

Análisis de anomalías gravimétricas y modelación cortical 2D de la región volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España)

Gravity anomaly analysis and 2D crustal modeling of the Campo de Calatrava volcanic region (Ciudad Real, Spain)

Miguel Ángel Sentre Domingo¹, José Luis Granja Bruña², Ramón Vegas Martínez² y Sergio Sainz-Maza Aparicio¹

¹ Observatorio Geofísico Central. Instituto Geográfico Nacional. 28014 Madrid, España. masentre@fomento.es, ssainz-maza@fomento.es

² Grupo de Tectonofísica Aplicada. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, España. jlgranja@ucm.es, ruidera@geo.ucm.es

ABSTRACT

The volcanic region of Campo de Calatrava has been interpreted as a process of intraplate volcanism developed during Neogene. Two opposed geodynamic models have been proposed to explain the origin of this volcanism: a) a rifting process in an extensional context with localized crustal thinning; b) a flexural lithospheric process in a weak compressive setting with no crustal thinning. The analysis of the Bouguer gravity anomalies and 2D crustal gravity modeling contribute to discriminate between the geodynamic models proposed for the origin of volcanism. The gravity models are constrained based on previous deep seismic sounding profiles and the regional geological mapping. Gravity models reject a crustal thinning, and then strongly questioning, the aborted rifting model. However, gravity models support a flexural lithospheric process in weak compressive regime as the origin of Betic volcanism.

Key-words: Gravity modeling, Calatrava volcanism, crustal structure.

RESUMEN

La región volcánica de Campo de Calatrava se ha interpretado como un proceso de volcanismo intraplaca desarrollado durante el Neógeno. Se han propuesto dos modelos geodinámicos contrapuestos para explicar el origen de este volcanismo: a) un proceso de rifting en un contexto extensional con un adelgazamiento localizado de corteza; b) un proceso flexural de la litosfera en un contexto compresivo débil sin adelgazamiento de corteza. El análisis de las anomalías gravimétricas de Bouguer y una modelización gravimétrica 2D a escala cortical contribuyen a discriminar entre los modelos geodinámicos propuestos para el origen del volcanismo. Los modelos gravimétricos se han constreñido en base a los estudios sísmicos profundos existentes en la zona y a la cartografía geológica regional. Los modelos gravimétricos descartan un adelgazamiento cortical, lo que cuestiona el modelo de rifting abortado y apoyan la hipótesis alternativa del proceso flexural de la litosfera en régimen compresivo débil como origen del volcanismo bético.

Palabras clave: Modelización gravimétrica, volcanismo de Calatrava, estructura cortical.

Geogaceta, 56 (2014), 43-46.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30 de enero de 2014
Fecha de revisión: 29 de abril de 2014
Fecha de aceptación: 30 de mayo de 2014

Introducción

La región volcánica de Campo de Calatrava se ha interpretado como un caso de volcanismo intraplaca desarrollado durante el Neógeno – Cuaternario en la Península Ibérica (Ancochea *et al.*, 2004). En esta zona existe cierta controversia en relación a los modelos geodinámicos propuestos para explicar el origen del volcanismo: a) un proceso de *rifting* en un contexto extensional con un adelgazamiento localizado de corteza (Ancochea, 1982; López-Ruiz *et al.*, 1993); b) un contexto compresivo asociado con un proceso flexural de la litosfera relacionado con el resto del volcanismo del SE de la Península Ibérica, sin adelgazamiento

de corteza (Vegas y Rincón-Calero, 1996).

El presente trabajo aborda el estudio de la estructura de la corteza mediante la técnica del análisis de anomalías y la modelización gravimétrica 2D. El objetivo de este estudio es la modelización gravimétrica 2D del espesor en la corteza debajo del campo volcánico. Los resultados contribuyen a discriminar entre los modelos geodinámicos propuestos para el origen del volcanismo en el Campo de Calatrava; corteza adelgazada vs. corteza de espesor normal.

