectivas: estudios geofísicos locales de detalle, con fines mineros, petroleros, determinación de basamentos de cuencas para caracterización de cuencas acuíferas etc., y las investigaciones regionales para definir la geometría estructural de zonas pertenecientes a la corteza inferior o el manto.

La calidad de la información obtenida a partir de cualquier prospección gravimétrica depende directamente de la calidad de los datos, tanto a nivel de cobertura como de precisión en la medida. No obstante, el criterio de calidad está en función de la resolución deseada en cada estudio en concreto.

De manera general, el conocimiento de los valores del campo de la gravedad terrestre ha ido mejorando con el tiempo como consecuencia de los avances tecnológicos en la instrumentación (gravímetros) y de la posibilidad de realizar un mayor número de observaciones. En lo que respecta a zonas marinas, objeto de estudio del presente artículo, podemos afirmar que en las últimas décadas el número de observaciones de datos gravimétricos ha aumentado de manera considerable. La incorporación de datos de satélite a las bases de datos gravimétricos globales ha hecho posible incrementar el número de observaciones de las zonas marinas en las que hasta hace dos décadas únicamente existían datos aislados. Actualmente, a nivel global, existen diferentes bases de datos con distintas coberturas. Una de las que podemos citar es la base de Sandwell y Smith (1997) que más adelante comentaremos.

Los cuerpos del subsuelo son las fuentes generadoras de la anomalía de la gravedad y contribuyen a ésta según sus dimensiones, profundidad y contraste de densidades en relación al medio que las rodea (medio de referencia). Por tanto, en lo que respecta al tratamiento e interpretación de las anomalías de gravedad para un estudio concreto, no toda la información contenida en las anomalías es

útil. Así, la información en detalle de alta resolución que necesitan los estudios de prospección (números de onda grandes en un espectro de potencias) no es relevante para los estudios que implican a toda la corteza (mayor longitud de onda en un espectro). Es necesario, por tanto, separar los distintos componentes del campo producidos por las distintas fuentes. De particular interés es el método estadístico propuesto por Spector y Grant (1970) (Método de Factorización Espectral) que permite separar la contribución de las distintas fuentes de la anomalía de gravedad en función del número de onda radial de la señal completa. Este proceso se realiza sin la necesidad de tener, a priori, conocimiento de la geometría de los cuerpos que las generan y de su contraste de densidad en relación al medio que las rodea. Dicho método está basado en el análisis del espectro de potencias de series de datos de gravedad, de manera similar al tratamiento que se da a las series temporales. Si bien el método fue propuesto para el estudio de mapas de anomalías aeromagnéticas, éste fue extendido al campo de gravedad. Es un método que, basándose en la prolongación de campo (continuación ascendente), trabaja en el dominio del número de onda en lugar del dominio espacial. Últimamente en la comunidad científica del ámbito de las Ciencias de la Tierra se ha extendido ampliamente la aplicación de dicho método. Una de sus ventajas es que permite conocer la profundidad media de los cuerpos generadores de las distintas componentes de la anomalía y no únicamente la separación de éstas. No obstante, como cualquier método adolece de limitaciones que es necesario conocer para evitar su uso indiscriminado. Algunas de ellas las comentaremos más adelante.

A la interpretación matemática y numérica de las heterogeneidades en las propiedades físicas del subsuelo se la denomina modelización. En particular, hasta hace cincuenta años, la interpretación de las anomalías de gravedad, o modelización gravimétrica, para obtener un modelo razonable desde el punto de vista geológico dependía exclusivamente de la experiencia del interpretador. Este proceso era llevado a cabo en función del conocimiento del área por el experto utilizando nomogramas (gráficos que relacionaban características estructurales en función de la gravedad) y cuerpos de geometría simple. El primer gran salto cuantitativo en el proceso de interpretación, se dio con el trabajo de Talwani et al., (1959). Este trabajo presentó por primera vez un algoritmo automatizado para obtener la contribución gravimétrica de cuerpos bidimensionales irregulares, liberando el proceso de interpretación de las estimaciones basadas en el cálculo de anomalía de cuerpos simples (esferas, láminas, etc.). Cabe mencionar que los procesos automatizados se incrementaron gracias a los desarrollos computacionales. A raíz del algoritmo presentado por Talwani et al., (1959) proliferaron gran cantidad de aplicaciones para la obtención de modelos de distribución de gravedad a partir de las anomalías gravimétricas observadas en campo. Una limitación de dicho algoritmo es la necesidad de que las estructuras geológicas sean bidimensionales, lo que impide la aplicación del método para la modelización de estructuras fuertemente tridimensionales.

A pesar de que Talwani y Ewing (1960) presentaron un algoritmo correspondiente a 3D, esta aplicación no ha sido demasiado utilizada en la interpretación

de anomalías gravimétricas de esta clase. Sin embargo, es importante hacer notar que este método se aplicó en el estudio de la estructura cortical de la Sierra Nevada en las Cordilleras Béticas. Este trabajo dirigido y supervisado por el Profesor Agustín Udías, dio lugar a una tesis de licenciatura (Suriñach, 1976) y a diversas publicaciones (Suriñach y Udías, 1977 y 1978).

Actualmente, el algoritmo original de Talwani et al., (1959) ha sido modificado por diferentes autores hasta extenderlo a la posibilidad de modelar cuerpos de 2D 1/2 que, si bien considera modelos bidimensionales, permite tomar en cuenta la extensión lateral de las estructuras anómalas. Esta modelización, no obstante, no es tan válida para interpretar estructuras fuertemente tridimensionales. Actualmente existen programas comerciales para la interpretación directa en 2D 1/2 que trabajan como cajas negras, no permitiendo conocer sus limitaciones de aplicación. En el mismo sentido existen en el mercado algunos programas de modelización directa en 3D.

Una alternativa más para la interpretación de datos gravimétricos es la inversión numérica de datos, que es un método eficaz para obtener de manera cuantitativa valores acotados de los parámetros físicos que definen los modelos estructurales. Quizás la Sismología es la rama de la Geofísica en que más ampliamente se aplican y están más desarrollados los métodos de inversión. Cabe hacer notar, que en España los primeros trabajos de investigación utilizando métodos de inversión se llevaron a cabo para definir los parámetros de la corteza en diversos lugares de la Península Ibérica a partir de datos sísmicos. Investigación también dirigida por el profesor A. Udías, lo que condujo a la realización de una tesis doctoral (Suriñach, 1980).

No obstante, también existen métodos de inversión numérica aplicados a los campos potenciales. Trataremos en este trabajo la obtención de modelos de distribución de densidades mediante procesos de inversión numérica de datos de anomalía de gravedad. Cuando el problema directo está resuelto, esto es, cuando es posible obtener un modelo matemático que razonablemente satisfaga el comportamiento geológico de una región de la tierra, es posible que, mediante algoritmos de inversión, se puedan ajustar a las observaciones (anomalías de gravedad) los parámetros de este modelo en particular (contraste de densidades, profundidad del techo del cuerpo y su geometría) de acuerdo a criterios matemáticos y físicos introducidos *a priori*. Es importante hacer notar que los procedimientos de inversión permiten seleccionar, de entre la colección de posibles modelos solución, aquellos que se ajusten mejor a las observaciones mediante criterios cuantitativos, como el de minimización de residuos, intervalo de variación de los parámetros a resolver, etc., siendo ésta una de sus ventajas. Una solución 'controlada', esto es, realizada bajo ciertas restricciones, puede disminuir el grado de ambigüedad en la solución, sobre todo en la interpretación de las anomalías gravimétricas (Chávez y Garland, 1985). Lo más importante en la aplicación de los métodos inversos, no es la búsqueda del modelo geológico-geofísico, sino la calidad de dicho modelo en términos de la resolución de los datos interpretados para llegar a una solución final que sea convergente.

