

Determinación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en la Península Ibérica a partir del problema isostático inverso de Vening Meinesz. Comparación con el método sísmico

A. Hernández Moraleda y A. Bethencourt Fernández

Universidad Politécnica de Madrid. Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía.
Campus Sur (Universidad Politécnica de Madrid). Carretera de Valencia, km 7,5. Madrid 28031
alberto.hernandez.moraleda@alumnos.upm.es
abelardo.bethencourt@upm.es

RESUMEN

El objetivo de este estudio es la aplicación del problema isostático inverso de Vening Meinesz para calcular la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić a partir de la anomalía Bouguer, nunca puesto en práctica en la Península Ibérica. Una vez obtenido un Modelo Digital del Moho, se pasará a comparar tales datos con otros obtenidos por métodos sísmicos, más costosos, y con los que no se tienen datos más que para un número limitado de puntos sobre la superficie terrestre; por el contrario los datos gravimétricos son actualmente fácilmente accesibles en toda la superficie terrestre, así se puede tener con este último método un conocimiento de la profundidad del Moho en aquellas zonas donde los datos sísmicos están ausentes. La precisión de ninguno de estos métodos es extremadamente alta (± 5 km aproximadamente). Por otro lado, esta teoría se basa en la existencia de compensación isostática. En aquellas zonas donde exista una discrepancia de datos podría significar un área descompensada, con posibles movimientos tectónicos, discrepancias en densidad o alto grado de riesgo sísmico.

Palabras clave: Anomalía de Bouguer, geodesia, isostasia, Moho, sísmica

Determining the depth of Mohorovičić discontinuity in the Iberian Peninsula by using the Vening Meinesz inverse isostatic problem - A comparison with the seismic method

ABSTRACT

The aim of this article is to show the use of the Vening Meinesz inverse isostatic problem to calculate the Mohorovičić discontinuity depth from Bouguer anomaly data which has never previously been used in the Iberian Peninsula. After studying both the developmental and computational aspects of this theory, we have been able to obtain a digital Moho model of the Iberian Peninsula. This has allowed us to study the distribution of the masses beneath the Earth's surface. A comparison was made using the Moho depth information obtained from an alternative method. Results from both methods can be determined with the same degree of accuracy (± 5 km approximately). Nevertheless, the areas where a greater difference is observed may mean a disturbance of the compensation which could indicate an unbalanced area with possible tectonic movements or potential seismic risk. This additional information might be in non-related fields, such as density discrepancies or natural disaster contingency plans.

Key words: Bouguer anomaly, geodesy, isostasy, Moho, seismic

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction and methods

The Mohorovičić discontinuity, commonly known as “The seismological Moho”, is the transition zone between the crust and the mantle. As a consequence, the seismic waves suffer a sudden change of speed when passing through this area.

The Moho is located between 5 and 10 km under the oceanic floor and between 30 and 80 km under the continents. The Moho depth is an important parameter when characterizing the cortical structure and the geologic evolution of a determined area.

The aim of this article is to show the use of the Vening Meinesz inverse isostatic problem to calculate the Mohorovičić discontinuity depth from Bouguer anomaly data in the Iberian Peninsula.

This method, developed by Helmut Moritz (1990), is based on the supposition of total isostatic compensation in the study area and it uses the potential theory plus the physical geodesy as a development tool.

The isostatic anomalies are defined as may be seen in Equation 1, when Δg_B is the Bouguer anomaly (simple Bouguer anomaly combined with the topographic correction) and $-A_C$ is the attraction of the compensation, that is, the attraction of the compensating areas, which is actually negative, so its elimination equals $+A_C$.

If the regional Vening Meinesz isostatic model were rigorously correct, the isostatic anomalies would be zero (Equation 2), (Heiskanen y Moritz, 1985).

Therefore, we assume that the attraction of the compensating masses is nothing more than the Bouguer anomalies, with opposite sign, and the body which produces A_C is the layer whose density with density $\Delta\rho$, or density contrast, being just below the geoid in its spherical approximation, and the layer just above the Moho (Fig. 1).

The corresponding potential of the compensating masses in a point P in the geoid can be expressed as shown in Equation 3 (Heiskanen and Moritz, 1985).

With G representing the universal gravitational constant, r representing the vector radio, $d\sigma$ the solid angle element and σ unit sphere.

The attraction of the compensating masses is shown in Equation 4.

Developing in spherical harmonics for the inverse of the distance l and taking only the first terms, we obtain the expression of Equation 5 (Moritz, 1990).

where τ represents the ratio between T and R , $\tau = \frac{T}{R}$.

Expanding A_C as a Laplace harmonic series, we arrive at the expressions as may be seen in Equations 11 and 12.

where $M(\psi) = \frac{1}{4\pi} \left[\frac{1}{\sin \frac{\psi}{2}} - 2 - \ln \left(\sin^2 \frac{\psi}{2} + \sin \frac{\psi}{2} \right) \right]$ called Moho function, and its value depends on the spheri-

cal distance ψ between two points in the sphere with coordinates (colatitude, longitude) (θ, λ) y (θ', λ') , the first is the fixed point and the second is variable along all the integration area.