Contexto geológico

La región volcánica de Campo de Calatrava se sitúa en una zona de plataforma

donde concurren el basamento hercínico de la Zona Centroibérica y la cuenca neógena de la Llanura Manchega. El volcanismo aparece diseminado tanto en los materiales paleozoicos como en los sedimentos terciarios (Fig. 1). Este volcanismo se caracteriza por ser monogenético y de tipo estromboliano o freatomagmático. La ausencia de tipos evolucionados, la presencia de edificios monogenéticos y de enclaves ultramáficos indican un ascenso rápido del magma desde zonas de generación mantélica y la inexistencia de cámaras magmáticas de entidad (Ancochea, 1999).

Para López-Ruiz *et al.* (1993) el origen de este volcanismo está relacionado con la existencia de un punto caliente que ge-

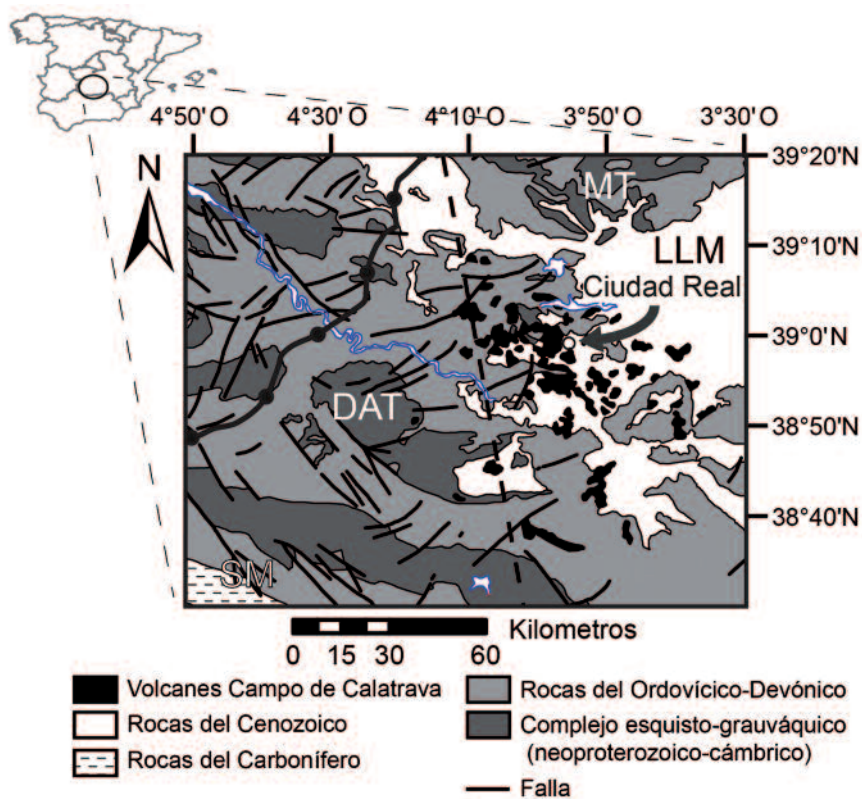


Fig. 1.- Mapa geológico de la zona de estudio y su situación en la Península Ibérica. La línea punteada representa el perfil sísmico ALCUDIA. La línea discontinua muestra la posición del perfil gravimétrico realizado en este estudio. MT: Montes de Toledo, LLM: Llanura Manchega, DAT: Domo de Abenójar – Tirteafuera, SM: Sierra Morena.

Fig. 1 - Geological map and their situation in the Iberian Peninsula. The dotted black line represents the ALCUDIA seismic profile. Dashed line shows the gravity profile performed at this study. MT: Montes de Toledo, LLM: Llanura Manchega, DAT: Abenójar – Tirteafuera Dome, SM: Sierra Morena.

neró un ascenso diapírico del magma seguido de un comienzo de *rifting* resultando en un adelgazamiento cortical. Por otro lado, según Vegas y Rincón-Calero (1996), la región experimentó una flexión suave en la corteza y en el conjunto de la litosfera producida por una compresión débil neógeno – cuaternaria en el antepaís de las Cordilleras Béticas orientales. Esta compresión daría lugar a flexuras ortogonales a un σ_1 orientado 140°-160° que permitiría un ascenso local del manto y fusión parcial.

