

Estimación del espesor cortical para la provincia de Santiago del Estero a partir de datos satelitales

Estimation of crustal thickness for the province of Santiago del Estero from satellite data

Claudia L Infante¹, Claudia N Tocho^{2,3}, M Alejandra Arecco⁴

Resumen El campo de gravedad terrestre provee información de las variaciones de densidad en el interior de la Tierra, proporcionando una restricción esencial en el desarrollo de modelos de corteza. El objetivo de este trabajo consistió en determinar el espesor cortical para la provincia de Santiago del Estero, Argentina, mediante inversión gravimétrica de anomalías de Bouguer de fuentes satelitales. Para ello se aplicó el método iterativo de Parker-Oldenburg, considerando un modelo de dos capas, con contraste de densidad constante, restringido con datos del espectro de densidad de potencia de las anomalías gravitatorias y antecedentes geofísicos. La geometría de la interfaz corteza-manto se obtuvo de forma iterativa. Para analizar la singularidad de los valores obtenidos del espesor de la corteza, se variaron los parámetros de entrada en un rango acorde a los valores disponibles en la literatura. El modelo de mejor ajuste resultó con un valor cuadrático medio (RMS) de 0.0157 km en la topografía invertida y un error cuadrático medio (ECM) de 4.51 mGal en la diferencia entre la gravedad inicial y la calculada. El modelo de corteza 3D obtenido revela una profundidad cortical adelgazada, que varía en general, entre 39 km al NW y 35 km al SE, con un gradiente negativo orientado predominantemente en dirección NW-SE. Para robustecer el modelo determinado, se lo comparó con modelos corticales disponibles en la literatura. La contrastación mostró el mejor ajuste con el modelo 3D-Earth, con una desviación estándar de ± 1.11 km y un RMS de ± 2.11 km.

Palabras clave Espesor cortical, inversión gravimétrica, Parker-Oldenburg, anomalía de Bouguer, Santiago del Estero.

Abstract The Earth's gravity field provides information on density variations in the Earth's interior, providing an essential constraint in the development of crustal models. The objective of this work was to determine the crustal thickness for the territory of the Santiago del Estero province, Argentina, through gravimetric inversion of Bouguer anomalies from satellite sources. The methodology applied was the iterative Parker-Oldenburg method, considering a two-layer model, with constant density contrast, restricted with data from the power density spectrum of gravitational anomalies and geophysical background. The geometry of the crust-mantle interface was obtained iteratively. To analyze the uniqueness of the crustal thickness values obtained, the input parameters were varied in a range according to the values available in the literature. The best-fitting model resulted in an RMS error of 0.0157 km in the inverted topography and an ECM of 4.51 mGal in the difference between the initial and calculated gravity. The obtained 3D crustal model reveals an attenuated crustal depth, which generally varies between 39 km NW and 35 km SE, with a negative gradient predominantly oriented in the NW-SE direction. To strengthen the defined model, it was validated with cortical models available in the literature. The contrast showed good agreement, in general, reaching the best fit with the 3D-Earth model, with a standard deviation of ± 1.11 km and an RMS of ± 2.11 km.

Keywords Cortical thickness, gravimetric inversion, Parker-Oldenburg, Bouguer anomaly, Santiago del Estero.

¹Departamento de Agrimensura, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnologías, Universidad Nacional de Santiago del Estero, Argentina.
Email: claudia.nfnt@gmail.com

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

³Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Argentina.

⁴Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La determinación de la geometría tridimensional de una interfaz de densidad a partir de la anomalía de la gravedad es un problema clásico que surge de muchos estudios geofísicos ([Gómez Ortiz & Agarwal, 2005](#); [Bessoni et al., 2020](#)). Una de esas aplicaciones es el mapeo de la discontinuidad corteza-manto, conocida como discontinuidad de Mohorovičić o simplemente Moho ([Nagendra et al., 1996](#); [Gómez Ortiz & Agarwal, 2005](#); [Bessoni et al., 2020](#)).

Diversos autores han trabajado en el desarrollo de algoritmos destinados a modelar el subsuelo. Las primeras estimaciones de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić a partir de anomalías de gravedad, se remontan a 1950 en los trabajos de [Heiskanen \(1953\)](#) y [Talwani et al. \(1959\)](#) que obtuvieron fórmulas rápidas para calcular el efecto gravitacional debido a cuerpos de forma arbitraria y estimar la estructura de la corteza terrestre mediante un método de prueba y error ([Talwani et al., 1959](#); [Talwani & Ewing, 1960](#)).

La zona de trabajo comprende a la provincia de Santiago del Estero, al noroeste de Argentina, extendiéndose entre los extremos latitudinales de -25° y -31°, y entre los extremos longitudinales de -61.5° y -65.5°. Se encuentra incluida, casi totalmente, en la provincia geológica definida como Llanura Chacopampeana, caracterizada como una extensa planicie topográficamente monótona con altitudes menores a los 200 m sobre el nivel del mar, con una suave pendiente de dirección noroeste a sureste. Un pequeño sector, al oeste y al sur, presenta un escenario topográfico diferente, con serranías que no superan en general los 1000 m de altura. En la zona de trabajo se disponen de datos de gravedad medida, distribuidos a lo largo de líneas de nivelería del Instituto Geográfico Nacional y algunos estudios gravimétricos y geofísicos localizados en sectores limitados que alcanzaron a modelar la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic, como lomadas de Otumpa ([Peri & Rossello, 2010](#); [Peri, 2012](#)), y en el sector sur próximo a las sierras de Córdoba ([Ramé & Miró, 2011](#)).

El desarrollo de las misiones espaciales gravimétricas como CHAMP ([Reigber et al., 2002b](#)), GRACE ([Tapley et al., 2004](#)), GOCE ([Rummel et al., 2011](#)), y GRACE-FO ([Flechtner et al., 2014](#)), permitieron disponer de datos de gravedad precisos, distribuidos de forma densa y homogénea en la Tierra y, por lo tanto, proporcionan información valiosa sobre la estructura de la discontinuidad de Mohorovičić. En particular, las misiones satelitales gravimétricas más recientes (GRACE, GOCE y actualmente GRACE-FO) brindan información del campo de gravedad terrestre permitiendo la generación de modelos geopotenciales globales de alta calidad y precisión ([Reigber et al., 2002a](#); [Tapley et al., 2004](#); [Pavlis et al., 2012](#); [Foerste et al., 2014](#)), que se utilizan de manera ventajosa para este propósito.

La Transformada Rápida de Fourier (FFT), junto con los avances en las capacidades informáticas, han propiciado que el método Parker sea atractivo para el cálculo rápido de la gravedad y los campos magnéticos. [Nagendra et al. \(1996\)](#) desarrollaron un programa informático en lenguaje FORTRAN basado en el método Parker-Oldenburg para analizar datos de gravedad 2D. Posteriormente, [Gómez Ortiz & Agarwal \(2005\)](#) presentaron un programa para la extensión 3D, que se aplica en el presente trabajo.

La determinación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en la provincia de Santiago del Estero permitió determinar el espesor cortical con mayor resolución que los modelos existentes.

METODOLOGÍA

Método Parker-Oldenburg

El procedimiento de inversión emplea la ecuación descrita por [Parker \(1973\)](#) para calcular la anomalía de la gravedad causada por una capa irregular de densidad constante a través de una serie de transformadas de Fourier. Esta expresión, en su forma 1D, se define como

$$\mathcal{F}[\Delta g] = -2\pi G \Delta \rho e^{-kz_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} \mathcal{F}[h^n(\mathbf{r})], \quad (1)$$

donde $\mathcal{F}[\Delta g]$ es la Transformada de Fourier de la anomalía de la gravedad; G es la constante gravitacional; $\Delta \rho$ es el contraste de densidad a través de la interfaz; k es el número de onda; $h^n(\mathbf{r})$ es la n -ésima potencia de la profundidad de la interfaz (positiva hacia abajo); y z_0 es la profundidad media de la interfaz horizontal.

[Oldenburg \(1974\)](#) reorganizó la ecuación 1 para calcular la profundidad de la interfaz ondulada de la anomalía gravimétrica mediante el proceso iterativo

$$\mathcal{F}[h(x)] = \frac{\mathcal{F}[\Delta g(x)]e^{kz_0}}{2\pi G \Delta \rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} \mathcal{F}[h^n(x)]. \quad (2)$$

Esta expresión permite determinar la topografía de la interfaz de densidad mediante un procedimiento de inversión iterativo. Debido a que la anomalía de Bouguer solo representa los contrastes de densidad lateral, el vector de posición \mathbf{r} se puede reemplazar por x , lo que da como resultado $h(x)$. La inversión iterativa no es única debido a las ambigüedades inherentes a la inversión de campos potenciales. El nivel de referencia de la interfaz y la densidad son los dos parámetros libres que controlan la topografía de la interfaz invertida.

En este procedimiento, se asume que se conocen la profundidad media de la interfaz, z_0 , así como el contraste de densidad asociado con los dos medios, $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$. El primer término de la ecuación 2 se calcula asignando $h(x) = 0$, de modo que la transformada de Fourier inversa de esta cantidad proporciona un valor actualizado para la topografía $h(x)$. Durante este paso, se produce un procedimiento de filtrado en el dominio de la frecuencia espacial como se muestra en la ecuación 3 ([Bessoni et al., 2020](#)):

$$\mathcal{F}[h(x) = 0] = \mathcal{F}(k_0) \rightarrow [\text{FILTRO}] \rightarrow \mathcal{F}^{-1}[\mathcal{F}(k_0)] = h_1(x). \quad (3)$$

Luego, el valor de $h_1(x)$ se ingresa nuevamente en la ecuación 2 para generar una nueva estimación de $h(x)$. El valor de la desviación RMS entre la topografía nueva y la anterior se calcula mediante

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum [h_n(x) - h_{n-1}(x)]^2}{2 \cdot (N_f \cdot N_c)}}, \quad (4)$$

donde N_f es el número de filas y N_c es el número de columnas en la matriz de datos.