Presentaremos en este trabajo, a manera de ejemplo, la modelización gravi-

métrica de una corteza oceánica realizada mediante procedimientos de inversión numérica de datos de gravedad en 3D en una región antártica. Además, se discutirá la forma en que se han combinado datos de gravedad satelital con datos de gravedad obtenidos en diferentes perfiles marinos, correspondientes a las diversas campañas realizadas por el barco oceanográfico español Hespérides (Flores-Márquez et al., 2003a, 2003b; Chávez et al., 2006; Suriñach et al., 2004).

La zona antártica presenta diversos procesos tectónicos en su corteza oceánica, por lo que en los últimos 30 años se han llevado a cabo por parte de instituciones de investigación pertenecientes a diversas naciones varias campañas científicas, tendentes a estudiar la geología y los procesos estructurales y tectónicos por medio de métodos geofísicos. Dentro de los diversos estudios en la Antártida se encuentran las campañas realizadas por el barco científico español B/O Hespérides que desde los inicios de la década de los noventa ha obtenido datos geológicos y geofísicos.



Figura 1. Situación de la zona de estudio dentro del contexto geológico del Arco de Scotia. Se muestran los principales rasgos tectónicos. Según Flores-Márquez et al. (2003a).

La zona de estudio se encuentra localizada en la zona del Pasaje del Drake (Fig. 1). En concreto, está comprendida entre 64.0° W y 59.5° W y entre 57.8° S y 59.5° S (Fig. 2). Allí se encuentra la intersección de la Zona de Fractura Shackleton y la Cresta Oeste de la Placa Escocia (*West Scotia Ridge*). En esta campaña en particular se realizaron medidas de gravedad, magnetismo y sonda batimétrica a lo largo de líneas, así como perfiles sísmicos de reflexión vertical en multicanal (Fig. 2). Información sobre la instrumentación del B/O Hespérides utilizada en ésta y otras campañas se puede obtener en <http://www.utm.csic.es/hesp equip.asp>.

2. DATOS GEOFÍSICOS

Durante las campañas antárticas en la zona del Pasaje del Drake se obtuvieron con el gravímetro marino Bell Aerospace Textron BGM-3 datos de gravedad cada 10 s de manera continua a lo largo de diversos perfiles. La resolución del gravímetro es de ± 1 mGal. No obstante, dada la resolución que necesitamos para nuestros estudios corticales, las lecturas se filtraron obteniendo 1 valor cada 3 minutos que, de acuerdo a la velocidad del buque, se traduce en un intervalo de muestreo de 300 m, aproximadamente. Los valores de anomalía de Aire libre se obtuvieron a partir de estos datos de gravedad utilizando el programa Lanzada (Carbó, Universidad Complutense de Madrid, comunicación personal). Este programa realiza la reducción y las diversas correcciones a las observaciones teniendo en cuenta los parámetros de navegación (para mayores detalles ver Maldonado et al., 2000 y Galindo- Zaldívar et al., 2000).

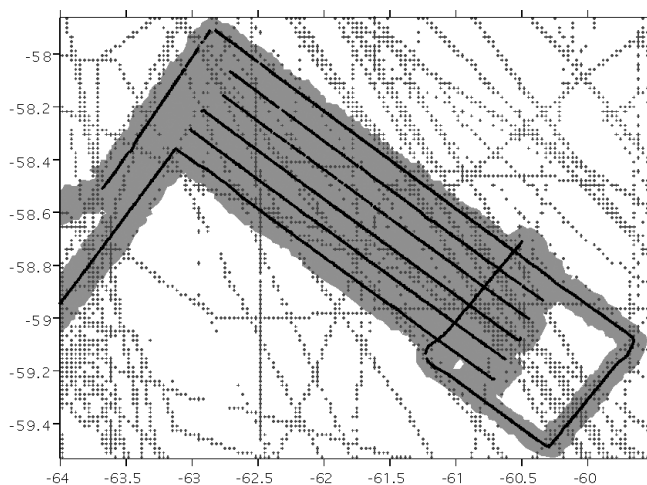


Figura 2. Mapa de situación en la que se indican las trayectorias (líneas negras) en las que se ha obtenido datos geofísicos con el B/O Hespérides. Sombreado gris: zona con batimetría de detalle. Trazas grises: localización de trayectorias marinas de la base GGSFT de las que se ha usado información.

En zonas marinas, la topografía del fondo marino tiene una fuerte contribución en la anomalía de Aire libre. Por ello, en estudios corticales en mar es muy importante disponer de una topografía de fondo marino a gran resolución para eliminar su efecto en la anomalía. En nuestro caso consideramos la información aportada por la sonda batimétrica incorporada al B/O Hespérides que permite realizar levantamientos batimétricos de alta resolución, cobertura y precisión del fondo marino. Si bien la cobertura de datos en la zona de estudio, tanto de gravedad como de batimetría, es muy buena, además de los datos obtenidos en las campañas, se han utilizado los valores de anomalía de Aire libre y de topografía marina de la malla global «Global Gravity Grid and Global Sea Floor Topography» (GGSFT) (Sandwell y Smith (1997) (Fig. 2). Esta inclusión hace posible ampliar la zona de estudio para eliminar posibles problemas de contorno en los procesos de tratamiento e inversión de datos.

La malla global de datos de gravedad GGSFT se basa en los datos desclasificados (junio 1995) de altimetría del satélite GEOSAT y de datos de fase del satélite ERS1 (phase mapping), así como de datos de altimetría procedentes de trazas ampliamente separadas del satélite TOPEX/POSEIDON. En lo que respecta a datos de gravedad, Sandwell y Smith (1996 y 1997) convirtieron los perfiles de altimetría en mallas de gradiente vertical de la gravedad y en anomalía de gravedad. El proceso es complejo e incluye la supresión del error de la órbita de gran longitud de onda y la atenuación de onda corta debida a profundidad de océano. Sobre cada traza de órbita se lleva a cabo una suma (stacking) de todos los datos a lo largo de la traza; posteriormente se realiza un proceso de interpolación y de conversión a una malla de valores de gravedad. Yale et al., (1998) y Green y Fairhead (1998) describen de forma detallada las restricciones de uso de los datos de satélite para obtener información de gravedad. Estos autores mencionan que la resolución de la longitud de onda viene determinada por el nivel de filtrado que se usa en el proceso. La última versión (Version 11.1) tiene una resolución de 14.4 km en altas frecuencias. Una evaluación de la malla de datos de gravedad a partir de la diferencia, en el sentido de mínimos cuadrados (rms), entre datos de gravedad procedentes de satélite y los obtenidos en tres perfiles marinos mostró diferencias de entre 3 y 7 mGal (ver README de <http://topex.ucsd.edu> y Yale y Sandwell, 1999). Las últimas actualizaciones de la base de datos (febrero 2006) mantienen las mismas características aunque en esta versión se ha mejorado el nivel de ruido en un 40%.

La malla global de topografía de fondo oceánico es un mapa de predicción batimétrica obtenida a partir de los datos de altimetría de satélite (GEOSAT/GM, ERS1/2 y Topex/Poseidon) y de la batimetría de travesías marinas. Smith y Sandwell (1994) utilizaron estos datos para predecir la batimetría en una banda de longitudes de onda entre 15 y 160 km. Posteriormente, incorporando los datos de travesías de barco obtenidos en los últimos 30 años a los de altimetría de satélite pudieron obtener una resolución horizontal de 1 a 12 km (Smith y Sandwell, 1997). El análisis de esta base de datos incluyó: filtrado, corrección por compensación isostática, prolongación de campo, análisis estadístico e inversión incluyendo como restricción las medidas de profundidad obtenidas en travesías de

barco. La base de datos permite, además, situar geográficamente los datos existentes, por lo que es posible tener un control de la cobertura de éstos. En la Figura 2 está representada la localización de los datos de la base GGSFT de la zona considerada en este trabajo.