La estructura profunda de la corteza en la Zona Centroibérica se conoce principalmente a partir de los perfiles sísmicos IBERSEIS y ALCUDIA (Palomeras *et al.*, 2009; Martínez Poyatos *et al.*, 2012) (Fig. 1). En la zona de estudio los datos sísmicos muestran la base de la corteza a unos 30 km de profundidad con una morfología muy suave. A unos 11-14 km de profundidad se observa un marcado gradiente de velocidad que indicaría el límite entre la corteza superior e inferior.

Datos y métodos

En la región de Campo de Calatrava existe una cobertura amplia de datos gravimétricos (portal web SIGECO; Instituto Geológico y Minero de España). El número total de estaciones gravimétricas utilizadas ha sido de 5276. Los datos se concentran principalmente en la provincia de Ciudad Real pero con una densidad y distribución espacial bastante heterogénea (Fig. 2). Con estos datos se ha calculado la anomalía de Bouguer, utilizando una densidad media de 2,67 gr/cm³ y empleando unos modelos digitales del terreno de 25 y 200 metros (portal web CNIG - Instituto Geográfico Nacional) para el cálculo de la corrección topográfica.

Los datos de anomalía de Bouguer se han interpolado creando una malla regular. Con el fin de evitar artefactos producidos por la distribución espacial heterogénea de los datos se usó un paso de malla de 4 km.

La modelización gravimétrica 2D (p. ej., Won y Bevis, 1987) se ha llevado a cabo

sobre un perfil de anomalía de Bouguer orientado NNO-SSE (Fig. 2). Esta orientación es transversal a las posibles estructuras asociadas con un modelo de *rifting* o con un modelo de flexión litosférica. El modelo de partida se basa en la información aportada por la cartografía geológica y los datos sísmicos que proporcionan la profundidad de la base de la corteza, límite corteza superior-inferior y permiten inferir las densidades en función de las velocidades sísmicas (Christensen y Mooney, 1995; Brocher, 2005).

La correlación de las velocidades sísmicas con la densidad ha permitido definir una serie de bloques principales en los modelos gravimétricos 2D: la Corteza Superior con Vp promedio de 5,8 km/s, tiene una densidad 2,67 gr/cm³ y alcanza los 12 km de profundidad; la Corteza Inferior con Vp promedio de 6,9 km/s, tiene una densidad de 2,9 gr/cm³ y está situada entre los 12 y los 31 km; y el Manto Superior con Vp promedio de 8,2 km/s, tiene una densidad de 3,36 gr/cm³. Para ajustar las longitudes de onda cortas generadas por cuerpos en la corteza superior se han modelado bloques con densidades de 2,4 y 2,8 gr/cm³ y geometrías deducidas de la cartografía geológica de la región.

Resultados y discusión

Mapa de anomalía de Bouguer

La zona de estudio se caracteriza por la presencia de un gradiente de anomalía de gravedad continuo lateralmente (Fig. 2) que muestra en planta una forma curvada e indica la transición entre una región de máximos de anomalía de Bouguer en la parte occidental y en los extremos norte y sur, y otra región de mínimos en la parte central y oriental. El gradiente rodea la zona de mínimos que se abre y extiende por el este hacia la Llanura Manchega. Esta zona de mínimos, con valores comprendidos entre -46 y -64 mGal, corresponde principalmente con los afloramientos de los materiales terciarios de la Llanura Manchega, de los materiales volcánicos del Campo de Calatrava y en su extremo occidental ya aparecen los materiales metamórficos del Ordovícico-Devónico y del Neoproterozoico-Cámbrico. Dentro de la zona de mínimos existe un umbral, orientado NNO-SSE, que separa una sub-zona oriental con valores de -48 a -64 mGal que corresponde principalmente con