By using an iterative method we can obtain a stable solution which occurs very rapidly.

Finally, the total Mohorovičić discontinuity depth is given in Equation 14 and shows where T_0 is the normal crust thickness, also known as Normal Moho depth, and R the terrestrial sphere radius.

For the calculation of the Moho depth in the Iberian Peninsula it is necessary to have a complete array of refined Bouguer anomalies with a good accuracy to define the gravimetric field. To do so the information to determine the IGG2005 geoid has been used (Corchete et al., 2005) in the area between 35° and 44° north latitude and -10° and 4° in longitude. The accuracy of the data was in the range of 0.1 and 0.2 milligals.

The normal Moho T_0 in this area should be between 30 and 35 km (Álvarez, 2002). Later studies have determined that the value T_0 , which has the best adjustment to the Iberian Peninsula is 30 km.

The density contrast has been assigned the value $\Delta\rho = 0.6 \text{ g/cm}^3$ for the whole study area. This value might be high for some terrestrial areas. For example, the centre of the peninsula is probably closer to the value $\Delta\rho = 0.44 \text{ g/cm}^3$ (Gómez Ortiz et al., 2003).

Results and discussion

Using as constants $T_0 = 30 \text{ km}$ and $\Delta\rho = 0.6 \text{ g/cm}^3$ and as variables the partial Moho depths (Equation 15).

$R = \text{Earth radius}$

$i = \{1,2,3,4,5\}$ i^{th} array position in the main equation of τ and the final Moho depth may be written as in Equation 16.

The following statistical table is obtained (Table 1), and the representation of the data is shown in Figure 2.

In this study a seismic crust model and our Vening Meinesz inverse isostatic model are compared.

The seismic data comes from what is known as "The Moho depth at the European Plate" formed by an equidistant point cell of $0.1^\circ \times 0.15^\circ$ (Grad et al., 2009), and compiled from more than 250 different data sources.

With the Moho depth data in ascii format, a subset of points is taken in order to cover only the area of study. An interpolation is also done to get an ascii file with Moho depths values distanced in 0.025° in latitude and longitude in order to compare these values one to another with those obtained with the Vening Meinesz inverse isostatic method previously obtained. The results can be seen in Figure 3.

The seismic Moho depth varies in the range between a minimum of 15.066 km and a maximum of 47.731 km, mean $\mu = 28.261$ km and a standard deviation $\sigma = 5.078$ km.

The two Moho Digital Models are immediately compared, by computing a difference of the depths, point by point, arriving at a new elevation model. Each point is calculated by the Equation 17.

with D_i depth differences

T_i isostatic Moho depth

h_i seismic Moho depth

M number of points that define the cell ($M = 20352$)

Thus, the Moho depth difference digital model is obtained, as may be seen in Figure 4.

The differences between the seismic data and the Vening Meinesz inverse isostatic problem depths are in the same range of values (Table 2).

The main differences in certain areas lead us to think that the density contrast taken (0.6 g/cm^3) in our calculation is too high to estimate the Moho depth (Sjöberg and Bagherbandi, 2011). Therefore, recalculating the Moho depth from the beginning with a constant of 0.45 g/cm^3 , the new results and the differences are the shown in Table 3.

With this new contrast of density, the adjustment between these two methods is more accurate. This proves our hypothesis that the greater our knowledge about crust and mantle densities is, the better our results are.

The differences in data may originate in the vertical variation in the density in the crust. This variation can be obtained from gravimetric data for long waves, if the structure of the density and the crust thickness are well known.

Beyond these findings, the tectonic movements and other geophysical phenomena may affect the gravitational isostatic anomaly. Therefore, the areas in which a higher difference is observed might mean a disturbance in the compensation. This could show an unbalanced area with possible tectonic movements or potential seismic risk.

Introducción. El moho y la determinación de su profundidad

La *discontinuidad de Mohorovičić*, más conocida simplemente como "*Moho*", es la zona de transición entre la corteza y el manto superior, y una superficie básica para cualquier estudio geofísico de la corteza terrestre. Se identificó por primera vez en 1909 gracias al sismólogo y meteorólogo croata Andrija Mohorovičić (1857–1936), por el cual lleva su nombre. Su descubrimiento fue de gran importancia para futuros estudios y el posterior descubrimiento del manto, que se encuentra por debajo de la corteza.

El Moho sismológico (Lowrie, 2007) Constituye la superficie de separación entre los materiales menos densos de la corteza y los materiales más densos del manto. Como consecuencia de ello las ondas sísmicas sufren al atravesar esta región un cambio abrupto de velocidad.

El Moho se encuentra aproximadamente entre los 5 y 10 km por debajo del fondo oceánico y entre 30 y 80 km por debajo de los continentes. La profundidad del Moho es un parámetro importante a la hora de caracte-

terizar la estructura cortical y la evolución geológica de una determinada región.