Como ya se ha indicado anteriormente, los datos obtenidos en la campaña fueron combinados con los de la base de datos GGSFT para crear una base común de datos de gravedad y otra de datos de anomalía de Aire Libre. Para tener una estimación de las diferencias entre los datos obtenidos de la base GGSFT y de las observaciones realizadas en barco, se llevó a cabo un análisis de viabilidad del proceso. Este consistió en realizar una correlación lineal entre los valores de anomalía de Aire libre procedentes de la base GGSFT y de las campañas. Se obtuvo un buen coeficiente de correlación (0.997) y una desviación estándar en el ajuste lineal de 2 mGals, que consideramos adecuada, en función de la precisión con que planteamos el estudio (Fig. 3).

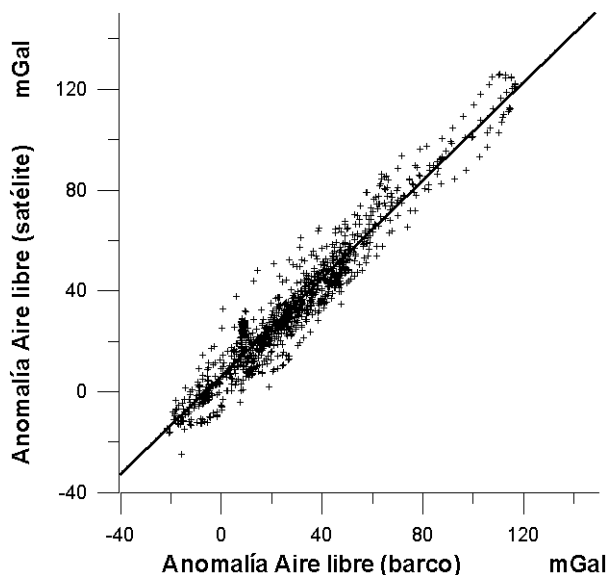


Figura 3. Correlación de datos de anomalía de Aire libre procedentes de satélite (GGSFT) y del B/O Hespérides.

Para evitar el llamado efecto de ‘circularidad’, que consiste en la definición de un parámetro en función de otros, en los que se encuentra el parámetro deseado (en particular la batimetría), fue necesario tomar en cuenta únicamente los datos batimétricos procedentes de campañas marinas (tanto nuestras como los de la base de datos GGSFT) y no las profundidades obtenidas a partir de métodos de predicción con los datos de satélite. Con los datos de las nuevas bases cons-

truidas se crearon, mediante procesos de interpolación, utilizando el método de Krigging, las mallas de anomalía de Aire libre y de batimetría con un intervalo de malla de $D_x = 2.0$ km y $D_y = 1.5$ km. A los datos gravimétricos de la campaña se les dio doble peso respecto a los de la base GGSFT.

3. PREPARACIÓN DE DATOS- CÁLCULO DE LA ANOMALÍA TOTAL

Nuestro propósito es obtener información de la estructura cortical a escala regional de una zona oceánica a partir de las anomalías de gravedad observadas en superficie en la banda de números de onda ($K = 2\pi/\lambda$) bajos. El análisis de las anomalías de gravedad nos permitirá obtener, de manera indirecta, las variaciones de densidad en relación a una estructura homogénea de referencia considerada como normal. En nuestro caso, estamos interesados en estudiar las variaciones en la anomalía de gran longitud de onda que asociamos a la topografía de la discontinuidad de Moho.

Tradicionalmente, estas estructuras se obtienen a partir de la anomalía de Bouguer en zonas continentales y de la anomalía de Aire libre en zonas marinas. No obstante, ya se ha comentado la influencia de la topografía del fondo del mar en la anomalía de Aire libre debido al efecto de la capa de agua existente entre el fondo irregular y el geoide (p.ej. Vanicek y Krakiwsky, 1986). Por lo que se puede observar en mapas de esta índole, la topografía del fondo marino se refleja en los mapas de anomalía de Aire libre. En la Figura 4 se puede observar este fenómeno en el mapa de anomalías de Aire libre de la zona aquí considerada. Así, los valores máximos de la batimetría (4600 m) se corresponden con los valores mínimos en la anomalía de Aire libre (-40 mGals), mientras que hay una correlación entre las zonas más someras (2000 m) y los máximos de la anomalía (120 mGals). En consecuencia, para obtener la estructura de la corteza es necesario eliminar este efecto. Si bien es posible realizar una interpretación que incluya la contribución de la topografía a los valores de la anomalía, una manera de abordar el problema es eliminarla antes de proceder a la obtención de un modelo gravimétrico. Este es el procedimiento que hemos preferido seguir en el proceso de interpretación, de acuerdo con el algoritmo de inversión utilizado en este trabajo. Para ello, hemos «reducido» la anomalía de Aire libre para construir la anomalía Total de manera que todas las contribuciones de gravedad no debidas a la interfase Manto-Corteza se eliminen. Este proceso se conoce como '*stripping*' (Abdoh, et al., 1990), y consiste en eliminar los efectos correspondientes a las capas geológicas que se encuentran por encima de la estructura que se intenta determinar (ver Chávez y Garland, 1985). Un proceso similar fue llevado a cabo por Worzel (1965) en 1947 en un estudio marino en la costa este de Estados Unidos para determinar la geometría de la interfase Corteza-Manto para el caso de un perfil 2D gravimétrico en el mar.

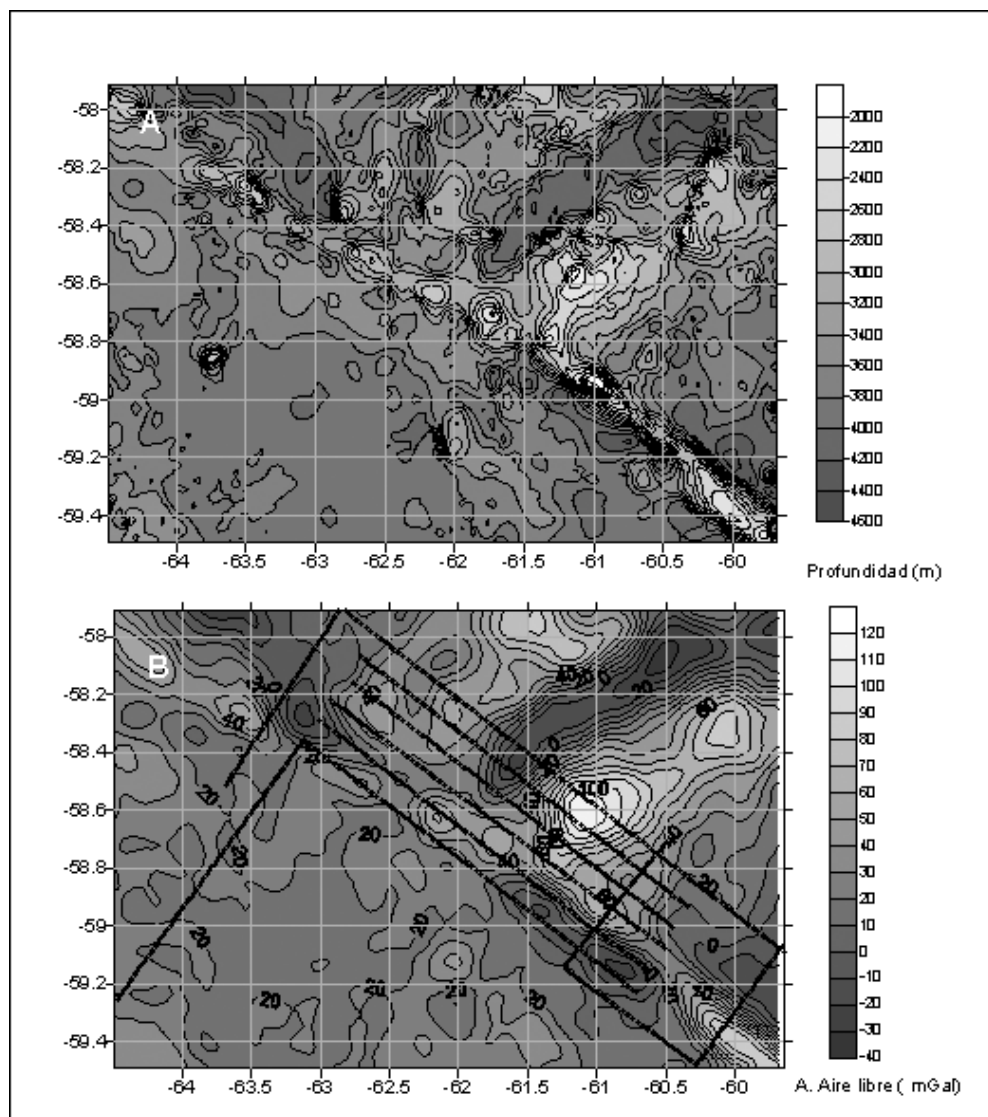


Figura 4. A) Mapa batimétrico (m) de la zona considerada en este estudio y B) Mapa de anomalía de Aire libre (mGal) con las trayectorias realizadas por el Hespérides en la obtención de datos. Los mapas han sido obtenidos a partir de la integración de datos de la base GGSFT (Sandwell y Smith, 1997) con los obtenidos en la campaña del B/O Hespérides.