los materiales terciarios y una sub-zona occidental con valores entre -48 y -52 mGal que corresponde principalmente con rocas del Proterozoico y Paleozoico (como cuarcitas y pizarras). En la zona de umbral es donde aparece la mayor concentración de los afloramientos volcánicos del Campo de Calatrava. La zona de máximos de anomalía de Bouguer, con valores comprendidos entre -32 y -10 mGal, corresponde principalmente con los afloramientos de los materiales ígneos y metamórficos. En la parte norte de la zona de estudio el gradiente está orientado OSO-ENE y tiene un valor de 0,86 mGal/km y marca la transición entre los materiales de la Llanura Manchega y las rocas ígneas y metamórficas de los Montes de Toledo. Este gradiente gira al oeste del domo de Abenójar-Tirteafuera (DAT en Figs. 1 y 2) y se hace más acentuado hasta valores de 1,6 mGal/km. En esta zona el gradiente marca el paso hacia las sierras situadas al Oeste de Ciudad Real donde los afloramientos del Complejo Esquisto-grauváquico son dominantes sobre la sucesión Ordovícica-Devónica de la Zona Centroibérica. Además al oeste de este límite se encuentran los valores de anomalía de Bouguer más altos de toda la zona de estudio (-10 mGal). El gradiente, rodea el domo por el oeste, y se orienta E-O dando unos valores de 0,63 mGal/km indicando la transición entre la Llanura Manchega y el Campo de Calatrava, y las estribaciones montañosas de Sierra Morena con materiales neoproterozoicos.

Modelización gravimétrica 2D

El modelo gravimétrico se orienta NNO-SSE, perpendicular al gradiente que orla la

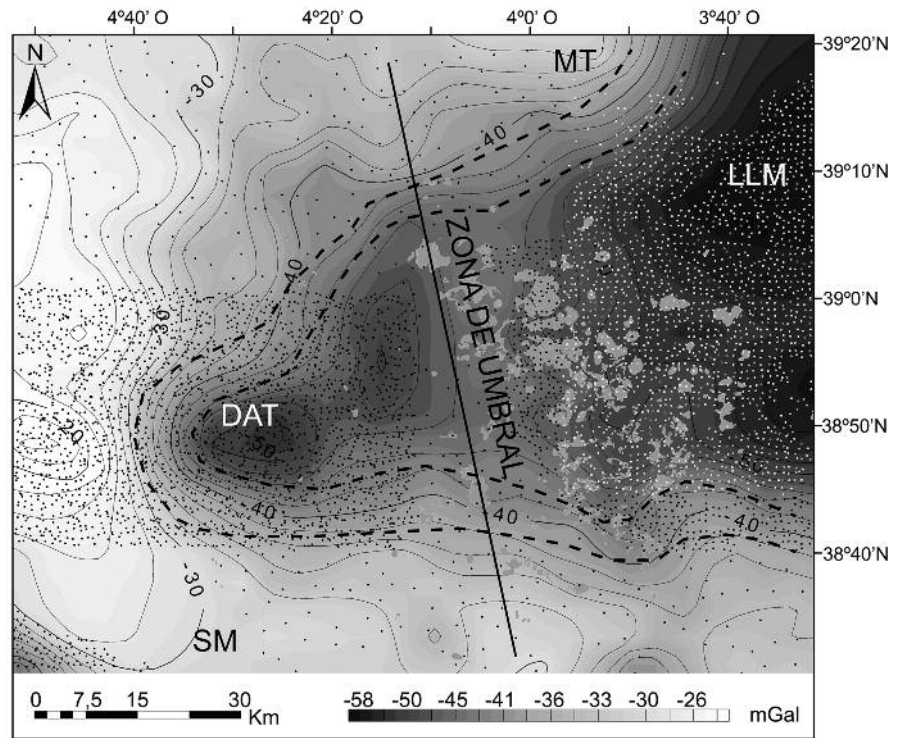


Fig. 2.- Mapa de Anomalía de Bouguer. El intervalo de isovalores es de 2 mGal. En gris los afloramientos volcánicos. La línea discontinua indica el gradiente gravimétrico. La línea continua indica la localización del modelo gravimétrico. Los puntos son las estaciones gravimétricas utilizadas en este estudio.

Fig. 2.- Bouguer anomaly map. Contour interval is 2 mGal. Gray colored areas show the volcanic outcrops of Campo de Calatrava. Dashed line show the gravity gradient. Solid line shows the gravity model location. Dots are gravity stations used in this study.

zona de mínimos central, atravesando los afloramientos volcánicos del Campo de Calatrava (Fig. 2). El perfil de anomalía de Bouguer muestra una zona central de mínimo de unos 30 km de largo donde los valores alcanzan los -47 mGal y corresponde con la zona de umbral del mapa de anomalía de Bouguer donde se concentran los afloramientos volcánicos. Desde esta zona central, hacia los extremos NNO y SSE, los

valores de anomalía muestran gradientes que dan paso a valores máximos entorno a -30 mGal que corresponden con los afloramientos de materiales ígneos y metamórficos.