El proceso iterativo finaliza cuando la diferencia entre dos aproximaciones sucesivas de la topografía es menor que un valor previamente elegido, que en este trabajo se estableció en 0.02 km, o cuando se alcanza el máximo de 10 iteraciones ([Gómez Ortiz & Agarwal, 2005](#)). De acuerdo con [Oldenburg \(1974\)](#), el proceso es convergente si la profundidad de la interfaz es mayor que cero y no se cruza con la topografía. Además, la amplitud del relieve de la interfaz debe ser menor que la profundidad media de la interfaz.

El procedimiento de inversión se vuelve inconsistente a altas frecuencias, por lo que se aplica un filtro paso bajo $HFC(k)$, el cual corta las altas frecuencias de las oscilaciones relacionadas con fuentes menos profundas, según la ecuación 5 ([Oldenburg, 1974](#)):

$$HCF(k) = \begin{cases} 0 & \text{si } \frac{k}{2\pi} > SH, \\ \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k - 2\pi WH}{2(SH - WH)} \right) \right] & \text{si } WH \leq \frac{k}{2\pi} \leq SH, \\ 1 & \text{si } \frac{k}{2\pi} < WH, \end{cases} \quad (5)$$

donde $HCF(k)$ es el filtro de corte alto, y WH y SH son las frecuencias de corte.

El filtro $HCF(k)$ pasa todas las frecuencias hasta WH y no pasa ninguna por encima de la frecuencia de corte SH . Las frecuencias intermedias entre WH y SH dependen de la ecuación 5. Los valores de frecuencia WH y SH se escogen para restringir el contenido de alta frecuencia en el espectro de Fourier de la anomalía de gravedad observada, mejorando la convergencia de la serie ([Nagendra et al., 1996](#); [Gómez Ortiz & Agarwal, 2005](#); [Bessoni et al., 2020](#)).

Procedimiento de cálculo

El programa desarrollado por [Gómez Ortiz & Agarwal \(2005\)](#) emplea rutinas de cálculo de la Transformada de Fourier bidimensional directa e inversa (FFT2 e IFFT2), lo cual permite manipular grandes conjuntos de datos con menor tiempo de cálculo, logrando un método de inversión eficiente y efectivo.

El algoritmo requiere que los datos iniciales de anomalías de la gravedad estén dispuestos en una cuadrícula. Para el cálculo se proporcionan los siguientes parámetros y criterios: contraste de densidad $\Delta\rho$; profundidad media z_0 de la interfaz; criterio de convergencia expresado como el valor de la desviación RMS entre dos aproximaciones sucesivas de la topografía, y valores de frecuencia WH y SH para el filtro de paso bajo.

Al final del proceso iterativo, el programa provee información para graficar la topografía invertida, la anomalía de la gravedad debida a la topografía invertida calculada usando la expresión de Parker, y la diferencia entre los datos de gravedad de entrada y los calculados, así como el valor RMS y la iteración en la que se detuvo el proceso.

ÁREA DE APLICACIÓN. PREPARACIÓN DE LOS DATOS

Se emplearon anomalías de Bouguer del modelo geopotencial SGG-UGM-2 ([Liang et al., 2020](#)), representado en armónicos esféricos con desarrollo al grado y orden 2190, lo que equivale a una resolución de aproximadamente 10 km sobre la superficie terrestre. Las anomalías de Bouguer se determinaron desde el calculador del International Centre for Global Earth Models (ICGEM, [Ince et al. \(2019\)](#)), en aproximación esférica.

Las alturas topográficas $H(\lambda, \phi)$ se obtuvieron del modelo de topografíaETOPO1 ([Amante & Eakins, 2009](#)), expresado en armónicos esféricos hasta el mismo grado que el modelo de campo de gravedad, disponible en el mismo calculador. En las reducciones por masas topográficas se asume una densidad típica de 2670 kg m^{-3} .

Los datos de anomalías de Bouguer se obtienen directamente como un reticulado regular, seleccionando el intervalo entre los nodos de esta. Para minimizar los efectos de borde, se trabajó en un área mayor que la zona de interés, agregando una extensión de 1° en todo el perímetro. En consecuencia, se analizó un área de 7.5° en el sentido latitudinal por 7.5° en el sentido longitudinal, con una resolución de 5 minutos de arco, aproximadamente 10 km en el Ecuador (Figura 1, izquierda).

La región de análisis comprende completamente el territorio de la provincia de Santiago del Estero y parte de los territorios de las provincias de Chaco, Santa Fe, Córdoba, La Rioja, Catamarca, Tucumán y Salta.

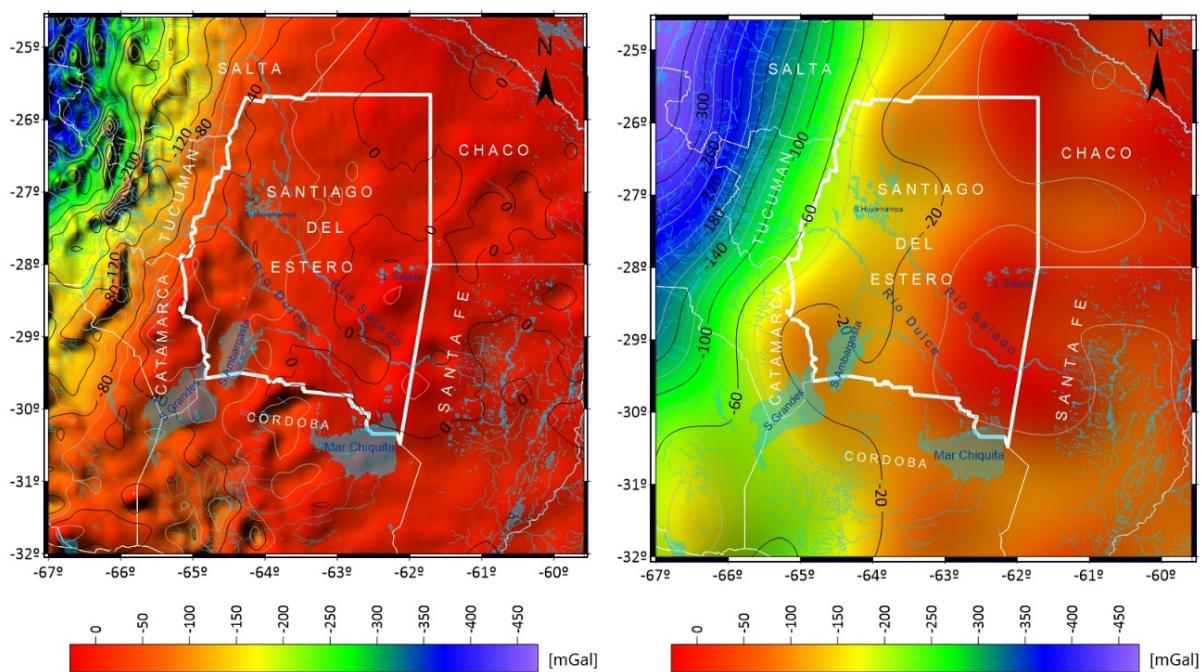


Figura 1. Mapa de anomalías de Bouguer del modelo geopotencial SGG-UGM-2. Izquierda: grado y orden 2190. Derecha: grado y orden 250 (ver Sección Separación regional-residual de las anomalías de Bouguer).

Las anomalías de Bouguer reflejan las contribuciones de fuentes ubicadas a diferentes profundidades, por lo que es necesario separar las anomalías locales y superficiales/residuales, que reflejan particularidades de la corteza, de las anomalías profundas y regionales. En términos prácticos, el componente regional debe contener las fuentes de la interfaz corteza/manto, que es el interés del presente trabajo.

Separación regional-residual de las anomalías de Bouguer

Las anomalías de Bouguer son generadas por fuentes situadas a distintas profundidades en el interior de la Tierra y existen infinitas configuraciones de fuentes que proporcionan anomalías gravimétricas similares en superficie. En general, las fuentes más profundas causan un efecto gravitatorio en superficie de longitudes de onda largas, asociadas a gradientes horizontales suaves, mientras que las fuentes superficiales se asocian a longitudes de onda cortas y gradientes más abruptos (Gómez Ortiz, 2001; Introcaso, 1997). El campo gravitatorio observado, en consecuencia, se puede descomponer en una anomalía regional y una anomalía local.

