

Modelado gravimétrico litosférico 3D para interpretaciones geodinámicas. Aplicación al Atlántico Noreste

M Laura Gómez Dacal^{1,2}

Resumen Debido a sus características, el modelado gravimétrico tridimensional a escala litosférica puede ser utilizado para resolver interrogantes geodinámicos. En este trabajo, se presenta una metodología que consta de una extensa integración de datos geofísicos y geológicos en distintas etapas de modelado, tanto directo como inverso. Se muestra, a modo de ejemplo, una aplicación a la zona del Atlántico Noreste donde existe una gran cantidad de interrogantes geodinámicos. Los resultados del modelado en esta área muestran la capacidad de la metodología para caracterizar la corteza y el manto superior y así aportar a la resolución de las problemáticas abiertas. En particular, el modelo realizado sugiere que hay indicios de la existencia de la pluma del manto de Islandia y aporta al interrogante del tiempo, lugar y causa de la apertura del océano Atlántico en esa área.

Palabras clave Modelado tridimensional de densidades, integración de datos geofísicos, geodinámica, pluma de Islandia, apertura del océano Atlántico Noreste.

INTRODUCCIÓN

El modelado gravimétrico tridimensional es una herramienta poderosa para la caracterización física de la corteza profunda y el manto superior. Al ser un método que cuenta con datos accesibles para toda la superficie terrestre, posibilita la realización de modelos en zonas amplias y de cobertura irregular de otros tipos de datos. Gracias, principalmente, a su escala espacial, los modelos resultantes pueden ser útiles para la interpretación geodinámica litosférica.

Debido a la ambigüedad del método gravimétrico (infinitas distribuciones de densidad pueden resultar en el mismo campo de gravedad calculado), es esencial integrar observaciones independientes de la gravedad al procedimiento de modelado, de modo tal de restringir el número de modelos posibles. La metodología utilizada en este trabajo cuenta con un extenso proceso de integración de datos, de modo tal, de hacer uso del campo gravitatorio en combinación con otra información geológica y geofísica disponible (Sippel et al., 2013, entre muchos otros). Entre los datos empleados se destacan perfiles sísmicos, mapas de profundidades y espesores, modelos preexistentes, tomografías sísmicas, etc. La información fue integrada a través de un procedimiento combinado de modelado gravimétrico tridimensional directo e inverso. El objetivo principal de este modelado es la obtención de nuevos datos de la configuración estructural y de densidades de la corteza profunda y el manto somero.

La mencionada metodología fue aplicada en un área del Atlántico Noreste (AN) que incluye el este de Groenlandia, Noruega y el océano entre ellos, y por lo tanto, comprende también Islandia (Figura 1A). El AN es una zona muy interesante y compleja en términos de su tectónica y geodinámica, ya que incluye el margen pasivo del Océano Atlántico Noreste cuya ruptura, hace 55 Ma., ocurrió luego de una larga historia de acreción de terrenos, subducción, volcanismo y rifting que, además hoy en día, interactúa con una pluma del manto en los alrededores de Islandia (Artemieva & Thybo, 2008, por ejemplo). La ruptura entre Groenlandia y Eurasia sucedió después de una gran cantidad de tiempo de deformación extensional (desde el Paleozoico) que creó cuencas sedimentarias profundas cuyos ejes son oblicuos a la línea de apertura final (Gernigon et al., 2020, entre otros). En latitudes cercanas a Islandia, el sistema está caracterizado por un margen volcánico de apertura ortogonal que transiciona a uno transformante y menos volcánico hacia el norte.

Actualmente hay varias preguntas abiertas en la zona de estudio, entre las cuales se incluye si hubo

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET. Argentina. Email: gomezdacal@fcaglp.unlp.edu.ar