Con este objetivo, hemos aplicado la corrección de placa de agua (WPC) (Flores-Márquez et al., 2003a, 2003b; Chávez et al., 2006) para eliminar el efecto de la topografía del fondo del mar en la anomalía de Aire libre. Hemos cons-

truido una corteza teórica reemplazando el agua del mar por corteza oceánica. Así, la corteza obtenida tiene como límite superior el nivel del mar y como fondo la base de la corteza. Paralelamente hemos corregido la anomalía de Aire libre por WPC para obtener una Anomalía Total «teórica» correspondiente a esta nueva corteza.

Para realizar esta corrección nos hemos inspirado en la obtención de la anomalía de Bouguer mantélica utilizada para estudios en dorsales intra-oceánicas (p.ej.: Prince y Forsyth, 1988; Kuo y Forsyth, 1988; Lin et al., 1990; Escartín y Lin, 1995; 1998). No obstante, la manera de obtener la anomalía de Bouguer mantélica y su significado son completamente distintos. En efecto, en estos casos, debido a la forma como se construye la anomalía de Bouguer mantélica (suponiendo una corteza de densidad constante, cuya base también se encuentra a profundidad constante y eliminando toda la contribución por encima de ella) las anomalías de gravedad se suponen generadas por irregularidades en el manto. En nuestro caso los valores y forma de la anomalía Total obtenida a partir de la WPC se atribuyen a irregularidades en la corteza y no al manto. Esta suposición es adecuada ya que en la zona considerada no existen sedimentos debido a la corriente antártica (Galindo-Zaldívar et al., 2000). En caso de existir sedimentos es necesario hacer otro tipo de corrección para eliminar el efecto de la capa de sedimentos. Chávez et al., (2006) describen más detalladamente este tipo de efecto en la interpretación de datos gravimétricos procedentes de la Cuenca Powell. En esta región, existe una capa de sedimentos que cubre la parte superior de la corteza (Rodríguez-Fernández et al., 1997)

El método utilizado para el cálculo de la corrección de placa de agua WPC se basa en el método propuesto por Parker (1995) y ampliado en Flores- Márquez et al., (2003a, b). Esta metodología es una modificación del método propuesto por el mismo autor (Parker, 1973) para calcular el efecto de la topografía del fondo marino en las medidas de gravedad reducidas al nivel del mar. La corrección se obtiene sobre la malla de datos de batimetría anteriormente obtenida. La principal ventaja de ambos métodos, respecto a las formas convencionales de estimación de gravedad por suma de atracciones de prismas (Talwani et al., 1959), es la reducción del trabajo computacional debida al uso de la transformada de Fourier. En esta transformación, la forma exponencial que aparece en las integrales queda transformada en una serie de potencias de h (la altura o profundidad topográfica) que en un número reducido de iteraciones reproduce la atracción del estrato. Este método presenta dificultades de aplicación cuando los valores de profundidad (h) son del mismo orden que el tamaño de la malla elegida para la construcción de la base de datos. Para realizar este proceso es necesario elegir un nivel de referencia de corrección 0 mGals que, de acuerdo con Parker (1995), corresponderá al nivel promedio de la profundidad del mar en la zona de estudio.

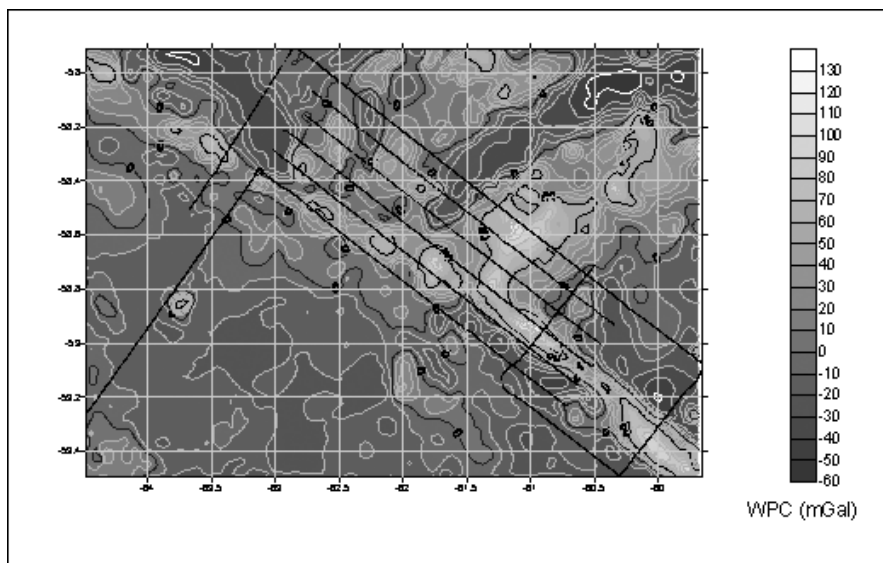


Figura 5. Valores de la corrección por la capa de agua (WPC) utilizando el método propuesto por Parker (1995) con las trayectorias realizadas por el Hespérides en la obtención de datos. En el cálculo se ha considerado la batimetría de la base de datos integrados. Isolíneas cada 10 mGal.

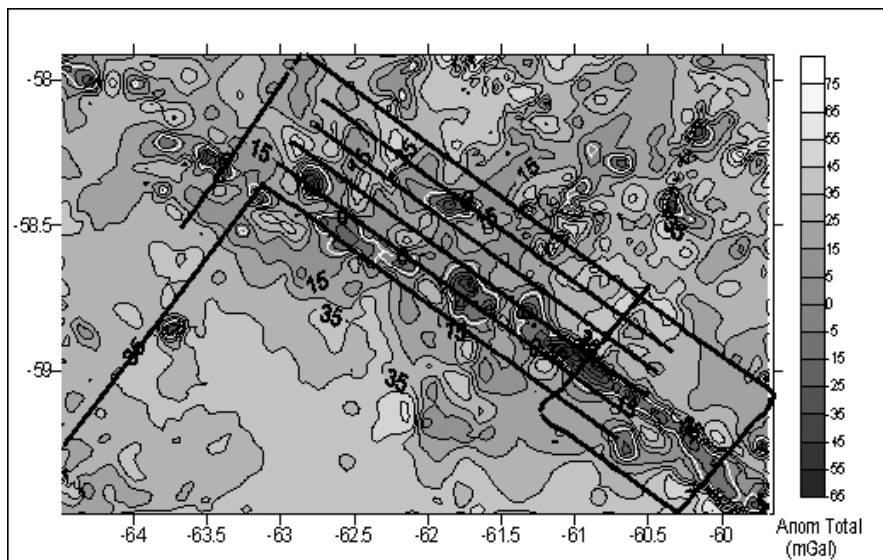


Figura 6. Anomalía gravimétrica Total (mGal) obtenida de la reducción de la anomalía de Aire libre por placa de agua con las trayectorias realizadas por el Hespérides en la obtención de datos. Isolíneas cada 10 mGal.