La literatura proporciona múltiples metodologías para lograr la separación regional-residual del campo observado, siendo el análisis espectral uno de los métodos ampliamente usados (Syberg, 1972). El mismo consiste en el análisis de Fourier para descomponer espectralmente la anomalía de Bouguer en diferentes frecuencias (o longitudes de onda). El análisis se realiza a partir del espectro de potencia, determinado como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier, que se expresa según la ecuación 6 (Introcaso, 1997; Gómez Ortiz, 2001):

$$P(f) = |\Delta g(f)|^2 = \left| \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x) e^{-2\pi i n x / \lambda} dx \right|^2, \quad (6)$$

siendo Δg la anomalía de Bouguer, f la frecuencia, e i la unidad imaginaria. Puesto que el espectro de potencia se deriva de la transformada de Fourier, se puede calcular a partir de la Transformada Rápida (FFT) y luego tomar el cuadrado del módulo. Resulta útil representar el logaritmo neperiano

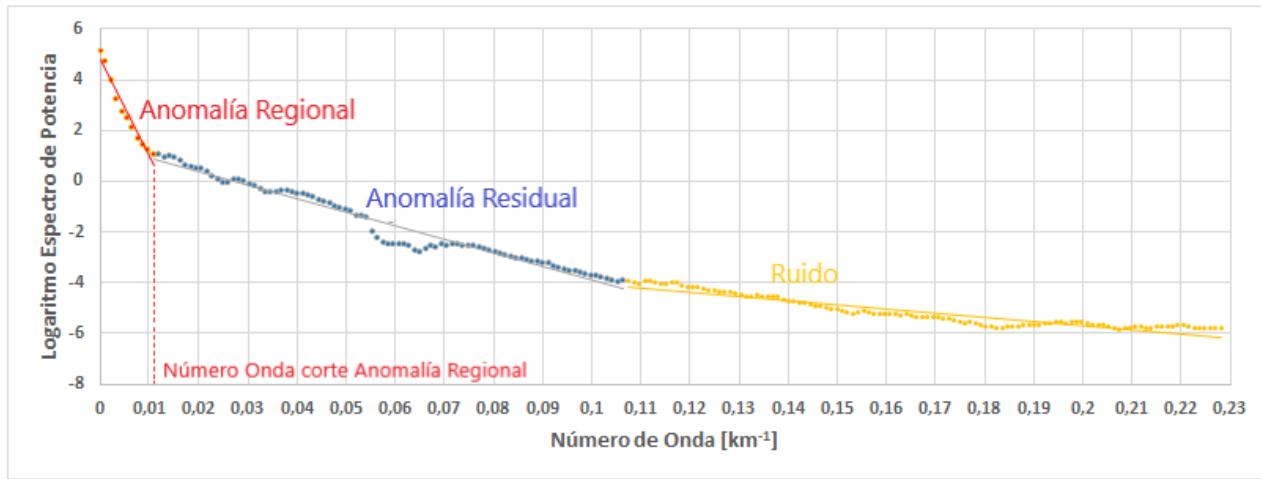


Figura 2. Logaritmo neperiano del espectro de densidad de potencia de la anomalía de Bouguer.

del espectro de potencia respecto a la frecuencia, ya que su representación gráfica resulta ser una línea recta, que está directamente relacionada con la profundidad de la masa ([Introcaso, 1997](#)). La representación del logaritmo neperiano del espectro de potencia de la anomalía de Bouguer en función de la frecuencia radial permite estimar las contribuciones de las componentes regionales y residuales de la señal gravimétrica. En general, en la gráfica del logaritmo neperiano del espectro de potencia se pueden diferenciar tres tramos ([Gómez Ortiz, 2001](#)):

- **Regional**, donde predomina el efecto de masas más profundas.
- **Residual**, donde predomina el efecto de la masa superficial.
- **Una cola de ruido**, con pendiente horizontal.

El logaritmo neperiano del espectro de potencia de una distribución irregular de masas a profundidad constante tiene una representación aproximadamente lineal. Luego, ajustando la curva de mínimos cuadrados mediante una recta, se puede lograr una estimación de la profundidad y magnitud de la masa causante total ([Introcaso, 1997](#)). A mayor pendiente de la recta de regresión determinada en el espectro de potencia, mayor es el valor de la profundidad z_0 , es decir, mayor es la profundidad a la que se encuentra situada la masa que produce la anomalía. La pendiente de la recta de regresión que permite estimar la profundidad z_0 está dada por la ecuación 7 ([Priadi et al., 2019; Gómez Ortiz, 2001; Introcaso, 1997](#)):

$$\text{pendiente de la recta} = -4\pi z_0. \quad (7)$$

Para la zona de trabajo se determinó el logaritmo neperiano del espectro de potencia de densidad de la anomalía de Bouguer, como se muestra en la Figura 2. Del análisis se ajustaron rectas de regresión para cada tramo identificado. El segmento lineal rojo está relacionado con la anomalía regional vinculada con la superficie de la discontinuidad de Mohorovičić. El segundo tramo, de pendiente más suave, se atribuye a la anomalía residual, mientras que el último tramo se asocia a ruidos de la señal o efectos menores no modelados. El primer segmento lineal (segmento rojo), ajustado a partir de 12 puntos, se corresponde con números de onda alto de la curva de espectro radial (número de onda inferior a 0.012 km^{-1} o longitud de onda superior a $\sim 80 \text{ km}$).

De esta manera, la separación de las contribuciones en sus componentes regionales y residuales se realizó mediante el truncamiento del desarrollo en armónicos esféricos del modelo geopotencial SGG-UGM-2 al grado y orden 250, con una longitud asociada de aproximadamente 80 km. Con ello,

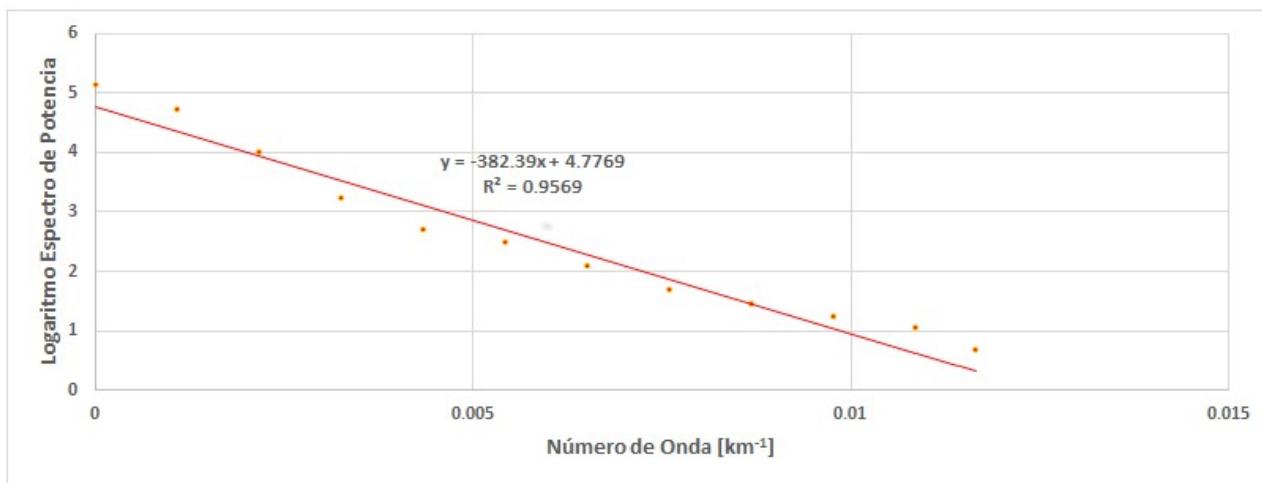


Figura 3. Logaritmo del espectro de densidad de potencia de la anomalía de Bouguer regional relacionada con la superficie de la discontinuidad de Mohorovičić.

se logra un suavizado de los valores de la grilla y se retiene la información sobre la anomalía de gravedad asociada con el límite corteza-manto (Figura 1, derecha).

Determinación de valores iniciales de referencia

El procedimiento de inversión gravimétrica requiere de valores iniciales tales como la profundidad de referencia z_0 , a partir del cual se determina la topografía de la interfaz de densidad, y el contraste de densidad entre las dos capas. Se consideraron varias alternativas para adoptar estos valores de referencia.

Profundidad media de la discontinuidad de Mohorovičić (z_0)

Una alternativa para estimar el valor inicial de referencia de la profundidad media de la discontinuidad de Mohorovičić z_0 es el método del espectro de densidad de potencia (Spector & Grant, 1970; Blakely, 1996; Trung et al., 2018). La profundidad media del límite se determina directamente a partir de la pendiente de la recta de regresión del logaritmo del espectro de densidad de potencia de la anomalía de Bouguer en función del número de onda. La ecuación de regresión lineal del segmento de línea recta se estima mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados.

Ajustando una línea recta al segmento atribuido a la componente regional de la anomalía de Bouguer en el logaritmo del espectro de potencia (Figura 3), se obtuvo la ecuación de regresión lineal $y = -382.39x + 4.78$, con un coeficiente de correlación $R^2 = 0.96$. La profundidad media z_0 de este límite se estimó, de acuerdo con la ecuación 7, en 30.44 km, que es una profundidad consistente con la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić estimada por el modelo gravimétrico GEMMA (Reguzzoni & Sampietro, 2015).

Otros autores, como Rosa et al. (2016), estimaron valores de espesor de la corteza mediante tomografía de ondas superficiales, utilizando curvas de dispersión de terremotos regionales en América del Sur. Los valores estimados son entre 30 km y 35 km en la región de la cuenca de Chaco-Paraná, incrementando el espesor de la corteza hacia el oeste de la zona de estudio, con valores superiores a 41 km, en correspondencia con la topografía más elevada. Estos resultados son consistentes con estimaciones anteriores (Assumpção et al., 2013), aunque más sólidos porque los autores usaron un conjunto de datos más amplio y se probaron diferentes restricciones de inversión (Rosa et al., 2016).

En el proceso de cálculo se hicieron diversos testeos considerando diferentes profundidades de referencia. Al modificar la profundidad de referencia, los resultados obtenidos no modificaban signifi-

cativamente la geometría 3D obtenida, por lo que se consideraron los valores que mejores resultados alcanzaron en términos de RMS.

Finalmente, se adoptó como valor inicial para la superficie de referencia de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić, el valor de $z_0 = 38$ km, que resulta como el valor más consistente de acuerdo con numerosos testeos realizados, y es compatible con los valores de profundidad propuestos por [Rosa et al. \(2016\)](#) para la región de análisis.

Densidad de contraste

Para la región de estudio, no se dispone de estudios publicados de densidad de la corteza y el manto mediante sondeos sísmicos profundos y datos de gravedad, por lo que se consideraron inicialmente valores típicos de densidad de corteza inferior, estimándose una densidad de contraste inicial de 400 kg m^{-3} ([Introcaso, 2003](#); [Reguzzoni & Sampietro, 2015](#); [Arecco et al., 2016](#)). Estos valores iniciales se ajustaron de manera de lograr la combinación óptima entre contraste de densidad y profundidad media de la discontinuidad de Mohorovičić, para lograr la mejor consistencia del modelo de acuerdo con la desviación estándar y el error cuadrático medio (ECM) de las diferencias entre la anomalía gravimétrica calculada y la observada.