Han sido muchos los métodos que se han utilizado para determinar tal profundidad utilizando distintas teorías. A partir de datos gravimétricos, se destacan a continuación algunos de ellos.

El método iterativo de Parker-Oldenburg permite determinar la profundidad del Moho a partir de datos gravimétricos dispuestos en forma de malla. Este procedimiento tiene como fundamento la fuerte correlación que existe entre la anomalía de Bouguer y la topografía de la zona de estudio que causa dicha anomalía. A partir de un Modelo Digital del Terreno (Hsieh et al., 2010), considerando la profundidad normal del Moho T_0 y el contraste de densidades entre la corteza y el manto, y aplicando los métodos espectrales mediante la transformada rápida de Fourier, se puede calcular la profundidad del Moho para cada punto de la malla mediante un proceso iterativo.

La inversión geofísica de datos gravimétricos se puede utilizar para determinar la profundidad del Moho, al igual que para hacer estudios sobre la estructura de la corteza. Este problema inverso no tie-

ne una única solución, pero esta falta de unicidad se puede solventar si se hacen algunas restricciones y razonables suposiciones sobre la distribución de la densidad en la corteza y el manto (Corchete et al., 2010). Estas hipótesis pueden venir dadas o reforzadas gracias al conocimiento geológico de la zona de estudio, al igual que por todos los datos geofísicos y sismológicos previos que se tengan de la zona.

Método isostático inverso de Vening Meinesz. Desarrollo teórico de la solución

Esta metodología desarrollada por Helmut Moritz (1990) se basa en la asunción de una compensación isostática total en la zona de trabajo y utiliza como herramienta de desarrollo la teoría del potencial, base de la Geodesia Física. El objetivo de dicho método es llegar a determinar la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić a partir únicamente de valores de la gravedad en la superficie de la Tierra.

La evidencia geofísica y geodésica muestra que aproximadamente el 90% la Tierra está isostáticamente compensada (Heiskanen y Moritz, 1985), y bajo esa premisa vamos a suponer que la compensación fuera completa en nuestra zona de estudio.

El procedimiento expuesto para la determinación del Moho tiene una importante simplificación con el objeto de hacer un tratamiento matemáticamente bien definido, y es tomar un $\Delta\rho$ constante. Por otro lado, sin embargo, es sorprendente lo bien que responde este modelo a los a los resultados obtenidos por otros métodos (Moritz, 1980).

Las anomalías isostáticas están definidas por

$$\Delta g_I = \Delta g_B + A_C \tag{1}$$

Donde Δg_B es la anomalía de Bouguer refinada (anomalías de Bouguer simple combinada con la corrección topográfica) y $-A_C$ es la atracción de la compensación, o atracción de las masas compensadas que es realmente negativa, de modo que su eliminación es equivalente al término $+A_C$.

Si la Tierra estuviera en un equilibrio isostático perfecto siguiendo el modelo isostático regional de Vening Meinesz (1931), entonces la reducción isostática cumpliría perfectamente su objetivo de regularización completa de la corteza terrestre (Heiskanen y Moritz, 1985). Entonces, con una apropiada elección del modelo de referencia para el cálculo de γ , las anomalías isostáticas serían cero.

$$\Delta g_I = 0 \tag{2}$$

La compensación isostática real que se da en la naturaleza no puede, evidentemente, conformar com-

pletamente tal modelo. Por consiguiente, se tendrán anomalías isostáticas no nulas, aunque serán pequeñas, suavizadas, y más o menos aleatoriamente positivas o negativas.

Si se asume, entonces que las anomalías isostáticas se anulan, asumimos que la atracción de las masas compensadas no es más que la anomalía de Bouguer con el signo cambiado, y el cuerpo que produce A_C es la capa cuya densidad viene dada por la constante $\Delta\rho$, o contraste de densidad, encontrándose justo debajo del geode en su aproximación esférica, y la capa justo encima del Moho.

El problema, entonces, es determinar la capa más baja de esta superficie a partir de A_C .

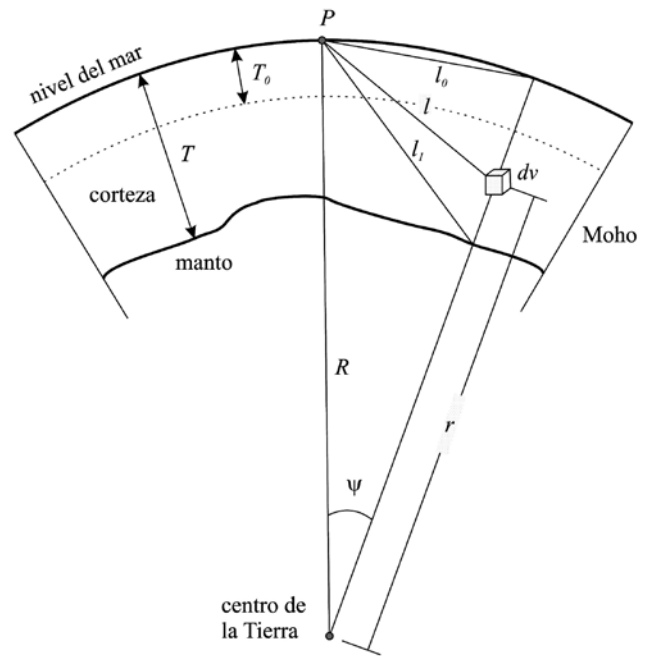


Figura 1. Problema isostático inverso de Vening Meinesz. (Moritz, 1990).