Los valores de la corrección WPC dependen de los valores atribuidos a las densidades del agua de mar y corteza. Así, se consideraron diversos valores para la densidad de la corteza oscilando entre 2700 y 2900 kg/m³ y de 1030 kg/m³ para la densidad del agua. En la Figura 5 se muestra el mapa correspondiente a la corrección de placa de agua. Los valores de la corrección oscilan entre 135 y 60 mGals. Las líneas isoanómalas siguen aproximadamente la misma geometría que las isobatas, aunque no coinciden exactamente debido al efecto lateral de la atracción gravitatoria de las masas circundantes en cada punto. Esta corrección de placa de agua se aplica a la anomalía de Aire libre para la obtención del mapa de anomalía Total, que ya reflejará las anomalías corticales.

Podemos simplificar la obtención de la Anomalía Total aplicando a cada punto

$$gT = F.A. - g_{w-c} \quad (1)$$

siendo gT la nueva anomalía Total, $F.A.$ la anomalía de Aire libre del punto y g_{w-c} la contribución de toda la masa corregida.

La Figura 6 muestra el mapa de anomalía Total obtenido. En él se observa la desaparición del efecto de la batimetría, mostrándose más irregular como consecuencia del comportamiento estructural a profundidad de la corteza y de los cuerpos que en ella se encuentran. Los valores oscilan entre -65 y 70 mGals.

4. ANÁLISIS DE LAS ANOMALÍAS Y SEPARACIÓN DE COMPONENTES

Como ya se ha indicado en la introducción, no toda la información contenida en el mapa de anomalía Total es de interés en el proceso de interpretación. En nuestro caso, la información que nos interesa es la relativa a la estructura cortical profunda. Siguiendo a Gupta y Ramani (1980) y a Suriñach y Chávez (1996), la componente de la anomalía de números de onda bajos debe contener el efecto de las estructuras profundas. Se hace necesario, entonces, aislar esta banda en el espectro de la anomalía Total. En particular, el método de factorización espectral (Spector y Grant, 1970) ha demostrado ser de gran utilidad para obtener los principales números de onda contenidos en el mapa de anomalía Total. Siguiendo una vez más a Gupta y Ramani (1980) y a Suriñach y Chávez (1996), se puede expresar el logaritmo del espectro de potencia $\langle \tilde{E}(\mathbf{k}) \rangle$ de los datos de anomalía de gravedad en función del número de onda como una relación lineal:

$$\ln \langle \tilde{E}(\mathbf{k}) \rangle = \ln E_0(\mathbf{K}) - 2z\mathbf{K} \quad (2)$$

donde \mathbf{K} es el número de onda y z es una estimación promediada de la profundidad del techo de la estructura anómala. Naidu y Mishra (1972) demostraron que promediando el espectro de potencia bidimensional en anillos concéntricos (recordemos que nuestros datos constituyen un mapa), éste puede ser transformado a una representación en una dimensión. Por ello, hemos calculado el espectro de esta manera utilizando el número de onda radial $\mathbf{K}=2(u^2 + v^2)^{1/2}$ donde u y v son los números de onda en las direcciones del plano (x, y).

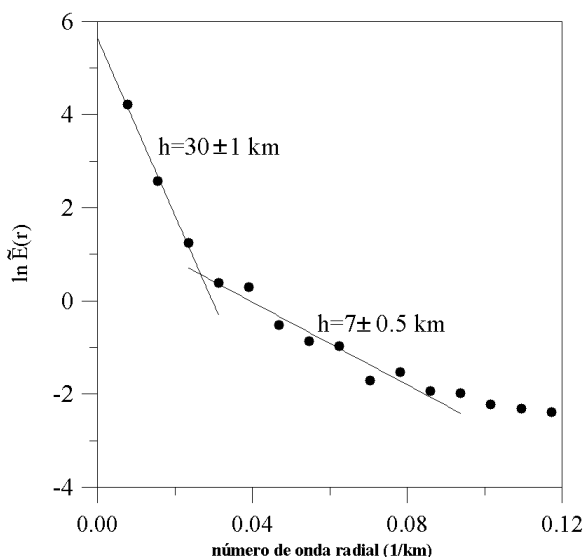


Figura 7. Espectro radial que corresponde al mapa de anomalías de Bouguer de una corteza continental (NE de la Península Ibérica) (según Suriñach y Chávez, 1996). Las dos rectas ajustadas corresponden a una discontinuidad intra-cortical y a la base de la corteza (Moho).

En el caso de existir más de una fuente anómala a distinta profundidad, existiría un ‘rompimiento’ en la gráfica del espectro de potencia. Un ajuste lineal en los diferentes dominios de \mathbf{K} permitiría obtener las distintas profundidades fuente. Un ejemplo de este caso se muestra en la Figura 7, correspondiente a Suriñach y Chávez (1996) que presenta un espectro que corresponde al mapa de anomalías de Bouguer de una corteza continental (NE de la Península Ibérica). Se pueden establecer dos intervalos diferentes en el dominio del número de onda, que corresponden, uno a la base de la corteza (~ 30 km) y el segundo a la corteza intermedia (~ 7 km) como fuentes, respectivamente. El efecto regional (Corteza-Manto) puede estimarse en el intervalo ~ 40 km ($\mathbf{K} < 1/0,025 \text{ km}^{-1}$). Es importante hacer notar que el contenido en números de onda de la anomalía no solamente depende de la profundidad de las fuentes, sino también de su tamaño, haciendo complejo el proceso de separación como Spector y Grant (1970) muestran en su trabajo.

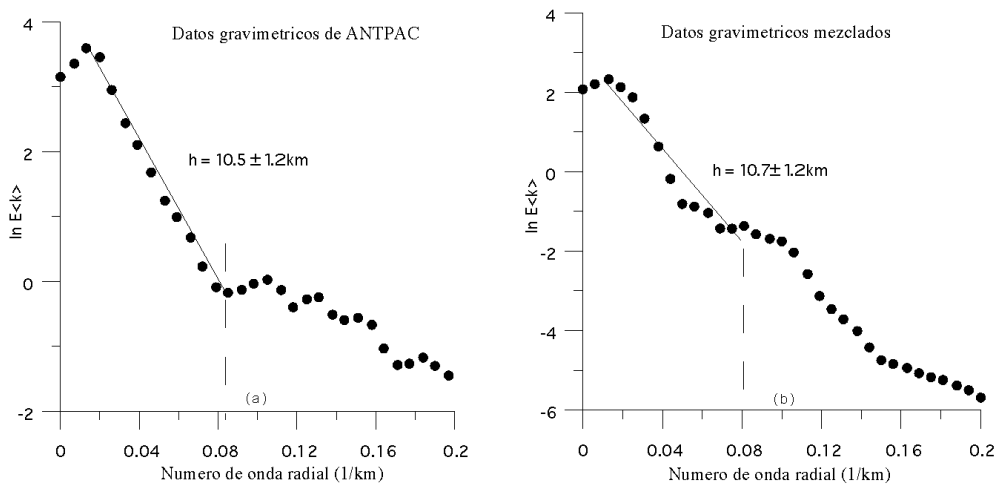


Figura 8. Gráficas del espectro de potencias radial de la anomalía gravimétrica total en función del número de onda: izquierda: a) datos de la campaña con el B/O Hespérides y derecha: b) datos de la base de datos integrados GGSFT + campaña. En ambos casos se muestra la regresión lineal para obtener la profundidad promedio.