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

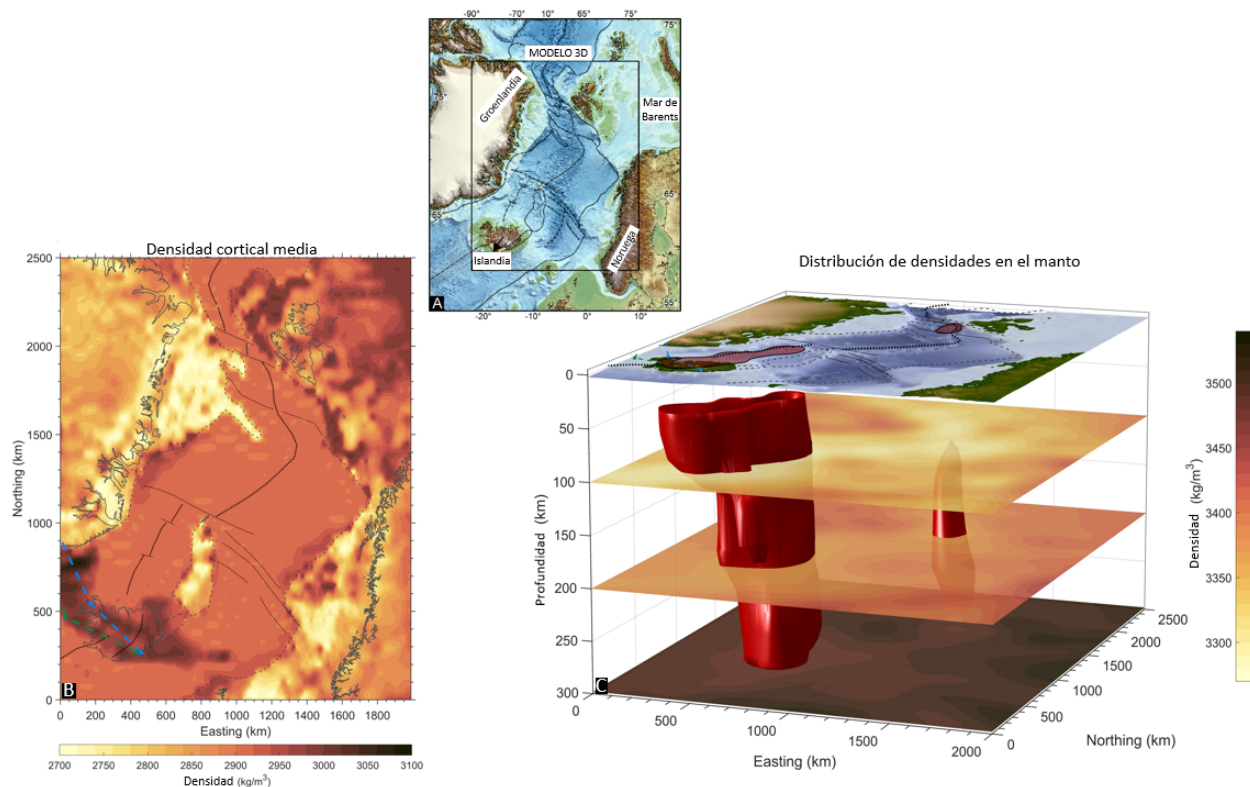


Figura 1. Distribución de densidades resultante del modelo 3D del AN. A) Área de estudio y ubicación del modelo. En colores se visualiza la topografía/batimetría del área, en líneas punteadas la discontinuidad corteza oceánica-corteza continental y en líneas compuestas de trazas y puntos las dorsales centro-oceánicas y las zonas de fractura. B) Promedio de las densidades de la corteza cristalina. Las líneas de trazos celestes y verdes son el camino de la litósfera sobre la pluma, determinado por dos métodos independientes. C) Visualización tridimensional de la distribución de densidades en el manto. Cortes cada 100 km. El cuerpo delimitado en rojo es la anomalía de bajas densidades determinada por el primer percentil de las velocidades más bajas. Modificado de [Gomez Dacal et al. \(2023a\)](#).

influencia de la pluma del manto en la apertura del océano y, en ese caso, cuál es el rol que jugó. Esto, a su vez, genera interrogantes tales como si esto puede explicar el momento y el lugar de la apertura y/o el tipo de margen o si se pueden ver trazas de estos procesos en la configuración actual de la litósfera.

En resumen, se presenta una metodología de modelado gravimétrico tridimensional que combina el método directo y el inverso y utiliza gran cantidad de información geológica y geofísica. Mediante la misma se realizó un modelo del AN a escala litosférica ([Gomez Dacal et al., 2023a](#)) que ajusta las variaciones de primer orden del campo de gravedad observado, y al mismo tiempo, los datos independientes disponibles. El modelo resuelve las principales características estructurales y de densidad de la corteza y el manto más superficial y aporta a los debates actuales en esta área geodinámicamente compleja.