Filtros

Para evitar la inestabilidad en el rango de alta frecuencia de la anomalía de gravedad observada en el espectro de Fourier, en el proceso de inversión se aplica un filtro pasa bajo (ecuación 5), el cual limita las altas frecuencias mejorando la convergencia de la serie. En consecuencia, las oscilaciones de alta frecuencia relacionadas con las fuentes menos profundas se eliminan.

Las longitudes de onda menores que 100 km provocan una inversión inestable ([Tziavos et al., 2017](#)), por lo que se escogieron parámetros de corte de $WH = 0.01 \text{ km}^{-1}$ y $SH = 0.012 \text{ km}^{-1}$ para el filtro HCF (ecuación 5). Estos valores son compatibles con los intervalos de frecuencia determinados para la discontinuidad de Mohorovičić por [Bessoni et al. \(2020\)](#), [Gómez Ortiz & Agarwal \(2005\)](#) y [Lefort & Agarwal \(2000\)](#), entre otros.

DETERMINACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LA DISCONTINUIDAD DE MOHOROVIČÍC

El esquema de Parker-Oldenburg se basa en la transformada de Fourier de la anomalía gravitacional como resultado de la suma de las transformadas de Fourier de las potencias de la superficie que causan la anomalía gravimétrica. A partir de las anomalías de Bouguer y parámetros iniciales, se aplica la rutina de FFT para calcular una matriz con las frecuencias correspondientes al espectro de amplitud ([Gómez Ortiz & Agarwal, 2005](#)).

Durante el procedimiento iterativo para el cálculo de la topografía de la interfaz utilizando la expresión de Parker, se comienza asignando un valor inicial de $h(x) = 0$ (ecuación 3), determinando el primer término de la serie, y la topografía resultante (en el dominio del número de onda) se filtra con el filtro de corte alto. Luego, aplicando la FFT, la topografía se calcula en el dominio espacial. Este primer resultado de la topografía de la interfaz se usa para calcular el segundo término de la serie (ecuación 2), el cual se filtra nuevamente y, después de aplicar la FFT inversa, se calcula el RMS (ecuación 4) entre la nueva topografía y la anterior.

Si el RMS es inferior a un valor preasignado, es decir, considerando la convergencia, el proceso se detiene. De lo contrario, la nueva topografía se usa para calcular el tercer término de la serie y así sucesivamente. El procedimiento iterativo continúa hasta que se alcanza el criterio de convergencia o se logra un número máximo de iteraciones preestablecidas, que para este trabajo se establece en 10. Durante el proceso, se muestra el error RMS entre la topografía invertida en relación con su ajuste anterior.

Tabla 1. Resumen estadístico de los parámetros determinados en el proceso iterativo de inversión gravimétrica de acuerdo con los diferentes valores de contraste de densidad adoptados.

Modelo	Contraste de densidad [kg/m ³]	RMS [km]	# iteraciones	Desv. est. [mGal]	ECM [mGal]
1	380	0.0182	10	2.33	4.54
2	390	0.0174	9	2.30	4.52
3	400	0.0157	8	2.29	4.51
4	410	0.0169	8	2.35	4.55
5	420	0.0181	9	2.30	4.52
6	520	0.0190	6	2.37	4.56

Además del valor inicial para la profundidad de referencia de $z_0 = 38$ km, se tomó para el contraste de densidad el valor de 400 kg m^{-3} , considerado un valor estándar a nivel global (Barzaghi et al., 2015; Anderson, 1989). Para dar consistencia a la solución, se probaron otros valores de contraste de densidad, en un entorno entre 380 kg m^{-3} y 420 kg m^{-3} . Asimismo, se consideró otro valor asumiendo un valor medio para la corteza de 2790 kg m^{-3} (promedio de las densidades 2670 kg m^{-3} para la corteza superior y 2900 kg m^{-3} para la corteza inferior) y una densidad de 3300 kg m^{-3} para el manto, resultando un contraste de densidad de 520 kg m^{-3} .

El resto de los parámetros iniciales utilizados fueron el criterio de convergencia establecido en 0.02 km (Gómez Ortiz & Agarwal, 2005; Gómez Ortiz, 2001), y los valores para el filtro paso bajo de $WH = 0.01 \text{ km}^{-1}$ y $SH = 0.012 \text{ km}^{-1}$ determinados a partir del análisis del espectro de potencia y antecedentes consultados (Bessoni et al., 2020; Gómez Ortiz & Agarwal, 2005; Nagendra et al., 1996).

A partir de los parámetros iniciales seleccionados, y variando el contraste de densidad en un entorno entre 380 kg m^{-3} y 520 kg m^{-3} , se obtuvieron estimaciones de la profundidad de la corteza, modelos gravimétricos 3D de la discontinuidad de Mohorovičić, cuyos resultados se muestran en la Figura 4 y se resumen en la Tabla 1. En los mapas de la Figura 4, se recortó el perímetro de 1° de extensión, adicionado previo al cálculo para evitar los problemas de borde durante el proceso de inversión gravimétrica utilizando la FFT.

Del análisis de los mapas se observa una similitud en la configuración espacial de las curvas de igual profundidad en todos los modelos. La geometría de la interfaz invertida muestra una profundidad mínima para la zona de estudio, de aproximadamente 35 km, ubicada en el SE, relacionada con una dirección de tendencia NW-SE. La profundidad máxima es cercana a 39 km, ubicada en el extremo NW del área, por lo que la variación total de amplitud de la discontinuidad de Mohorovičić es de aproximadamente 4 km para el territorio de la provincia de Santiago del Estero (Infante et al., 2021).

Los elementos estructurales de la superficie de discontinuidad están orientados predominantemente en dirección NW-SE, en coincidencia con la topografía general de la zona de estudio y los antecedentes geológicos de la región.

Del análisis de la estructura espacial y valores de las curvas de igual profundidad en los mapas de la Figura 4, se advierte que el espesor cortical en el territorio de la provincia presenta tres mínimos. El primer mínimo se encuentra comprendido entre la laguna de Mar Chiquita al sur y el sistema de Lagunas Saladas hacia el centro-este, con espesores superiores a 34 km. En el modelo 1, el espesor cortical en ese sector es aproximadamente 34.50 km, mientras que en los modelos 2, 3 y 4 presentan mínimos próximos a 34.75 km, en tanto que, en el modelo 5, el mínimo es próximo a 35.00 km y en el modelo 6 es de 35.50 km. En los diferentes modelos se advierte una configuración similar de las isópicas, con una máxima diferencia de 1 km entre los mínimos de los modelos 1 y 6.

El segundo mínimo de espesor cortical se ubica en el sector SW, al norte de las Salinas de Ambargasta y Salinas Grandes, con valores cercanos a 36 km. En los modelos 1 y 2, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić es de aproximadamente 36.00 km, mientras que en los modelos 3, 4 y

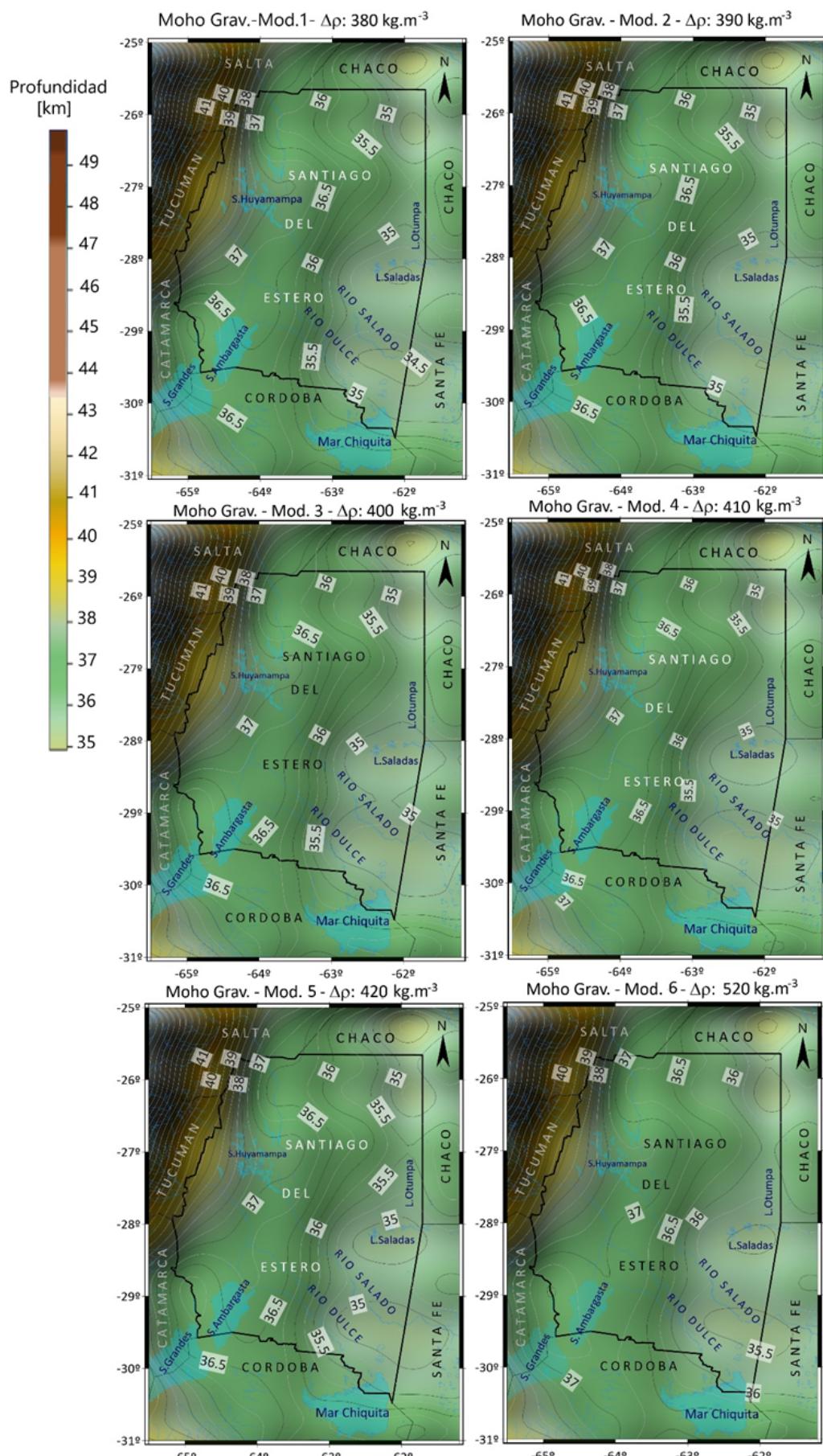


Figura 4. Modelos gravimétricos de la discontinuidad de Mohorovičić para la región de Santiago del Estero, a partir del modelo geopotencial SGG-UGM-2, para diferentes contrastes de densidad.