Figure 1. Vening Meinesz inverse isostatic problem. (Moritz, 1990).

El correspondiente potencial de las masas compensadas en un punto P del geode se puede expresar (Heiskanen y Moritz, 1985) como

$$V_C(P) = G\Delta\rho \iint_{\sigma} \int_{r=R-T}^{R-T_0} \frac{1}{l} r^2 dr d\sigma \tag{3}$$

Donde G representa la Constante de Gravitación Universal, r representa el radio vector, $d\sigma$ el elemento de ángulo sólido y σ la esfera unitaria.

La atracción de las masas compensadas es

$$A_C = -\frac{\partial V_C}{\partial R} = -G\Delta\rho \iint_{\sigma} \int_{r=R-T}^{R-T_0} \frac{\partial}{\partial R} \left(\frac{1}{l} \right) r^2 dr d\sigma \tag{4}$$

Los límites de integración de A_c se pueden expresar como

$$\int_{R-T}^{R-T_0} = \int_{R-T}^R - \int_{R-T_0}^R \quad (5)$$

Dejando de lado la segunda última integral, que es una constante global en la esfera $r = R$ y que representa la atracción de la superficie de densidad constante encerrada en dos esferas concéntricas de radio $r = R - T_0$ y $r = R$, la ecuación de A_c queda

$$A_c = -G\Delta\rho \iint_{\sigma} \int_{r=R-T}^R \frac{\partial}{\partial R} \left(\frac{1}{l} \right) r^2 dr d\sigma \quad (6)$$

Haciendo un desarrollo en armónicos esféricos del inverso de la distancia l y quedándonos solo con los primeros términos del mismo, se llega a la expresión (Moritz, 1990)

$$A_c = 4\pi G\Delta\rho R \left[\sum_{n=1}^{\infty} \frac{n}{2n+1} \tau_n - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(n+1)}{2(2n+1)} \left(\tau^2 \right)_n + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(n+1)(n+2)}{6(2n+1)} \left(\tau^3 \right)_n \dots \right] \quad (7)$$

donde τ representa la relación entre T y R , $\tau = \frac{T}{R}$.

Extendamos A_c como serie de armónicos de Laplace

$$\frac{A_c}{4\pi G\Delta\rho R} = \sum_{n=1}^{\infty} a_n(\theta, \lambda) \quad (8)$$

De estas dos últimas expresiones obtenemos

$$a_n(\theta, \lambda) = \frac{n}{2n+1} \tau_n - \frac{n(n+1)}{2(2n+1)} \left(\tau^2 \right)_n + \frac{n(n+1)(n+2)}{6(2n+1)} \left(\tau^3 \right)_n \dots \quad (9)$$

que relaciona el valor $A_c(\theta, \lambda)$ conocido (suponiendo, como estamos haciendo desde el principio que las masas están compensadas) con la profundidad del Moho $T(\theta, \lambda)$ desconocida.

La ecuación se puede resolver de forma iterativa, despejando $T_n(\theta, \lambda)$ de esta última ecuación

$$\tau_n(\theta, \lambda) = \frac{2n+1}{n} a_n + \frac{n-1}{2} \left(\tau^2 \right)_n - \frac{(n-1)(n-2)}{6} \left(\tau^3 \right)_n \dots \quad (10)$$

Cada uno de los sumandos se puede desarrollar de manera independiente, llegando a una solución iterativa de la forma (Moritz, 1990) (Abd-Elmotaal, 1999, 2000).

$$\begin{aligned} \tau(\theta, \lambda) = & 2a(\theta, \lambda) + \iint_{\sigma} a(\theta', \lambda') M(\psi) d\sigma - \\ & - \frac{1}{2} \tau^2 - \frac{1}{32\pi} \iint_{\sigma} \frac{\tau^2 - \tau_p^2}{\sin^3 \frac{\psi}{2}} d\sigma + \\ & + \frac{1}{6} \left(\frac{\partial^2 \tau^3}{\partial \theta^2} + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \tau^3}{\partial \lambda^2} + \frac{\partial \tau^3}{\partial \theta} \cot \theta \right) \end{aligned} \quad (11)$$

O también

$$\tau(\theta, \lambda) = \tau_1 + \tau_2 + \tau_3 + \tau_4 + \tau_5 \quad (12)$$

donde $M(\psi) = \frac{1}{4\pi} \left[\frac{1}{\sin \frac{\psi}{2}} - 2 - \ln \left(\sin^2 \frac{\psi}{2} + \sin \frac{\psi}{2} \right) \right]$ llama-

mada *función Moho*, y su valor depende de la distancia esférica ψ entre los puntos sobre la esfera de coordenadas (colatitud, longitud) (θ, λ) y (θ', λ') , el primer punto de cálculo y el segundo variable a lo largo de toda la superficie de integración.