En el caso de corteza oceánica el proceso de separación entre los distintos componentes de la anomalía es aun más complejo (Flores-Márquez et al., 2003a, 2003b) que en casos de estudios de corteza continental y estudios locales (Gupta y Ramani, 1980; Suriñach y Chavez, 1996). Las anomalías gravimétricas, para el caso de corteza oceánica, corresponden a estructuras más superficiales que en la corteza continental al ser aquella más delgada. Por lo tanto, las gráficas que muestran la relación entre el espectro de potencias en función del número de onda son relativamente más confusas. Esto se debe principalmente a que, por un lado, al estar las estructuras a menor profundidad, la anomalía (más superficial) tendrá información en números de onda elevados y por otro, la pendiente de la recta correspondiente será más suave pudiendo superponerse la señal correspondiente a las estructuras con el ruido producido por la topografía del fondo del mar y las diversas correcciones realizadas. Como ejemplo, observemos el espectro de potencia del mapa de anomalía Total de la zona oceánica considerada en este estudio (Fig. 8a). Dado que se ha eliminado mediante la corrección de placa de agua (WPC) la discontinuidad correspondiente a la topografía del fondo del mar (el nivel medio es 3,6 km) el primer dominio observado en el espectro de las anomalías debe ser el correspondiente a la base de la corteza (~ 10 km). Podemos observar que en el dominio del número de onda la corteza oceánica ($h \sim 10$ km) se corresponde con la capa intermedia de la corteza continental (Fig. 7) y coincide con el número de onda de corte ($K \sim 0,08$ 1/km). Además, las profundidades estimadas a partir de las pendientes ajustadas a cada región son también similares.

A continuación mostramos otra característica que se presenta en los espectros de zona marina cuando se mezclan datos marinos con datos satelitales. En la Figura 8 se presenta, para la misma zona geográfica estudiada (Fig. 2), el espectro de potencia de la anomalía Total correspondiente a los datos de gravimetría marina (obtenidos a nivel del mar) (Fig. 8a) y el espectro correspondiente a la malla construida con la mezcla de los datos marinos y los datos satelitales (Fig. 8b). Obsérvese que, si bien la zona de estudio es la misma, las diferencias en los espectros son evidentes. La existencia de dos fuentes gravimétricas distintas esta clara en la Figura 8a (dos rectas con pendiente diferente), no observándose tan claramente en la Figura 8b. Aunque las profundidades deducidas para la interfase Corteza-Manto son del mismo orden en ambas gráficas, en el intervalo $0,08 \text{ km}^{-1} < \mathbf{K} < 0,12 \text{ km}^{-1}$ aparece un comportamiento no habitual en el espectro. Éste puede deberse a que los datos de satélite introducen un efecto particular, probablemente debido a las correcciones realizadas, en cuanto a ajustes orbitales, correlaciones e interpolación de estas observaciones. Este efecto enmascara casi por completo la señal que proviene de fuentes gravimétricas más cercanas a la superficie, que sí se bosquejan en la Figura 8a. Por otro lado, es importante recordar que la resolución de la base de datos GGSFT incorporada a los datos de campaña no es inferior a 14 km ($0,07 \text{ km}^{-1}$). La falta de definición en la separación de los dominios debe estar asociada a la resolución de estos datos. Por lo tanto, concluimos que la distinta procedencia de los datos de anomalía de las dos bases no permite su agregación directa para realizar un análisis espectral, siendo necesario hacer un análisis de la información mucho más cuidadoso. Además de realizar un estudio de control de calidad en la agregación de datos de diversas bases, como el realizado por nosotros (Fig. 3) hay que tener en cuenta su procedencia. En nuestro caso, la buena correlación de datos de las dos bases permitía combinarlos para crear una base común de gravedad, pero su distinta procedencia no permite su agregación para realizar un análisis espectral.

La ambigüedad en las soluciones de modelos gravimétricos se hace patente en este ejemplo. La aplicación de un proceso de filtrado para separar las señales regionales del ruido o efectos no-reales, como es el caso, conlleva a obtener una anomalía regional o residual única (Gupta y Ramani, 1980). Sin embargo, otro tipo de ajuste numérico, otra selección del número de onda de corte nos llevará a una solución diferente de la anterior. Estos métodos deben de aplicarse con cuidado, de tal forma que sea posible obtener una solución razonable, en términos de las anomalías gravimétricas que reflejen el efecto que se desea interpretar.

Cabe mencionar que la selección de los valores de corte depende del análisis e interpretación del espectro de potencias. Con un filtrado (tipo Butterworth) hemos podido eliminar las componentes de alta frecuencia en el mapa de anomalía Total obtenido a partir de los datos de la campaña marina y seleccionar la componente «regional» de las anomalías con longitudes de onda mayores de 12 km y profundidad media aproximada de 10 km, que servirá para realizar el proceso de inversión de profundidades.

5. PROCESO DE INVERSIÓN / MODELO 3D

Los métodos de inversión numérica permiten obtener estructuras responsables de las anomalías observadas en relación a una estructura de referencia bajo ciertas restricciones o condiciones a la frontera. En nuestro caso, las distribuciones anómalas de masa (densidad) que causan las anomalías de la componente vertical de la gravedad. En general, la causa de las anomalías son distintas distribuciones 3D de densidad variable situadas a distintas profundidades.

El método escogido para interpretar los datos gravimétricos se ejecuta en el dominio de Fourier. El esquema matemático está basado en un proceso desarrollado por Parker (1973) para calcular el efecto gravimétrico de una placa bidimensional deformada $h(x,y)$ alrededor de una profundidad de referencia z_0 , y con un contraste de densidad ($\Delta\rho$), constante. Esta suposición es aquí adecuada, pues suponemos que son las variaciones en la topografía de la base de la corteza las causantes de la anomalía observada. Recordemos que a través de la corrección placa de agua (WPC) hemos eliminado los efectos de batimetría y sedimentos. Además, es válido suponer que la estructura de la interfase corteza-manto tiene variaciones geométricas suaves, que corresponden a la región de números de onda bajos.

Siguiendo a Grant y West (1965), la expresión de la atracción gravitacional en un punto de la superficie, $z = 0$, correspondiente a una capa bidimensional con topografía $h(x,y)$ y densidad $\Delta\rho$ situada a profundidad $z = z_0$ es:

$$\Delta g(x, y) \cong -G\Delta\rho z_0 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(x', y') \frac{dx' dy'}{\left[(x - x')^2 + (y - y')^2 + z_0^2 \right]^{3/2}} \quad (3)$$

donde (x, y) es un punto sobre el mapa ($z = 0$) y G la constante de gravitación universal, suponiendo que $h(x', y') \ll z_0$. Interesa entonces conocer $h(x,y)$ a partir de $\Delta g(x,y)$.

Aplicando la transformada de Fourier a la expresión (3) se obtiene (Parker, 1973)

$$\Delta \hat{g}(\mathbf{K}) = -2\pi G \Delta \rho e^{-|\mathbf{K}|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\mathbf{K}|^{n-1}}{n!} \hat{h}(\mathbf{K}) \quad (4)$$

donde $\Delta \hat{g}(\mathbf{K})$ y $\hat{h}(\mathbf{K})$ son las Transformadas de Fourier de la atracción gravitacional (datos observados) y de la topografía respectivamente, y $\mathbf{K} = 2(u^2 + v^2)^{1/2}$, siendo u y v los números de onda en las direcciones del plano (x, y) .

La resolución de la ecuación (4) para obtener $\hat{h}(\mathbf{K})$ implica la solución de un problema no-lineal (Oldenburgh, 1974). No obstante, Pilkington y Crossley (1986) mostraron que el término $n=1$ podía ser una buena aproximación para una solución inicial en el caso de linealizar el problema. Así, para $n=1$ la ecuación (4) queda como

$$\Delta\hat{g}(\mathbf{K}) = -2\pi G\Delta\rho e^{-|\mathbf{K}|z_0} \hat{h}_0(\mathbf{K}) \quad (5)$$

y $\hat{h}_0(\mathbf{K})$, mediante inversión, como

$$\hat{h}_0(\mathbf{K}) = -\frac{\Delta\hat{g}(\mathbf{K})}{2\pi G\Delta\rho} e^{|\mathbf{K}|z_0} \quad (6)$$

La solución final $\hat{h}_0(\mathbf{K})$ se obtendrá mediante un proceso iterativo de convergencia bajo el criterio de mínimos cuadrados (residuo mínimo).

$$\Delta\hat{h}(\mathbf{K}) = \Delta\hat{h}_0(\mathbf{K}) - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|\mathbf{K}|^n}{n!} \hat{h}(\mathbf{K}) \quad (7)$$

Una vez obtenido $\hat{h}_0(\mathbf{K})$ a partir de la transformada inversa es posible obtener la $h(x,y)$ requerida.