5, el espesor cortical es de 36.25 km, y en el modelo 6 llega a 36.75 km. En este sector se observan isolíneas de profundidad de la discontinuidad muy consistentes entre los diferentes modelos, siendo la máxima diferencia de 0.75 km entre los modelos 1 y 6.

El tercer mínimo se ubica en el sector NE, al norte de las lomadas de Otumpa, con un espesor cortical cercano a 34 km. En los modelos 1 y 2, el espesor cortical es próximo a 34.50 km, mientras que en los modelos 3, 4 y 5 es aproximadamente de 34.75 km, y en el modelo 6 de 35.50 km. Aquí también se observa un trazado de curvas de profundidad muy similar entre los seis modelos, con una diferencia máxima en la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić entre los modelos 1 y 6 de 1 km.

La mayor profundidad de la corteza en el territorio de la provincia se encuentra en el sector NW, con valores próximos a 39 km. Del análisis de los mapas de la Figura 4, se advierte que, en el modelo 1, el espesor cortical se ensancha hasta aproximadamente 39.25 km para el sector, mientras que en los modelos 2, 3, 4 y 5 alcanza valores cercanos a 39 km, y en el modelo 6 de 38.75 km. De esta manera, la máxima diferencia entre la profundidad cortical es de 0.50 km, entre los modelos 1 y 6. El modelado resultó ser sensible al cambio de densidad de contraste. Asimismo, se observa una gran consistencia entre los valores de espesor cortical en el sector para los seis modelos analizados.

En consecuencia, del análisis del trazado de líneas de profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en el territorio de la provincia, para los seis modelos gravimétricos obtenidos a partir de diferentes densidades de contraste, se advierte la gran similitud de la estructura espacial, con un gradiente negativo en dirección NW-SE. La máxima amplitud de la topografía invertida es de 4.75 km para el modelo 1; 4.25 km para los modelos 2, 3 y 4; 4.00 km para el modelo 5, y 3.25 km para el modelo 6.

A partir de la topografía invertida de la discontinuidad de Mohorovičić, se calculó, por un lado, la anomalía de la gravedad asociada a la interfaz corteza-manto utilizando la expresión de Parker, y la diferencia entre los datos de gravedad calculados y los observados. En la Tabla 1 se muestra el valor RMS (ecuación 4) de la solución alcanzada y el número de iteraciones. El algoritmo proporciona las diferencias entre los valores de la gravedad calculada y los iniciales, para cada nodo de la matriz de anomalías. La desviación estándar y el ECM en las diferencias entre anomalías calculadas y observadas se indican en la misma tabla, advirtiéndose el menor valor para el modelo 3 (Figura 4).

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

La convergencia de la solución en el método iterativo de inversión de Parker-Oldenburg se logró ajustando los parámetros *WH* y *SH* del filtro de paso bajo. Sin embargo, la convergencia no asegura resultados inequívocos. En tales situaciones, los otros dos parámetros libres, el contraste de densidad y el nivel de referencia z_0 , debieron ajustarse para obtener un valor eficaz con mínimo error entre la anomalía de gravedad invertida y la observada ([Nagendra et al., 1996](#)).

Para analizar la singularidad de los valores de espesor de la corteza obtenidos, se realizaron diversos cálculos variando los parámetros de entrada en un rango acorde a los valores disponibles en la literatura, así como la profundidad promedio inicial y el contraste de densidad de la interfaz de la discontinuidad de Mohorovičić (Tabla 1). El método elegido para seleccionar la profundidad media inicial fue siguiendo los criterios utilizados por [van der Meijde et al. \(2013\)](#), es decir, la profundidad media inicial para la discontinuidad debe ser la del espesor cortical esperado para el área bajo investigación.

Los antecedentes más detallados de la discontinuidad de Mohorovičić para la región corresponden a [Rosa et al. \(2016\)](#), con profundidades que oscilan para la zona de estudio entre 30 km en el sector este y 50 km al oeste, y un valor medio estimado de 38 km, por lo que se seleccionó este último como valor inicial para el espesor de la corteza. La determinación de la topografía de la interfaz corteza-manto se obtuvo de forma iterativa a partir del valor de profundidad de referencia promedio proporcionado al programa, y variando el valor de contraste de densidad desde un valor estándar de

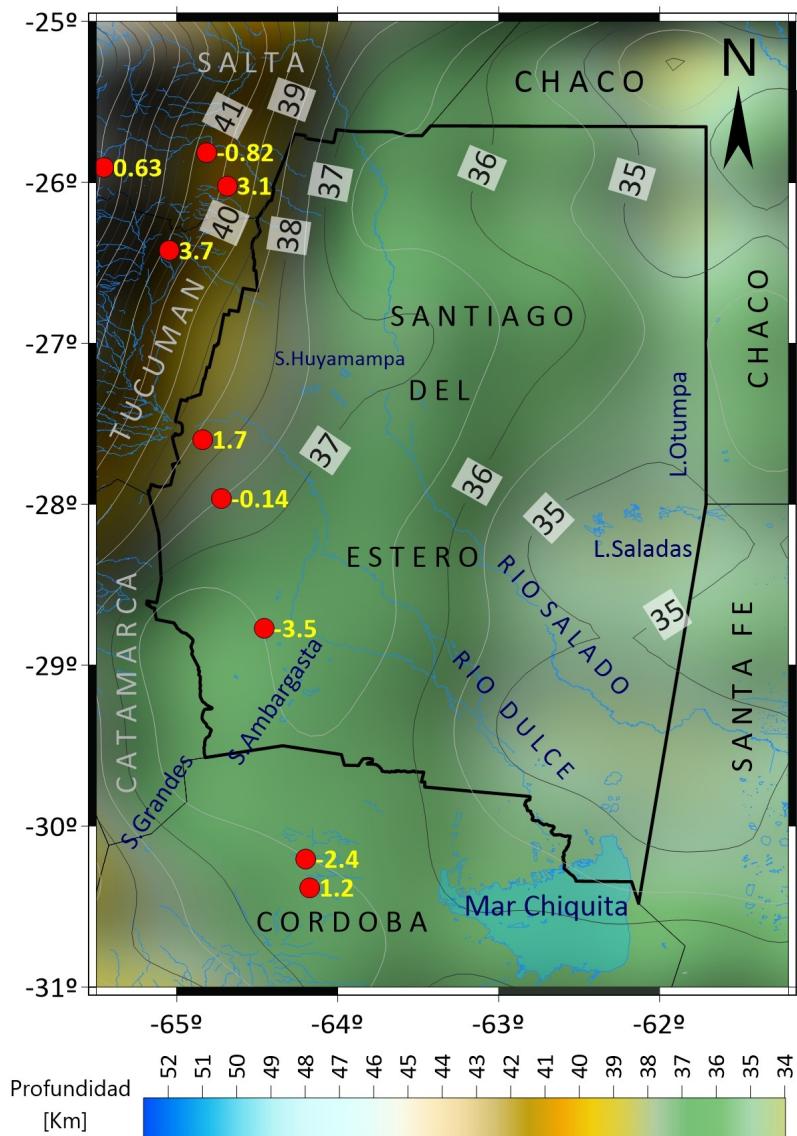


Figura 5. Mapa de la discontinuidad de Mohorovičić para la región de Santiago del Estero, a partir de la inversión de anomalías de Bouguer del modelo geopotencial SGG-UGM-2, con contraste de densidad de 400 kg m^{-3} . Puntos rojos identifican sismos corticales, valores en amarillo muestran las diferencias en profundidad con el modelo gravimétrico. Unidades en km.

400 kg m^{-3} , en un rango entre 380 kg m^{-3} y 520 kg m^{-3} (Infante, 2023).

Se analizaron los parámetros del RMS final entre dos aproximaciones sucesivas de la topografía invertida, el número de iteraciones en las que se alcanzó la solución según criterios de convergencia, la desviación estándar y el ECM de las diferencias entre la anomalía gravimétrica calculada y la observada (Tabla 1). El modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić más consistente, de acuerdo con la Tabla 1, es el modelo 3, con un valor de densidad de contraste de 400 kg m^{-3} , un error RMS de 0.0157 km en la topografía invertida y un ECM de 4.51 mGal en la diferencia entre la gravedad inicial y la obtenida a partir de la topografía invertida. No obstante, la evaluación estadística presenta resultados consistentes entre sí, con valores similares de desviación estándar y ECM (Tabla 1).

En la Figura 5, se muestra el mapa de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić gravimétrica para la región de Santiago del Estero según Infante (2023). En el mismo se observa que la profundidad de la discontinuidad varía con una amplitud de aproximadamente 4 km y el gradiente negativo está orientado predominantemente en dirección NW-SE, en coincidencia con la topografía general de la zona de estudio. La topografía del modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić revela una corteza atenuada en la región, con una profundidad de la superficie corteza-manto entre 39 km al NW y 35 km al SE.