Para una primera aproximación, basta tomar

$$a(\theta, \lambda) = \frac{A_c}{4\pi G\Delta\rho R} \Rightarrow \tau(\theta, \lambda) = \frac{-2\Delta g}{4\pi G\Delta\rho R} \quad (13)$$

y a partir de este, obtener el resto de componentes de la suma. Con unos primeros valores, el proceso iterativo se puede empezar de nuevo hasta llegar a una solución estable, cosa que ocurre con rapidez.

Finalmente, la profundidad de la discontinuidad de la capa de Mohorovičić total viene dada por

$$T = T_0 + \tau \cdot R \quad (14)$$

Donde T_0 es el espesor normal de la corteza, también conocido como *profundidad normal del Moho*, y R el radio de la esfera terrestre.

Adquisición y homogeneización de datos gravimétricos de la Península Ibérica

Para el cálculo de la profundidad del Moho en la Península Ibérica es necesario tener un conjunto de datos completo de anomalías Bouguer refinadas de gran precisión para definir el campo gravitatorio. Para ello se ha reciclado aquella información utilizada para la obtención del geode IGG2005 (Corchete et al., 2005) en el área comprendida entre los 35° a 44° grados de latitud Norte y los -10° a 4° de longitud, y que cuenta con la precisión necesaria, del rango de entre 0.1 y 0.2 miligales.

Conociendo el paso de malla, la dirección de crecimiento de las coordenadas de los puntos y las coordenadas origen y final, como es el caso, se pueden ordenar las magnitudes básicas necesarias para nuestros

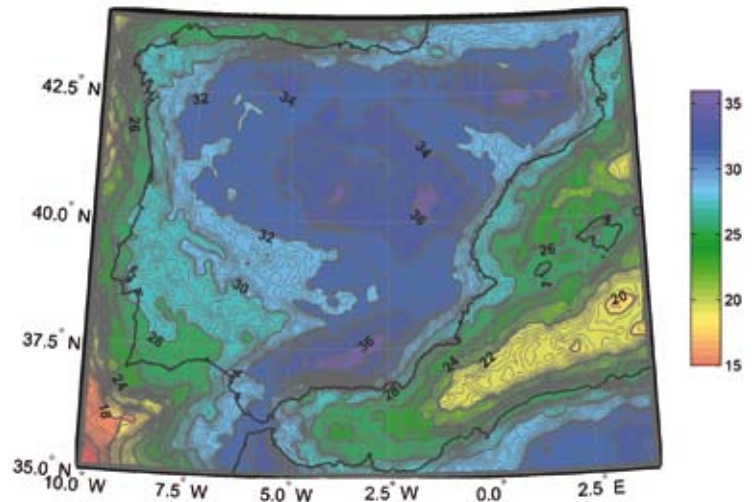


Figura 2. Representación mediante curvas de nivel suavizadas de la profundidad del Moho respecto al nivel del mar, en km con contornos cada 0.25 km

Figure 2. Representation with smoothed level curves of the Moho compared to sea level, in km depth with contours every 0.25 km

cálculos en forma de matriz $M(361,351)$ donde para cada elemento se conocen $(\varphi, \lambda, \Delta g_B)$, latitud, longitud, anomalía Bouguer, respectivamente.

Programación de la solución práctica y resultados

El Moho normal T_0 en nuestra zona de estudio se ha llegado a la conclusión de que ha de ser un valor medio entre los 30 y 35 km (Álvarez, 2002) y estudios posteriores han determinado que el valor de T_0 que mejor se ajusta para el caso de la Península Ibérica es el de 30 km (Rey Moral et al., 2003), (Corchete y Chourak, 2011).

El contraste de densidad se ha considerado tomar el valor de $\Delta\rho = 0.6 \text{ g/cm}^3$ para toda la zona de estudio (Abd-Elmotaal, 1999). Esta es la constante que se tomó en los pocos estudios que se han llevado a cabo con este método, y ya que los resultados obtenidos estuvieron dentro de los márgenes esperados, es razonable tomar este valor.