METODOLOGÍA

El primer paso del procedimiento de modelado es la recolección de datos e información disponible y relevante del área de estudio. Mediante la visualización 3D e integración de esta información, independiente de la gravedad, se diferencian las principales discontinuidades de la litósfera. Una vez definido el modelo inicial, se compara su respuesta en gravedad con el campo gravitatorio observado. A partir de los residuos de gravedad (diferencia entre gravedad observada y gravedad calculada), se realiza el proceso de modelado tanto directo como inverso en pasos iterativos. Los distintos pasos del

modelado refinan secuencialmente el modelo permitiendo cubrir las zonas sin información y lograr un buen ajuste del campo gravitatorio calculado con el observado. En nuestro caso, los softwares utilizados para el modelado gravitatorio son IGMAS+ (Anikiev et al., 2020) para el modelado directo y Fatiando a Terra (Uieda et al., 2013) para el modelado inverso.

IGMAS+ (Interactive Gravity and Magnetic Application System; <https://www.gfz-potsdam.de/igmas>) es un software de modelado tridimensional de campos potenciales. El programa lee información sobre las interfaces entre distintas unidades de un modelo y triangula para crear volúmenes tridimensionales. Una vez definidas las propiedades físicas pertinentes (en nuestro caso densidades), IGMAS+ calcula el campo potencial resultante del modelo para ser comparado con el campo observado. El programa permite modificaciones interactivas del modelo (en la geometría o propiedades físicas) al mismo tiempo que se visualizan datos usados como restricciones. Para el modelado inverso se utilizó el módulo Harvester del software Fatiando a terra, un algoritmo que propaga iterativamente perturbaciones iniciales de densidad hasta que la diferencia entre el campo de gravedad de referencia y el del modelo llega a un límite mínimo.

En los párrafos siguientes se detallarán los pasos de la metodología de trabajo ejemplificando con el caso del modelo del AN. Para más información sobre la metodología y resultados del modelo tridimensional referimos a los lectores al trabajo de Gomez Dacal et al. (2023a).

1. Primeramente, se realiza la integración de datos independientes de la gravedad para crear un modelo estructural que defina las principales discontinuidades de la litósfera. La visualización y análisis de los datos, mayormente de origen sísmico, ayuda a determinar la escala, resolución y diferenciación geológica del modelo inicial. La información disponible sobre las profundidades y/o espesores de cada unidad del modelo, generalmente espaciada y discontinua, se extrae, organiza y corrige por las inconsistencias entre distintas fuentes. Luego, se unifica la información para obtener las superficies superiores (y/o los espesores) de cada unidad y se interpola la información espaciada en una grilla regular armando así el modelo estructural inicial. Para el caso del AN, se utilizaron grandes cantidades de datos, principalmente de perfiles sísmicos, pero también de compilaciones y modelos previos estructurales, sísmicos, de densidades, etc. Las discontinuidades principales determinadas a través de la compilación de datos independientes de la gravedad fueron el espesor sedimentario, la discontinuidad corteza-manto (Moho) y el espesor de unos cuerpos corticales de alta densidad (alta velocidad) presentes en las cercanías de la discontinuidad entre el continente y el océano. También se determinaron mediante modelos previos otras discontinuidades litosféricas. El modelo estructural inicial constó de 7 unidades que, de arriba abajo, son: agua, hielo, sedimentos, corteza continental, corteza oceánica, cuerpos de alta densidad y manto. Más detalles sobre las distintas fuentes de datos y el armado del modelo estructural pueden ser leídos en el material suplementario de Gomez Dacal et al. (2023a).
2. El segundo paso es el armado del modelo inicial de densidades y su comparación con el campo observado para comprobar su ajuste. Para esto se asignaron densidades iniciales constantes, típicas del respectivo tipo de roca (según observaciones globales), a cada unidad del modelo estructural y se calculó su respuesta en gravedad.
3. El residuo de gravedad del modelo inicial tiene largas longitudes de onda que están, además, correlacionadas con la discontinuidad entre la corteza continental y la oceánica. Como las largas longitudes de onda pueden ser relacionadas con fuentes profundas y considerando además que en esta área el volumen de manto es proporcionalmente grande, el siguiente paso fue obtener la distribución de densidades en el manto y los efectos que generan sus heterogeneidades en la respuesta en gravedad. Para obtener dicha distribución de densidades, se utilizaron velocidades de onda S de un modelo actualizado de tomografías sísmológicas (Noe et al., 2021). Las velocidades fueron convertidas a densidades utilizando la aplicación de Kumar et al. (2022). En el trabajo de Gomez Dacal et al. (2023a) pueden encontrarse los detalles sobre el modelo de tomografías, la conversión y los parámetros involucrados.