La convergencia del proceso no es inmediata dada la dependencia exponencial de \mathbf{K} en (6) que implica grandes valores para altas frecuencias que pueden conllevar hacia una solución divergente. Diversos autores han afrontado este problema de falta de convergencia (Oldenburgh, 1974; Kienniewicz y Luyendyk, 1986; Abdoh et al., 1990) mediante la aplicación de filtros tanto en el dominio del espacio como en el de número de onda para obtener convergencia en la solución.

En nuestros trabajos utilizamos las características del espectro de potencia para acotar la profundidad de referencia h_0 . Por otro lado, el filtrado que hemos realizado previamente a las anomalías para separar la componente regional favorece las condiciones de convergencia. Este filtrado, siguiendo a Granser (1986) determina la profundidad máxima M de las variaciones sobre el nivel de referencia $M = \max|h(x,y)|$ ya que se puede aproximar a $M = \ln 2 / \mathbf{K}$.

Obsérvese también la dependencia en (6) del contraste de densidades $\Delta\rho$. Kieniewicz y Luyendyk (1986) suponen el contraste de densidad como una variable asociada a la función $h(x,y)$ indicando, además, que no es posible obtenerlas por separado (Chávez y Garland, 1985).

En nuestros trabajos hemos acotado las variaciones de este parámetro utilizando valores característicos de la corteza oceánica. Para el proceso de inversión, siguiendo investigaciones anteriores en la zona (Galindo-Zaldívar et al., 2000) hemos considerado para la densidad de la corteza oceánica valores entre 2750 y 2980 kg/m³. Para la densidad del manto se estimó un valor de 3350 kg/m³ (Telford et al., 1977). Los contrastes de densidades de la interfase Corteza-Manto se encuentran, por tanto, entre los 370 y 500 kg/m³. El nivel de referencia h_0 para la iteración osciló entre 9 y 12 km de acuerdo al análisis del espectro de potencia.

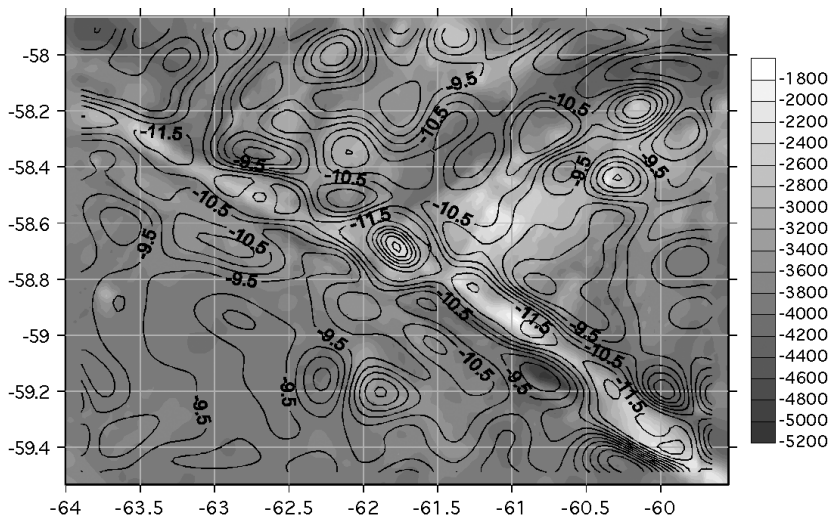


Figura 9. Topografía de la interfase Corteza-Manto obtenida por inversión de datos gravimétricos sobre mapa batimétrico. Parámetros considerados en la inversión: profundidad de referencia 10 km y contraste de densidades 500 kg/m^3 . Isolíneas cada 0,5 km. Profundidades de mapa batimétrico en m.

El modelo final obtenido puede verse en la (Fig. 9), el cual se obtuvo con un error rms de 0,7 mGal después de 5 iteraciones. Los valores predominantes de la interfase Corteza-Manto oscilan entre 9,5 y 11,5 km. Estos resultados también están limitados por las características del procedimiento de inversión y filtrado, siguiendo a Granser (1986). Este modelo 3D está de acuerdo con los resultados 2D obtenidos a partir de la interpretación de datos de sísmica multicanal a lo largo perfiles realizados en la zona (Galindo-Zaldívar, et al., 2000).

6. CONCLUSIONES

Es sabido que los métodos de interpretación de estructuras a partir del análisis de las anomalías de campo de gravedad adolecen de manera inherente de una no unicidad de soluciones. Esto es debido a la dependencia entre los parámetros que generan la anomalía. No obstante, es posible aproximar una solución mediante la aplicación de métodos apropiados y consideraciones independientes.

Los métodos de filtrado de datos gravimétricos son de gran utilidad en la extracción de la información que se considera de interés. Diferentes autores han propuesto diversos procedimientos para hacerlo, que pueden llevarse a cabo tanto en el dominio del espacio como en el de Fourier (número de onda), aunque otras posibles transformaciones pueden también ser útiles. En particular, el método diseñado por Spector y Grant (1970) causó un enorme cambio en la manera de

tratar las señales de campo potencial (gravedad y magnético). La posibilidad de obtener información acerca del contenido del número de onda que contribuye a formar la señal y, además, realizar una estimación de la profundidad media de las fuentes generadoras de la anomalía ha sido de gran ayuda en la interpretación de datos geofísicos de esta clase. Sin embargo, hemos analizado en este trabajo, algunas de las limitaciones que dicho método posee, sobre todo la ambigüedad que existe en detectar los límites en los números de onda que indican el corte entre los números de onda bajos y altos, esto es, la posición de las estructuras 'regionales' y residuales, y su separación con el ruido de fondo. En particular, en el caso de datos marinos y satelitales hemos considerado el efecto negativo en el espectro radial de la mezcla indiscriminada de datos de diverso origen. También es necesario tener presente las longitudes de onda involucradas después del filtrado o el tamaño de celda de la malla.

Los métodos inversos utilizados en la identificación de las propiedades físicas y la geometría de las estructuras enterradas a partir del análisis de los datos gravimétricos han sido una gran herramienta en el proceso de interpretación. Los métodos basados en el dominio de Fourier son adecuados para realizar este proceso de inversión y aún más en el caso estudiado, en que la interfase Corteza-Manto es una «superficie geológica» que se espera no tendrá cambios estructurales abruptos, más bien una geometría suave de gran longitud de onda. Sin embargo, la posible variación lateral y, o a profundidad, de la densidad no es aún admisible en este tipo de metodologías, siendo necesario suponer un contraste de densidad constante. Por otro lado, la velocidad de convergencia hacia un modelo plausible es excelente.

No hay que olvidar, no obstante, que los resultados obtenidos a partir de la inversión deben ser contrastados con datos independientes debido a la dependencia de los parámetros causantes de anomalía (tamaño, densidad y profundidad) que causa la no unicidad de soluciones anteriormente citada.

Además, la reducción por placa de agua de la anomalía de Aire libre obtenida, tanto a partir de datos de satélite como marinos, nos ha permitido obtener la anomalía Total que se ha sometido al proceso de inversión. No obstante, para poder realizar todo el procedimiento es necesario conocer en detalle la batimetría de la zona de interés y alrededores.

7. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a las editoras de este volumen el habernos dado la posibilidad de contribuir en este homenaje al Profesor Udías.

Este trabajo se ha realizado dentro del convenio de intercambio Universitat de Barcelona (España) - DGIA-UNAM (México). Los datos de la campaña se obtuvieron dentro de los proyectos CiCYT ANT99-0817 y CGL2004-05646.