Con estas constantes y la metodología expuesta en anteriores apartados, para la ventana de cálculo tomada ($35^\circ N \leq \varphi \leq 44^\circ N, 10^\circ O \leq \lambda \leq 4^\circ E$) se han obtenido los resultados que se exponen a continuación:

Tomando las variables profundidades parciales del Moho como

$$T_i = R \cdot \tau_i \tag{15}$$

R = Radio de la Tierra
 $i = \{1,2,3,4,5\}$ i-ésimo término de la ecuación principal de la determinación de τ
 y el valor final profundidad del Moho

$$T = T_0 + \sum_{i=1}^5 T_i \tag{16}$$

Se obtiene la siguiente tabla de valores estadísticos

Término	Mínimo	Máximo	Media (μ)	Desviación típica (σ)
T_1	-12.289	5.599	-0.496	3.344
T_2	-0.057	0.029	-0.005	0.025
T_3	-0.012	0	0.001	0.001
T_4	-0.677	1.066	0	0.158
T_5	-0.021	0.024	0	0.003
T	17.739	35.632	29.498	3.290

Tabla 1. Estadísticas de los términos individuales T_i de las profundidades del Moho por el método isostático inverso de Vening Meinesz, en km

Table 1. Statistics in terms of individual T_i Moho depth with respect sea level by using the Vening Meinesz inverse isostatic method, in km

Como cabía de esperar por los pocos estudios realizados con anterioridad a este, los datos demuestran una contribución significativa del término T_4 , además del término principal T_1 , que caracteriza en un enorme grado a la profundidad del Moho.

Comparación entre el moho isostático y el moho sísmico

La comparación de modelos del Moho resultado de distintas técnicas nos dará una idea general sobre teorías involucradas, como la validez de la hipótesis isostática o el contraste de densidad supuesto inicialmente para las distintas zonas de estudio. Al mismo tiempo nos proporcionará información de cuál de ambos métodos podría ajustarse mejor a la realidad en según qué áreas dependiendo, sobre todo, de la fiabilidad de las fuentes.

Datos sísmicos

Los datos sísmicos implicados provienen del llamado "The Moho depth at the European Plate" formado por un mallado de puntos distanciados $0.1^\circ \times 0.15^\circ$ (Grad

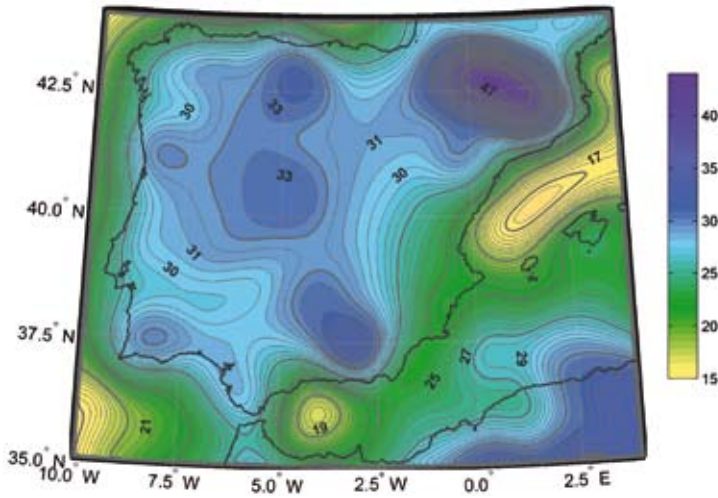


Figura 3. Mapa sísmico de la profundidad del Moho en la Península Ibérica, en km, con curvas de nivel cada km
Figure 3. Seismic Moho depth in the Iberian Peninsula, in km, with level curves every km

et al., 2009), y compuesta con más de 250 fuentes de datos. Se ha recurrido a este trabajo con vistas a proyectos similares futuros y poder realizar comparativas a nivel europeo, frente a otros trabajos, incluso exclusivos para la Península Ibérica (Díaz y Gallart, 2009).

La precisión de los datos es del orden de $\pm 3-6$ km. Sin embargo, la incertidumbre varía con la técnica sísmica utilizada, incluso para la misma técnica difiere dependiendo de distintas campañas y zonas. Los peores resultados se dan en aquellas zonas donde la metodología para la obtención de datos ha sido la digitalización manual de mapas y resultados basados en el modelado gravimétrico a partir de datos sísmicos, donde la incertidumbre puede llegar al 15% (unos ± 6 km para zonas con espesores de la corteza de 40 km) (Grad *et al.*, 2009).

Con los valores de la profundidad del Moho en formato ascii, se toma un subconjunto de los mismos para quedarnos solo con nuestra zona de estudio y se hace una interpolación de manera que se consiga un fichero ascii con valores de la profundidad del Moho con un equiespaciado de 0.025° en latitud y longitud para

así poder comparar estos valores punto a punto con los obtenidos por el método del problema isostático inverso de Vening Meinesz anteriormente calculados.

Las profundidades este Moho sísmico varían en el rango entre los 15.066 km de mínima y los 47.731 km de máxima, con una media μ de 28.261 km y una desviación típica σ de 5.078 km.

Con las dos fuentes de datos de la profundidad del Moho con que se cuenta, se compararán ambos haciendo una diferencia de profundidades punto a punto, obteniendo así un nuevo modelo de elevaciones. Para cada punto se tendrá entonces:

$$D_i = T_i - h_i \quad \text{para } i = \{1, 2, \dots, M\} \quad (17)$$

siendo D_i diferencia de profundidades
 T_i profundidad del Moho isostático
 h_i profundidad del Moho sísmico
 M número de puntos que conforman la malla de puntos de cálculo ($M=202521$)

Con lo que se obtiene el Modelo Digital de Diferencia de Profundidades, mostrado en la figura 4.