Modelo de corteza con espesor constante

Este modelo parte de una configuración de corteza con espesor constante (Fig. 3A).

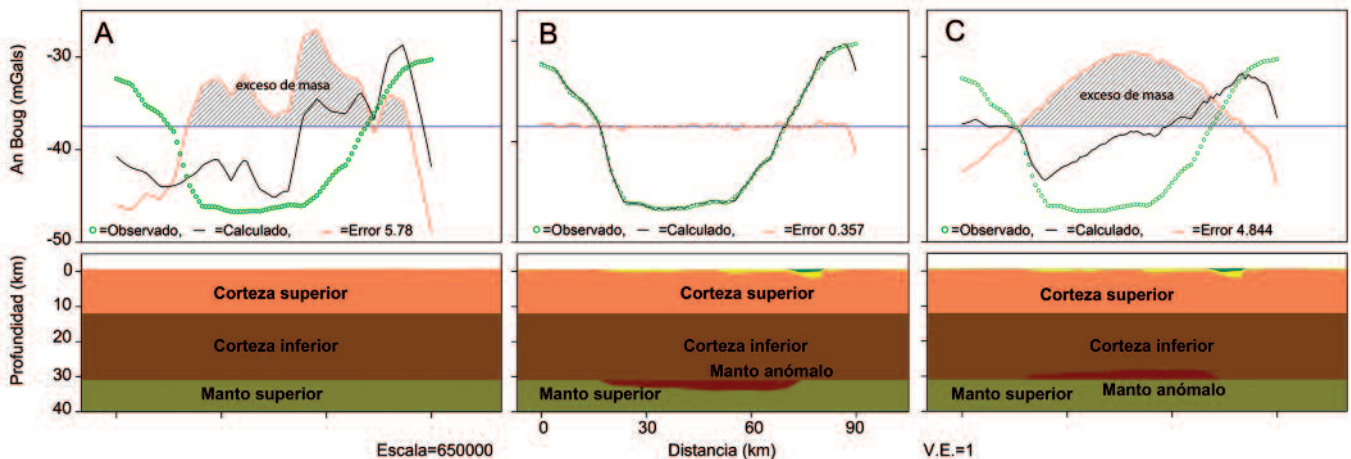


Fig. 3.- Modelos gravimétricos. A. Corteza con espesor constante. B. Manto anómalo. C. Corteza adelgazada.

Fig. 3.- Gravity models. A. Constant-thickness crust. B. Anomalous mantle. C. Thinned crust.

Los límites horizontales para la interfase corteza superior-inferior y para la discontinuidad de Moho se han inferido a partir de los perfiles sísmicos profundos.

La curva de respuesta gravimétrica de este modelo (es decir, la curva calculada) no se ajusta a la forma de onda del perfil de anomalía de Bouguer medido. Al ser un modelo con capas horizontales la respuesta gravimétrica viene determinada por el perfil topográfico. En la zona central de mínimos se observa que el perfil calculado muestra una desviación significativa que alcanza hasta 10 mGal de diferencia respecto al perfil observado.

Modelo de manto anómalo

Este modelo muestra un espesor de corteza constante pero cuenta además con un bloque de densidad de $3,05 \text{ gr/cm}^3$ situado en el techo del manto superior (manto anómalo; Fig. 3B). Esta densidad es inferior al valor promedio de $3,36 \text{ gr/cm}^3$ para el manto superior derivada de las velocidades sísmicas. La existencia de este bloque de menor densidad en el techo del manto superior permite compensar el exceso de masa observado en el modelo de corteza con espesor constante alcanzando un buen ajuste de la forma de onda del perfil de anomalía. Este bloque tendría unas dimensiones máximas de 53 km de largo y 3 km de espesor. Por la localización justo debajo de los afloramientos volcánicos, la geometría y la baja densidad relativa, este bloque podría corresponder con un cuerpo de manto anómalo relacionado con el proceso de volcanismo neógeno en el Campo de Calatrava.