8. REFERENCIAS

- ABDOH, A.; D. COWAN & M. PILKINGTON (1990). 3D gravity inversion of the Cheshire Basin. *Geophysical Prospecting*, 38, 999-1011.
- CHÁVEZ, R. E. & G. D. GARLAND (1985). Linear inversion of gravity data using the spectral expansion method. *Geophysics*, 50-5, 820-824.
- CHÁVEZ R. E.; E. L. FLORES-MÁRQUEZ; E. SURINACH; J. GALINDO-ZALDIVAR; J. RODRÍGUEZ- FERNÁNDEZ & A. MALDONADO (2006). Combined use of the GGSFT Data Base and on Board Marine Collected Data to Model the Moho beneath the Powell Basin, Antarctica. Sometido a *Geologia Acta*.
- ESCARTÍN, J. & J. LIN (1995). Ridge offsets, normal faulting, and gravity anomalies of slow spreading ridges. *J. Geophys. Res.*, 100, 6163-6177.
- ESCARTÍN, J. & J. LIN (1998). Tectonic modification of axial crustal structure: Evidence from spectral analyses of residual gravity and bathymetry of the Mid-Atlantic Ridge flanks. *Earth Plan. Sc. Let.*, 279-293.
- FLORES-MÁRQUEZ, E. L.; E. SURINACH & J. GALINDO-ZALDÍVAR (2003a). Estructura cortical gravimétrica 3D en la zona central del Paso del Drake. *Proceedings III Asamblea Hispano- Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Valencia, 4-8 febrero, 2002, 1643-1647. IGN (ed.)
- FLORES-MÁRQUEZ, E. L.; E. SURINACH; J. GALINDO-ZALDÍVAR & A.MALDONADO (2003b). Three-dimensional gravity inversion modelo of the deep crustal structure of the central Drake Passage (Shackleton Fracture Zone and West Scotia Ridge, Antarctica). *J. Geophys. Res.*, 108-B9, 2445-2456.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.;A. JABALOY; J.M. MARTINEZ; A. MALDONADO;C. SANZ DE GALDEANO; L. SOMOZA & E. SURINACH (2000). Deep crustal structure of the area of intersection between the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge (Drake Passage, Antarctica). *Tectonophysics*, 320, 123-139.
- GRANSER, H. (1986). Convergence of iterative gravity inversion. *Geophysics*, 51, 1146-1147.
- GRANT, F. S. & G. F.WEST (1965). *Intepretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill, 584 p.
- GREEN C. M. & J. D. FAIRHEAD (1998). Satellite-derived gravity: Where we are and what's next. *The leading edge*, 77-79.
- GUPTA, V. K. & N. RAMANI (1980). Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, 45, 1412-1426.
- HACKNEY, R. I. & W. E. FEATHERSTONE (2003). Geodetic versus geophysical perspectives of the 'gravity anomaly'. *Geophys. J. Int.*, 154, 35-43.
- KIENIEWICS, P. M. & B. P.LUYENDYK (1986). A gravity model of the basement structure in the Santa Maria Basin, California. *Geophysics*, 51, 1127-1140.

- KUO B.-Y. & D. W. FORSYTH (1988). Gravity Anomalies of the Ridge-Transform System in the South Atlantic Between 31 and 34.5° S: Upwelling Centers and Variation in Crustal Thickness. *Marine Geophys. Res.*, 10, 205-232.
- LIN, J.; G.M. PURDY; H. SCHOUTEN; J.C. SEMPERE & C. ZERVAS (1990). Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 344, 627-632.
- MALDONADO, A.; J.C. BALANYA; A. BARNOLAS; J. GALINDO-ZALDÍVAR; M. HERNÁNDEZ-MOLINA; A. JABALOY; R. LIVERMORE; J.M. MARTINEZ; J. RODRIGUEZ-FERNÁNDEZ; C. SANZ DE GALDEANO; L. SOMOZA; E. SURIÑACH & C. VISERAS (2000). Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica). *Marine Geophys. Res.*, 21, 43-68.
- NAIDU, P. S. & D. C. MISHRA (1972). Radial and angular spectrum in geophysical map analysis. *in: Lainiotis, D. G. & N. S. Tannes (eds.), Applications and Information of Control Systems*, Reidel Pub., 447-454.
- OLDENBURGH, D. W. (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39, 526-536.
- PARKER, R. L. (1973). The rapid calculation of potential anomalies: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31, 447-455.
- PARKER, R.L. (1995). Improved Fourier terrain correction, Part I. *Geophysics*, 60, 1007-1017.
- PILKINGTON, M. & D. J. CROSSLEY (1986). Determination of crustal interface topography from potential fields. *Geophysics*, 51, 1277-1284.
- PRINCE, R. A. & D. W. FORSYTH (1988). Horizontal Extent of Anomalously thin crust near the Vema Fracture zone from the Three-Dimensional Analysis of Gravity Anomalies. *J. Geophys. Res.*, 93, 8051-8063.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; J. C BALANYÁ, J. GALINDO-ZALDÍVAR & A.MALDONADO (1997). Tectonic evolution of a restricted ocean basin: the Powell Basin (Northeastern Antarctic Peninsula). *Geodinámica Acta*, 10 (4), 159-174.
- SANDWELL, D.T. & W. H. SMITH (1996). Global Bathymetric Prediction for Ocean Modelling and Marine Geophysics. *Unpublished* <http://topex.ucsd.edu/marinetopo/text/topo.html>, 1-4.
- SANDWELL, D.T. & W. H. SMITH (1997). Marine Gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102, 10039-10054.
- SMITH, W. H. & D.T. SANDWELL (1994). Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. *J. Geophys. Res.*, 99, 21803-21824.
- SMITH, W. H. & D.T. SANDWELL (1997). Global Sea Floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1956-1962.
- SPECTOR, A. & F. S. GRANT (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.

- SURIÑACH, E. (1976). *Determinación de la estructura de la corteza de Sierra Nevada-Filabres a partir de sondeos sísmicos profundos y medidas gravimétricas*. Tesis de Licenciatura. Universitat de Barcelona, Barcelona. 75 pp.
- SURIÑACH, E. & A. UDÍAS (1977). La raíz de Sierra Nevada-Filabres a partir de sondeos sísmicos y gravimetría. *en*: I.G.N. (eds.), *Perfiles Sísmicos Profundos en España, 1974-1975*. Madrid. 111 – 121.
- SURIÑACH, E. & A. UDÍAS (1978). Determinación de la raíz de Sierra Nevada-Filabres a partir de medidas de refracción sísmica y gravimetría. *in*: Universidad de Granada (ed.), *Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Granada. 25- 34.
- SURIÑACH, E. (1980). *Métodos de inversión numérica para la interpretación de perfiles sísmicos profundos*. Tesis nº 163/82. Universidad Complutense, Madrid. 220 pp.
- SURIÑACH, E. & R. E. CHÁVEZ (1996). 3D crustal model for the northeastern region of the Iberian Peninsula. *Geophys. Res. Let.*, 23, 18, 2457-2460.
- SURIÑACH, E.; E.L. FLORES-MÁRQUEZ; J. GALINDO-ZALDIVAR & A. MALDONADO (2004). Crustal Variations in the Phoenix-Antarctic Ridge (P2 Segment). *Boll. di Geof. Teorica ed Applicata*, 45, 2, 163-166.
- TALWANI, M.; J.L. WORZEL & M. LANDISMAN (1959). Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *J. Geophys. Res.*, 64, 49-61.
- TALWANI, M. & M. EWING (1960). Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25, 203-225.
- TELFORD, W. M.; L. P. GELDART; R. E. SHERIFF & D.A. KEYS (1977). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. 860 pp.
- VANIĀEK, P. & E. KRAKIWSKY (1986). *Geodesy – The Concepts*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- WORZEL, J. L. (1965). *Pendulum gravity measurements at sea 1936-1959*. J. Wiley and Sons, Inc.
- YALE, M.M.; D.T. SANDWELL & A.T. HERRING (1998). What are the limitations of satellite altimetry. *The leading edge*, 73-76.
- YALE, M.M. & D.T. SANDWELL (1999). Stacked Global satellite gravity profiles. *Geophysics*, 64, 1748-1755.