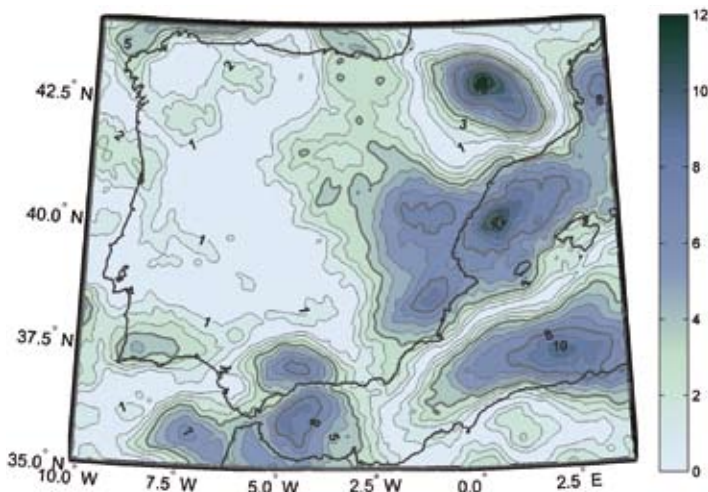


Figura 4. Mapa de diferencias absolutas entre la profundidad del Moho calculado a partir del método isostático inverso de Vening Meinesz y el Moho a partir de perfiles sísmicos profundos. Intervalo entre contornos suavizados 1 km.

Figure 4. Map of absolute differences between the Moho depth by using the Vening Meinesz inverse isostatic method and the Moho by deep seismic profiles. The level curves have smoothed and represented every Km.

Las diferencias entre los datos sísmicos y las profundidades del Moho por el problema inverso de Vening Meinesz se mueven en los valores recogidos en la Tabla 2.

Mínimo	Máximo	Media (μ)	Desviación típica (σ)
-14.784	12.817	1.236	3.862

Tabla 2. Estadísticas de las diferencias de profundidades del Moho por el método isostático inverso de VeningMeinesz vs Moho sísmico. Unidad: Km

Table 2. Statistics of the differences between the VeningMeinesz inverse isostatic method vs the seismic Moho. Units: km

Para la mayoría de los datos las diferencias absolutas son menores de 5 km, que es del mismo orden de magnitud que la precisión de los datos sísmicos, lo que demuestra la buena concordancia entre las profundidades por el método isostático y el Moho sísmico.

Las mayores diferencias en ciertas zonas nos hace pensar que contraste de densidad que se ha tomado (0.6 g/cm^3) para nuestros cálculos gravimétricos que este valor es demasiado grande para la estimación de la profundidad del Moho, por lo que recalculando de nuevo la profundidad del Moho tomando como constante el valor 0.45 g/cm^3 , un valor más acorde para nuestra zona de estudio debido al conocimiento de la estructura del manto y corteza que se posee en la Península Ibérica, y el cual ya ha sido utilizado en otros proyectos (Gómez Ortiz *et al.*, 2003), (Sjöberg y Bagherbandi, 2011). Los nuevos resultados, y la diferencia con el Moho sísmico son los mostrados en la Tabla 3.

MDP	Mínimo	Máximo	Media (μ)	Desviación típica (σ)
$\Delta\rho = 0.45$	13.631	37.434	29.336	4.394
($\Delta\rho = 0.45$)- (Moho sísmico)	-13.924	12.698	1.075	4.016

Tabla 3. Estadísticas de los nuevos Modelos Digitales de Profundidad (MDP): Moho isostático con $\Delta\rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$, y diferencias de profundidades del Moho por el método isostático inverso de Vening Meinesz vs Moho sísmico. Unidad: km

Table 3. Statistics of the new depth Moho models (DMD): isostatic Moho with $\Delta\rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$, and differences in Moho depths of the inverse isostatic method vs the seismic Moho. Units: km

Con este nuevo valor para la constante $\Delta\rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$ contraste de densidad, el ajuste entre los dos métodos es aún mejor, lo que demuestra nuestra sospecha de que el mayor conocimiento de las densidades corticales y del manto por debajo de toda la superficie de estudio mejora los resultados considerablemente. De hecho, si en vez de tomar un solo valor se pudiera

diferenciar, al menos, entre zona continental y marítima dando valores medios $\Delta\rho = 0.45$ y 0.35 g/cm^3 respectivamente, existen muchas posibilidades de que el ajuste sea aún mayor; ni que decir tiene si se pudiera considerar un valor distinto para cada punto o al menos para distintas regiones si se conociera con detalle su estructura geológica interna.