4. A partir de los residuos del modelo modificado con la adición de las heterogeneidades en el manto, se procedió al modelado gravimétrico directo que se realizó en dos pasos:
 - La unidad sedimentaria fue dividida en dos partes, una somera y otra profunda, con el fin de tener en cuenta el incremento de densidad generado por la compactación. La división fue realizada a los 8 km debajo del nivel del mar, considerando que la unidad más somera todavía tiene un grado de porosidad (lo que disminuye la densidad) mientras que en la profunda los sedimentos son considerados suficientemente compactados como para tener una densidad mayor.
 - En una porción del modelo que comprende Islandia y sus alrededores hacia el este y oeste existen varios perfiles sísmicos que indican una corteza oceánica con una capa inferior de alta velocidad asociada a densidades mayores. Este rasgo coincide espacialmente con un residuo positivo de gravedad. En consecuencia, se modeló en esa zona, un cuerpo de alta densidad que permitió ajustar la gravedad mientras se preservaban las restricciones impuestas por los perfiles sísmicos.
5. Los residuos de gravedad restantes, en áreas continentales fueron invertidos para encontrar las variaciones de densidad de la corteza cristalina. Esto se realizó dividiendo la corteza continental en dos capas (evidenciadas en los perfiles de refracción), una superior félsica y por lo tanto menos densa y una inferior máfica, es decir, más densa.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se describió una metodología que consiste en modelado gravimétrico tridimensional a escala litosférica directo e inverso en conjunto, utilizando datos independientes de la gravedad como restricciones. Este flujo de trabajo demuestra eficacia para generar modelos estructurales y de densidad a gran escala, caracterizando así las principales discontinuidades de la corteza y manto superior en un área de gran extensión lateral. Estos modelos permiten, por su cobertura y la caracterización resultante, realizar interpretaciones geodinámicas en la zona de estudio.

La aplicación de la metodología descrita al área del AN resultó en un modelo tridimensional estructural y de densidades de la litósfera para esa zona ([Gomez Dacal et al., 2023a](#)). El mismo tiene 2500 km × 3000 km de extensión lateral y 300 km de profundidad, tiene una resolución lateral de 10 km y está comprendido por 10 unidades de densidades diferentes que, de arriba abajo, son Agua, Hielo, Sedimentos someros, Sedimentos profundos, Corteza continental superior, Corteza continental inferior, Corteza oceánica, Cuerpos de alta velocidad del límite océano-continente, Cuerpo de alta velocidad de Islandia y alrededores y un Manto de densidad variable. El modelo, disponible en [Gomez Dacal et al. \(2023b\)](#), ajusta a la vez las principales características del campo gravitatorio y los datos independientes de la gravedad y, por lo tanto, provee una base robusta para realizar interpretaciones.

Utilizando los resultados del modelo, se calculó el promedio de las densidades de la corteza cristalina para cada punto del área de estudio (Figura 1B). La densidad media cortical en áreas oceánicas es mayormente uniforme, excepto en zonas donde hay presencia de cuerpos de alta densidad en donde se observa un incremento. Esta densidad promedio es máxima en los alrededores de Islandia coincidiendo con el área de máximo espesor cortical oceánico. En áreas continentales, la densidad media es más variable y depende de la proporción corteza superior/corteza inferior de cada punto. En general, este promedio es menor al oeste del océano que al este, siendo esta diferencia más pronunciada al norte, en la zona del margen transformante donde también se observa menor presencia de cuerpos de alta densidad (Figura 1B).

El promedio de densidades en el manto indica una diferencia de larga longitud de onda entre el manto continental, con mayores densidades, y el oceánico con menores densidades siendo mínima en los alrededores de la dorsal centro-oceánica y particularmente, en Islandia y hacia el norte. En cuanto a la distribución espacial tridimensional de densidades del manto (Figura 1C), las menores

(primer percentil de bajas densidades) están ubicadas debajo de Islandia y hacia el norte en los primeros 50 km de profundidad. A medida que observamos en mayor profundidad, la anomalía de bajas densidades se ubica cada vez más centrada en la dorsal ubicada inmediatamente al norte de Islandia (dorsal Kolbeinsey; Figura 1C).