Modelo de corteza adelgazada

Este modelo parte de la misma configuración que el primero, pero en este caso se ha añadido un bloque en la base de la

corteza con densidad $3,05 \text{ gr/cm}^3$ (es decir, un manto anómalo). Esta configuración sería análoga con un modelo geodinámico de corteza adelgazada propuesto como origen del volcanismo (Fig. 3C). Este modelo muestra un exceso de masa significativo en la zona central de mínimos justo debajo del campo volcánico. El perfil calculado muestra una desviación significativa que alcanza los 8 mGal de diferencia respecto al perfil observado. Esta desviación sería más acentuada si se asignara una densidad promedia para el manto superior ($3,36 \text{ gr/cm}^3$). Por tanto, la modelización gravimétrica descarta la hipótesis del adelgazamiento de la corteza asociado al origen del volcanismo.

Conclusiones

La zona volcánica de Campo de Calatrava se sitúa en una zona de mínimos de anomalía de Bouguer comprendidos entre -36 y -54 mGal. Esta zona de mínimos se encuentra abierta hacia el este (Llanura Manchega) y orlada por un gradiente que lo separa de la zona de máximos que caracteriza los afloramientos de rocas del basamento de la zona. Dentro de la zona de mínimos, la máxima concentración de edificios volcánicos se encuentra en una zona umbral de dirección NNO-SSE.

Los modelos gravimétricos realizados sugieren la existencia de un cuerpo de manto anómalo (densidad $3,05 \text{ gr/cm}^3$) emplazado en la base de una corteza de espesor constante. Este cuerpo de manto anómalo sería un vestigio del proceso magmático que dio lugar al volcanismo. La modelización gravimétrica descarta un adelgazamiento cortical, lo que cuestiona el modelo geodinámico propuesto de *rifting* abortado. En cambio, la modelización apoyaría la hipótesis del proceso flexural de la litosfera en régimen compresivo débil como origen del volcanismo bético, que no implica un adelgazamiento cortical.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer tanto al IGME como al IGN la cesión de los datos. Así como agradecer las correcciones hechas por los revisores. Este trabajo ha sido posible gracias a la obtención de una beca de formación del IGN convocadas por Orden FOM/2824/2009, de 29 de septiembre.

Referencias

- Ancochea, E. (1982). *Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 675 p.
- Ancochea, E. (1999). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 7.3, 237-243.
- Ancochea, E., Barrera, J.L., Bellido, F., Benito, R., Brändle, J.L., Cebriá, J.M., Coello, J., Cubas, C.R., De La Nuez, J., Doblas, M., Gómez, J.A., Hernán, F., Herrera, R., Huertas, M.J., López-Ruiz, J., Martí, J., Muñoz, M. y Sagredo, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 634-680.
- Brocher, T.M. (2005). *Bulletin of the Seismological Society of America* 95, 2081-2092.
- Christensen, N.I. y Mooney, W.D. (1995). *Journal of Geophysical Research* 100, 9761-9788.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblas, M., Oyarzun, R., Hoyos, M. y Martín, C. (1993). *Journal of the Geological Society, London* 150, 915-922.
- Martínez Poyatos, D., Carbonell, R., Palomeras, I., Simancas, J.F., Ayarza, P., Martí, D., Azor, A., Jabaloy, A., González Cuadra, P., Tejero, R., Martín Parra, L.M., Matas, J., González Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A., García Lobón, J.L. y Mansilla, L. (2012). *Tectonics* 31, 1-21.
- Palomeras, I., Carbonell, R., Flecha, I., Simancas, F., Ayarza, P., Matas, J., Martínez Poyatos, D., Azor, A., González Lodeiro, F. y Pérez-Estaún, A. (2009). *Journal of Geophysical Research* 114, 1-29.
- Vegas, R. y Rincón-Calero, P.J. (1996). *Geogaceta* 19, 31-34.
- Won, J. y Bevis, M., (1987). *Geophysics* 52, 232-238.