Conclusiones

El principal objetivo de este estudio era ver la exposición y validez del método isostático inverso de Vening Meinesz. Tras obtener la profundidad del Moho a partir de datos gravimétricos y compararlo con un Moho sísmico se ha comprobado que ambos se encuentran en el mismo orden de precisión.

Comparar distintos modelos de Moho puede dar una idea general sobre las hipótesis isostáticas que se han asumido en cada caso. Las diferencias entre los resultados de varios modelos del Moho tienen diferentes orígenes, como la selección de un contraste de densidad constante, más o menos fiel a la realidad, o bien uno variable. Hoy sabemos que el contraste de densidad constante de 0.6 g/cm^3 es un valor demasiado grande para la estimación de la profundidad del Moho, y la elección de un contraste de densidad constante limita la coherencia entre datos isostáticos y sísmicos. El ajuste entre nuestro modelo y el sísmico seguramente se vería mejorado al elegir un contraste de densidad más realista, algo que se puede conseguir, en principio, con diferenciar zonas continentales y oceánicas, asignando distintos valores a cada una, como 0.45 y 0.35 g/cm^3 respectivamente.

La diferencia de datos puede ser debida también a la variación lateral de la densidad del manto. Esta variación de densidad se puede conocer a partir de los datos gravimétricos de alta longitud de onda, si la estructura de la densidad y el espesor de la corteza se conocen con cierto grado de confianza.

También el movimiento tectónico y otros fenómenos geofísicos afectan a la anomalía isostática gravitacional, por lo que las mayores diferencias entre ambos modelos pueden ser debidas a zonas descompensadas isostáticamente, que se pueden traducir, en ocasiones, con zonas inestables con el correspondiente riesgo sísmico.

Referencias

Abd-Elmotaal, H. 2000. Vening Meinesz inverse isostatic problem with local and global Bouguer anomalies. *Journal of Geodesy*. 74. 390-398.

- Abd-Elmotaal, H. 1999. Vening Meinesz inverse isostatic problem: theory and practice. *Bollettino di Geodesia e Science affini*. N° 1. 53-70.
- Álvarez, J., 2002. *Análisis gravimétrico e isostático en el macizo Hespérico*. Trabajo de Diploma de Estudios Avanzados. Universidad Complutense de Madrid.
- Corchete, V. y Chourak, M. 2011. Shear-wave velocity structure of the south-eastern part of the Iberian Peninsula from Rayleigh wave analysis. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 1733-1747.
- Corchete, V. 2010. Moho Depth According to the Vening Meinesz Theory. 14/10/12 <http://airy.ual.es/www/vening.htm>. ver (Corchete et al., 2010).
- Corchete, V., Chourak, M., Khattach, D. 2010. A methodology for filtering and inversion of gravity data: an example of application to the Determination of the Moho in Morocco. *Engineering*. 2, 149-159.
- Corchete, V., Chourak, M., Khattach, D. 2005. The high-resolution gravimetric geoid of Iberia: IGG2005. *Geophysical Journal International*, 162. 676-684.
- Díaz, J. y Gallart, J. 2009. Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173. Issue 1-2. 181-190. doi:10.1016/j.pepi.2008.11.008.
- Gómez Ortiz, D., Tejero R., Rabín, R. 2003. Estructura de la corteza en el centro peninsular mediante el análisis espectral de datos gravimétricos y modelización en 2+1/2D. *Revista Sociedad Geológica de España*, 16 (1-2).
- Grad, M., Tiira, T., ESC Working Group. 2009. The Moho depth map of the European Plate. *Geophysics Journal International*, 176, 279-292.
- Heiskanen, W. y Moritz, H. 1985. *Geodesia Física*. Instituto Geográfico Nacional e Instituto de Astronomía y Geodesia, UCM-CSIC, Madrid.
- Hsieh, H. H., Yen, H. Y., Shih, M. H. 2010. Moho Depth Derived from Gravity Data in the Tai wan Strait Area. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 21, No. 2, 235-241.
- Lowrie, W. 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge, University Press, United Kingdom, Segunda edición.
- Moritz, H. 1990. The inverse Vening Meinesz problem in isostasy. *Geophysical Journal International*, 102, Issue 3, 733-738.
- Moritz, H., 1980. *Advanced Physical Geodesy*. Herbert Wichmann Verlag, Karlsruhe. Abacus Press, Tunbridge Wells, Kent.
- Rey Moral, C., Gómez Ortiz, D., Tejero, R. 2003. Geometría del Moho en el centro peninsular obtenida a partir de datos gravimétricos. *Boletín Geológico y Minero*, 114 (1), 41-56.
- Sjöberg, L.E. y Bagherbandi, M. 2011. A method of estimating the Moho density contrast with a tentative application by EGM08 and CRUST2.0. *Acta Geophysica*, 59, issue 2, 502-525.
- Vening Meinesz, F. A. 1931. Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l'intensite de la pesanteur. *Bulletin Géodésique*. 29, 33-51.

Recibido: febrero 2013

Revisado: abril 2013

Aceptado: junio 2013

Publicado: octubre 2013