La distribución de densidades litosférica descrita (que puede leerse en mayor detalle en [Gomez Dacal et al. \(2023a\)](#)) tiene varias implicancias geodinámicas, entre las que podemos destacar:

- Indicaciones de la existencia de la pluma del manto de Islandia: (1) El cuerpo de alta densidad modelado en la base de la corteza en los alrededores de Islandia, coincide con el camino de la litósfera sobre la pluma determinado por métodos independientes (Figura 1B) y a su vez con la zona de gran espesor cortical oceánico y de batimetría somera, indicando que este cuerpo podría ser la huella que dejó en la corteza paso de la pluma. (2) En el manto, la anomalía de baja densidad (Figura 1C), relacionada con altas temperaturas, podría indicar el lugar que ocupa la pluma en la actualidad. En este caso, se observa que la pluma estaría interactuando con la dorsal centro-oceánica ubicada al norte de Islandia.
- Aportes al interrogante del tiempo, lugar y causa de la apertura del océano Atlántico en esa área: (1) El cambio de régimen de apertura hacia el norte (pasando de ortogonal a transformante) coincide, según el modelo, con la menor cantidad de cuerpos de alta densidad y con el mayor contraste de densidades promedio corticales entre los márgenes (Figura 1B). Esto indicaría una menor proporción de magmatismo (y por lo tanto temperaturas más bajas) involucradas en la apertura y una mayor influencia de las diferencias reológicas pre-existentes. Estas características, que estarían relacionadas con la distancia a la pluma, podrían determinar el estilo de apertura en cada sub-área y la extensión de las mismas. (2) En el manto, las menores densidades y, por lo tanto, mayores temperaturas se observan en la zona de apertura ortogonal, mientras que en la zona de margen transcurrente y menos magmática, se observan mayores densidades y menores temperaturas (Figura 1C). Esto podría ser otra indicación de que la temperatura generada por la pluma aportó al estilo de apertura. En consecuencia, la llegada de la pluma habría tenido un rol determinante en el lugar y el tiempo de la apertura.

En conclusión, el modelo realizado en el AN revela las trazas que dejó en la litósfera la apertura del océano Atlántico en respuesta a la extensión y a las interacciones de la litósfera con la pluma del manto. Mientras que la corteza preserva aspectos de la historia del área (extensión, magmatismo, llegada de la pluma), el manto superior indica los procesos activos hoy en día (la interacción de la pluma con la dorsal centro-oceánica).

REFERENCIAS

- Anikiev, D., Götze, H.-J., Meeßen, C., Plonka, C., Scheck-Wenderoth, M., & Schmidt, S.** (2020). IGMAS+: Interactive gravity and magnetic application system. V. 1.3. Reporte técnico, GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/GFZ.4.5.igmas.v.1.3>
- Artemieva, I. M. & Thybo, H.** (2008). Deep Norden: Highlights of the lithospheric structure of Northern Europe, Iceland, and Greenland. *Episodes*, 31(1), 98. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i1/014>
- Gernigon, L., Franke, D., Geoffroy, L., Schiffer, C., Foulger, G. R., & Stoker, M.** (2020). Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea. *Earth-Science Reviews*, 206, 102839. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011>
- Gomez Dacal, M. L., Scheck-Wenderoth, M., Faleide, J. I., Abdelmalak, M. M., Bott, J., & Anikiev, D.** (2023a). 3D-NEA: Three-dimensional lithospheric-scale structural model of the North East Atlantic. Reporte técnico, GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/GFZ.4.5.2023.001>
- Gomez Dacal, M. L., Scheck-Wenderoth, M., Faleide, J. I., Abdelmalak, M. M., Bott, J., & Anikiev, D.** (2023b). Tracing the Iceland plume and North East Atlantic breakup in the lithosphere. *Commun Earth Environ*, 4, 457. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-01120-w>

- Kumar, A., Cacace, M., Scheck-Wenderoth, M., Götze, H. J., & Kaus, B. J. P.** (2022). Present-day upper-mantle architecture of the Alps: Insights from data-driven dynamic modeling. *Geophys. Res. Lett.*, 49. <https://doi.org/10.1029/2022GL099476>
- Noe, S., Van Herwaarden, D. P., Thrastarson, S., Masouminia, N., Van Driel, M., Boehm, C., & Fichtner, A.** (2021). Collaborative seismic earth model: Generation 2. *AGU Fall Meeting Abstracts*, volumen 2021, S15E–0298. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2021AGUFM.S15E0298N>
- Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Lewerenz, B., & Kröger, K.** (2013). A crust-scale 3D structural model of the Beaufort-Mackenzie Basin (Arctic Canada). *Tectonophysics*, 591, 30–51. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.030>
- Uieda, L., Oliveira Jr, V. C., & Barbosa, V. C.** (2013). Modeling the Earth with Fatiando a Terra. *SciPy*, 92.