Validación

La solución de la inversión gravimétrica no es única, pues adolece de los efectos de la ambigüedad en la interpretación gravimétrica. Para robustecer el modelo obtenido, se lo validó con modelos corticales disponibles en la literatura. Los modelos escogidos para la comparación son de distintas escalas (desde globales hasta locales) y de diferentes orígenes (basados en diferentes datos y compilados con distintos métodos), como se muestra en la Tabla 2. El objetivo de la evaluación es estimar la precisión del modelo obtenido, así como también validarlo.

La estimación del ajuste de los modelos se determinó por la diferencia entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada por inversión gravimétrica $z_{\text{calculado}}$ (en km) y las profundidades de los modelos seleccionados para la evaluación z_{modelo} (en km), según la ecuación 8:

$$\text{Diferencias [km]} = z_{\text{calculado}} - z_{\text{modelo}}. \quad (8)$$

Las características generales de cada modelo se presentan en los puntos subsiguientes, y los resultados de la comparación con el modelo gravimétrico se resumen en la Tabla 3.

Comparación con Crust 1.0

Crust 1.0 ([Laske et al., 2013](#)), disponible en <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>, es un modelo global de la corteza terrestre ampliamente utilizado en diferentes aplicaciones geofísicas. Se basa en una compilación de datos sísmicos de fuentes activas, así como de estudios de la función receptora. En áreas carentes de datos sísmicos, los espesores de la corteza se estiman usando restricciones de gravedad.

Tabla 2. Modelos de la discontinuidad de Mohorovičić (profundidad medida desde el nivel medio del mar) usados para validar el modelo gravimétrico.

Modelo	Cobertura	Descripción	Figura	Referencia
Crust 1.0	Global	Datos: sísmica de reflexión, refracción y estudios de funciones receptoras. Resolución: $1^\circ \times 1^\circ$. Valores en el área de trabajo: entre 35 y 42 km.	6 (izq.)	Laske et al. (2013)
3D-Earth	Global	Datos: datos sísmicos de fuentes activas de GSC-USGS. Resolución: $1^\circ \times 1^\circ$. Valores en el área de trabajo: entre 33 y 48 km.	7 (izq.)	Szwilus et al. (2019)
Cuenca Chaco-Paraná (CChP)	Regional	Datos: datos sismológicos de fuentes pasivas, a partir de la energía sísmica generada por terremotos. Resolución: $1^\circ \times 1^\circ$. Valores en el área de trabajo: entre 29 y 60 km.	8 (izq.)	Rosa et al. (2016)
GEMMA 1.0	Global	Datos: gravimetría satelital, topografía, batimetría y capas de hielo de ETOPO1. Resolución: $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Valores en el área de trabajo: entre 27 y 51 km.	9 (izq.)	Reguzzoni & Sampietro (2015)

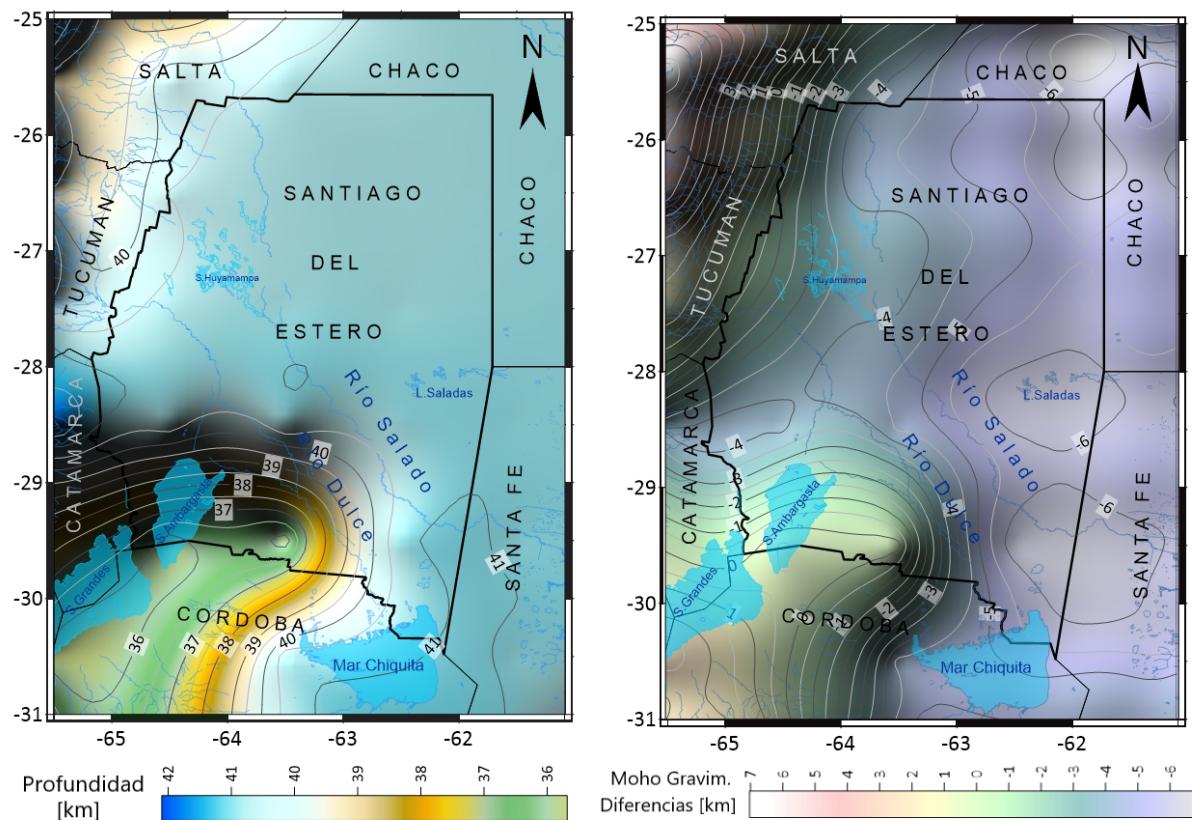


Figura 6. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić proporcionado de Crust 1.0 (izquierda). Diferencias Moho gravimétrico (derecha). Isolíneas de profundidad cada: 0.50 km.

En la Figura 6 se muestra la topografía de la discontinuidad de Mohorovičić del modelo Crust 1.0 para el área de estudio. La topografía es notablemente plana en casi toda la región de estudio, con una profundidad media de 40 km, mostrando un ascenso de la discontinuidad en el sector suroeste, abarcando la región de las Salinas de Ambargasta y Grandes, y parte de las sierras de Sumampa y Ambargasta. En este sector, las líneas de igual profundidad de Crust 1.0 asumen valores que disminuyen hasta aproximadamente 36 km. Este adelgazamiento de la corteza se corresponde muy levemente con el mínimo relativo estimado por el modelo gravimétrico en una pequeña parte de ese sector (Figura 5).

Las estadísticas muestran que, en general, existe un buen acuerdo entre ambos modelos (Tabla 3), con un promedio de diferencias de -3.60 km , y una desviación estándar de $\pm 2.53 \text{ km}$. Estos valores son consistentes con evaluaciones de Crust 1.0 a nivel global que asume incertidumbres del orden de 3 km, aunque los autores estiman que subsisten inconsistencias de Crust 1.0 en cuencas sedimentarias,

Tabla 3. Resumen estadístico de las diferencias entre el modelo gravimétrico de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić y las homónimas de los modelos considerados para la validación.

Diferencias	Crust 1.0	3D-Earth	Chaco-Paraná	GEMMA
Mínimo [km]	-6.86	-2.90	-17.23	-5.50
Máximo [km]	7.03	4.01	6.58	11.98
Rango [km]	13.89	6.91	23.81	17.48
Promedio [km]	-3.60	1.79	-3.24	5.67
Desviación estándar [km]	± 2.53	± 1.11	± 5.28	± 2.57
RMS [km]	± 4.38	± 2.11	± 6.20	± 6.23

de alrededor de 1 km, debidas al espesor sedimentario (Laske et al., 2013).

Para analizar la estructura espacial de las diferencias entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada en relación con Crust 1.0, en la Figura 6 (derecha) se muestran las isolíneas de las diferencias. El promedio de las mismas es de $-3,60$ km, comprendiendo gran parte del área estudiada. El rango de diferencias es aproximadamente 14 km entre los valores extremos en el área analizada. Las mayores diferencias, del orden de -6 km, se ubican en el sector este, donde ya se había identificado un adelgazamiento del espesor cortical estimado por el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić y no evidenciado en Crust 1.0. Asimismo, en el sector NW se advierten también discrepancias de ± 3 km, con un rango de diferencias de 6 km, debido al engrosamiento de la corteza estimada por el modelo gravimétrico y no evidenciado por Crust 1.0.

Comparación con 3D-Earth

El modelo del espesor cortical global del proyecto 3D-Earth (Szwilus et al., 2019), disponible en <https://www.3dearth.uni-kiel.de/en/public-data-products>, ha sido determinado a partir de datos compilados en el Catálogo Sísmico Global (GSC) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (Mooney et al., 1998). De la base de datos del GSC-USGS se usaron 6340 observaciones sísmicas (en mayor medida de refracción) adquiridas durante el período de 1950 a 2005, en diferentes ubicaciones geográficas a nivel global, para la detección del límite de la discontinuidad de Mohorovičić (Szwilus et al., 2019). El 60 % de los datos continentales corresponden a estudios de refracción inversa, considerado generalmente el método más confiable (Mooney et al., 1998). El único dato adicional no sísmico utilizado es la edad del fondo del océano, necesario para separar los dominios continentales y oceánicos.

Dado que no incluye otros datos adicionales (por ejemplo, anomalías de gravedad), se espera que el modelo sea ambiguo en regiones donde la cobertura de datos sísmicos es nula o escasa. El modelo de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić 3D-Earth fue desarrollado basándose en interpolación geoestadística aplicando Kriging no estacionario considerando campos gaussianos. Las incertidumbres estimadas por sus autores oscilan aproximadamente entre 4 km en áreas mejor estudiadas y más de 10 km en regiones menos muestreadas, presentando las mayores incertidumbres en los valores estimados para América del Sur y África. En América del Sur, la incertidumbre se reduce a valores de aproximadamente 5 km en áreas con mayor cantidad de datos sísmicos del GSC-USGS (Szwilus et al., 2019).

En la Figura 7 (izquierda) se muestra la topografía del modelo 3D-Earth para el área de estudio, exhibiendo una pendiente general de dirección W-E, con un incremento notorio del gradiente a partir del meridiano de -64° en dirección al W, en correspondencia con la orogenia de ese sector. La profundidad del límite corteza-manto varía en esta región entre 33 km en el borde NE a valores superiores a 40 km en el extremo NW, en el sector con mayor orogenia.

El análisis estadístico de las diferencias entre el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić en relación con 3D-Earth se muestra en la Tabla 3. Las estadísticas muestran que existe un mejor acuerdo entre el modelo gravimétrico calculado y 3D-Earth, con respecto a Crust 1.0, con un promedio de diferencias de 1.79 km y una desviación estándar de ± 1.11 km, con un rango de diferencias del orden de 7 km.

Para analizar la estructura espacial de las diferencias entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada con relación al espesor cortical de 3D-Earth, en la Figura 7 (Derecha) se muestran las isolíneas de las diferencias. Del análisis se advierte una gran similitud entre el modelo gravimétrico y el correspondiente al modelo 3D-Earth. En el mapa de diferencias se observa que, para el modelo gravimétrico, las discrepancias oscilan entre -1 km y 3 km en gran parte de la región analizada.

El análisis estadístico de las diferencias (Tabla 3) y la estructura espacial de las diferencias (Figura 7,

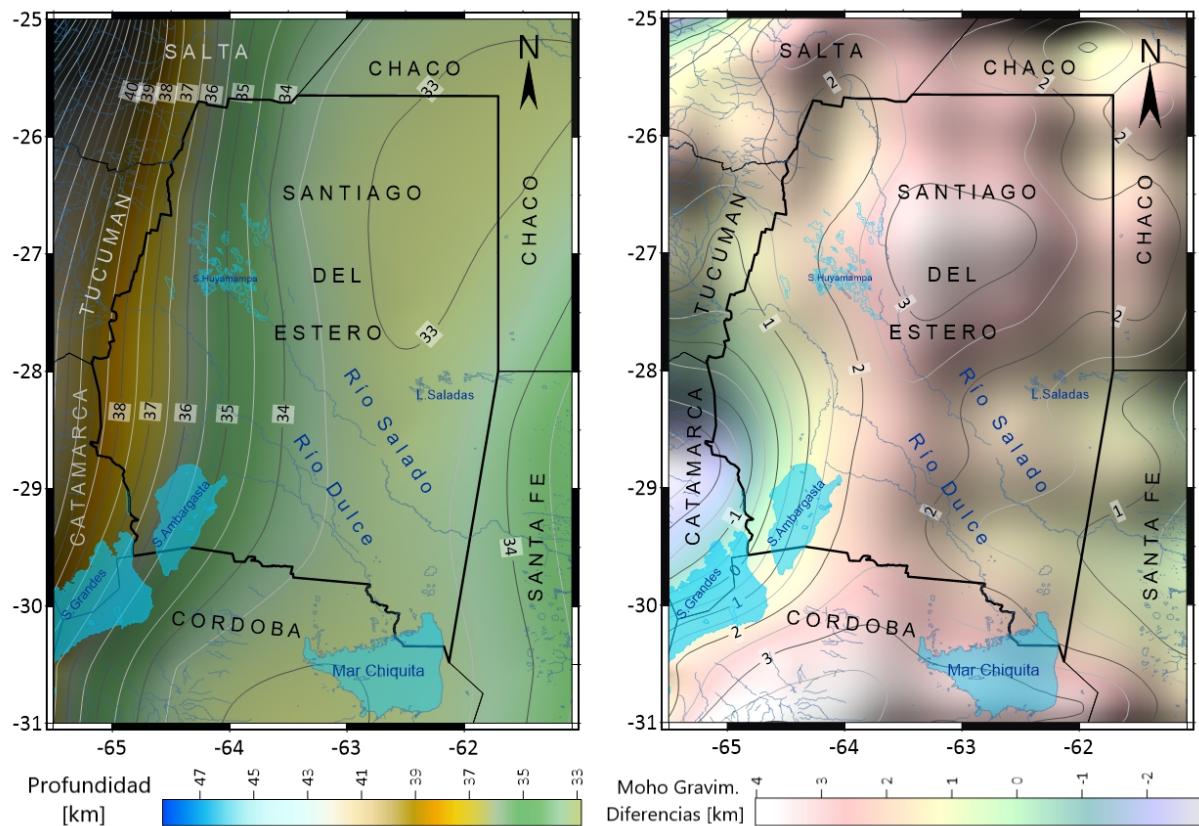


Figura 7. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić proporcionado de 3D-Earth (izquierda). Diferencias Moho gravimétrico (derecha). Isolíneas de profundidad cada: 0.50 km.

Derecha) muestran que existe, en general, una similitud del modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić con respecto a 3D-Earth. Si bien 3D-Earth comparte gran parte de los datos usados por Crust 1.0, este modelo exhibe un adelgazamiento de la corteza en el sector este del área estudiada, característica que también se ve reflejada en el modelo gravimétrico, como así también se ve evidenciado por otros modelos corticales derivados de datos sísmicos.

Comparación con el modelo cortical de la cuenca Chaco-Paraná

El modelo de corteza de la Cuenca Chaco-Paraná (CChP) facilitado por los autores (Rosa et al., 2016), está basado en datos sísmicos de fuentes pasivas a partir de la energía sísmica generada por terremotos. Este modelo cortical fue calculado a partir de la tomografía de velocidad de grupo de ondas superficiales, utilizando curvas de dispersión de terremotos regionales y correlación cruzada de ruido ambiental para estaciones en y alrededor de las cuencas de Paraná y Chaco-Paraná.

Para la determinación del modelo CChP se utilizaron ondas Love y Rayleigh registradas en diferentes estaciones de Sudamérica y algunas en las islas oceánicas circundantes, para producir los mapas de tomografía. La tomografía 2D de velocidad de grupo de ondas superficiales para América del Sur permitió una resolución mejorada del modelo CChP alrededor de la cuenca Chaco-Paraná en relación con antecedentes publicados (Dragone et al., 2012; Assumpção et al., 2013).

El modelo CChP, con resolución de $1^\circ \times 1^\circ$, revela una corteza delgada hacia el este, variando en promedio entre 30 km y 35 km en ese sector, mientras que, hacia el oeste, a partir del meridiano de -64° de longitud, la corteza se engrosa (Figura 8), siguiendo la topografía andina más alta, en concordancia con datos de la literatura (Assumpção et al., 2013).

La topografía de la discontinuidad de Mohorovičić del modelo cortical de la cuenca Chaco-Paraná

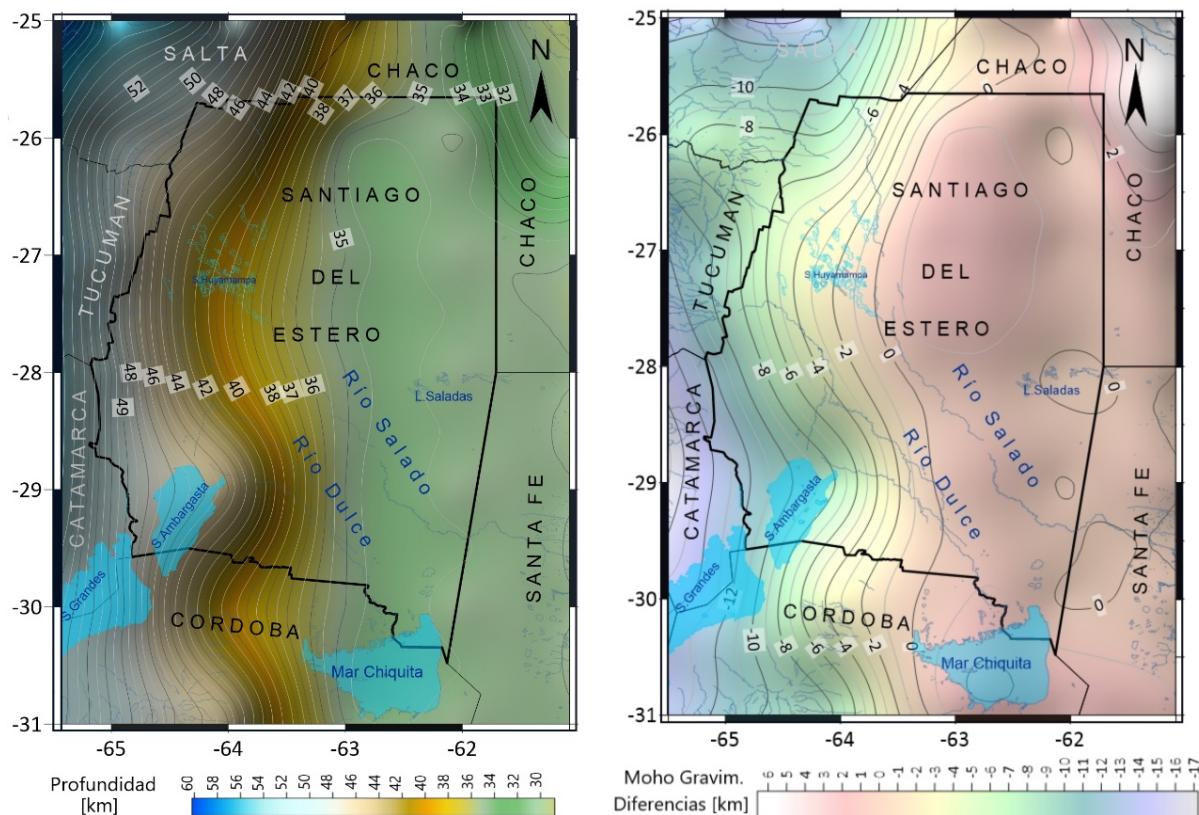


Figura 8. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić proveniente del modelo de corteza de la Cuenca Chaco-Paraná (izquierda). Diferencias Moho gravimétrico (derecha). Isolíneas de profundidad cada: 0.50 km.

muestra un fuerte gradiente en la dirección este-oeste (Figura 8, izquierda), en correspondencia con la presencia de la cordillera oriental al oeste, mientras que, en la región central y este del área de estudio, se advierte una corteza atenuada, con un espesor de aproximadamente 34 a 35 km en ese sector.

Las mayores diferencias entre el modelo calculado y el modelo CChP surgen del gradiente más pronunciado que estima este último, y la localización del mismo, a partir del meridiano de -63° hacia el W. Para analizar el patrón espacial de las diferencias entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada en relación con el espesor cortical de CChP, en la Figura 8 (derecha) se observan las isolíneas de las discrepancias, que muestran el gradiente más pronunciado del relieve de la discontinuidad en dirección W-E evidenciado por CChP y no reflejado en el modelo calculado.

El análisis estadístico de las diferencias (Tabla 3) reafirma las diferencias advertidas del análisis de los mapas. El promedio de diferencias resulta de -3.24 km para el modelo gravimétrico, y la desviación estándar resulta de ± 5.28 km.

El cálculo del modelo gravimétrico fue restringido con la profundidad media de referencia extraída de CChP, por lo que es razonable que las isolíneas de diferencias sean próximas a cero en el sector centro y este del área estudiada. Las diferencias significativas se ubican al W, a partir del meridiano -64° de longitud, donde los autores de CChP advierten el engrosamiento de la corteza en correspondencia con la orogenia andina, que también es evidenciada por el modelo gravimétrico calculado.

Comparación con el modelo gravimétrico global GEMMA v.1.0

El modelo cortical global GEMMA (*GOCE Exploitation for Moho Modeling and Applications*) (Reguzzoni & Sampietro, 2015), disponible en <http://goceodata.como.polimi.it/>, fue generado por el proyecto que lleva el mismo nombre de la Agencia Espacial Europea y el Politécnico de Milán. Es un modelo

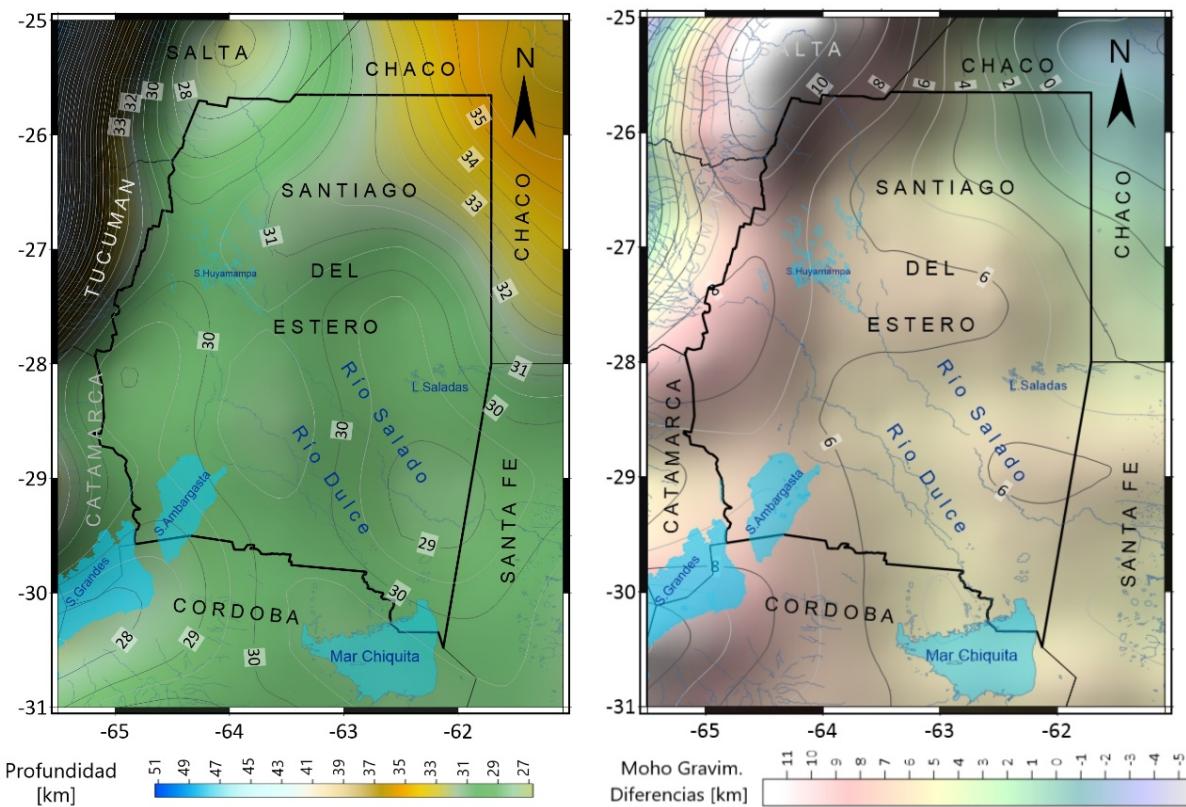


Figura 9. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić proveniente del modelo de corteza de GEMMA (izquierda). Diferencias Moho gravimétrico (derecha). Isolíneas de profundidad cada: 0.50 km.

de alta resolución de la superficie de discontinuidad de Mohorovičić basado en la inversión de datos gravimétricos, homogéneos y bien distribuidos, medidos mediante la misión GOCE (*Steady-State Ocean Circulation Explorer*), lo que asegura cobertura global (Barzaghi et al., 2015).

La profundidad del Moho fue derivada de datos GOCE, los cuales fueron reducidos mediante la sustracción de la contribución del potencial normal, corregidos además por el efecto de la topografía, batimetría y capas de hielo provenientes de ETOPO1. Este modelo tiene una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, con una desviación estándar del error en la profundidad de Moho de ± 3.4 km (Reguzzoni & Sampietro, 2015).

En la Figura 9 (izquierda) se muestra la topografía de la discontinuidad de Mohorovičić obtenida de GEMMA v1.0 para el área de estudio, en donde se aprecia una suave pendiente en dirección NW-SE. El modelo cortical global sugiere un espesor de la corteza entre 29 km y 31 km en casi toda la zona de trabajo, mostrando un adelgazamiento cortical en el sector SE, con mínimos de 29 km entre las Lagunas Saladas y Mar Chiquita. Otro mínimo se advierte en el área SW en el sector de las Salinas de Ambargasta y Grandes.

Asimismo, las curvas de igual profundidad reflejan un mayor gradiente en el sector NW, mostrando el engrosamiento de la corteza que supera los 40 km en la zona con mayor orogenia. También se identifica un mínimo en el espesor cortical en un sector contiguo al engrosamiento del borde NW, en la provincia de Salta. Este mínimo no ha sido identificado en ninguno de los modelos analizados previamente, como tampoco en el modelo calculado en este trabajo. Hacia el borde NE se advierte un engrosamiento cortical hasta un valor de 35 km.

La estructura espacial de las diferencias entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada en relación con el espesor cortical estimado por GEMMA se muestra en la Figura 9 (Derecha), en la que se observa un buen ajuste de la discontinuidad con relación a GEMMA, con un

rango variable entre 0 y 10 km. Esto se corresponde con las estadísticas de las diferencias (Tabla 3), que muestran un promedio de diferencias de 5.67 km y una desviación estándar de ± 2.57 km. Estos valores son consistentes con los valores de incertidumbre del modelo (Reguzzoni & Sampietro, 2015).

La contrastación entre el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić calculado en este trabajo y los modelos seleccionados para la validación mostró una geometría similar, con diferencias relacionadas con la amplitud de la interfaz corteza-manto. La diferencia más notable se presenta con el modelo cortical Crust 1.0, que evidencia una superficie más plana en casi toda el área, con una profundidad media de 40 km. Los restantes antecedentes revelan un relieve de la superficie de discontinuidad con un gradiente negativo NW-SE que también se aprecia en los modelos obtenidos en este trabajo.

Los espesores corticales varían en diferentes rangos, mostrando, en general, un adelgazamiento de la corteza en el SE con valores de profundidad entre aproximadamente 30 km y 35 km, y ensanchándose hacia el NW con profundidades entre aproximadamente 40 km y 45 km, en correspondencia con la mayor orogenia. En el caso del modelo cortical regional CChP, se advierte que la geometría de la interfaz presenta un fuerte gradiente negativo a partir del meridiano de -64° hacia el W, donde se observa un mayor engrosamiento de la corteza, no reflejado en los modelos calculados.

De la validación resulta que el mejor ajuste se presenta entre el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić calculado y el modelo 3D-Earth, con un promedio en las diferencias de 1.79 km y una desviación estándar de ± 1.11 km.

Asimismo, se han analizado más de 60 eventos sísmicos ocurridos en la región a profundidades corticales, entre los años 1996 y 2016, de magnitud mayor a 3.9 Mw, publicados por el *United States Geological Survey* (USGS) y disponibles en el catálogo del sistema de consulta (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) (Tabla 4). La actividad sísmica se diferenció en dos regiones: la gran mayoría se produjo en el centro de la provincia a profundidades mayores a 500 km, coherentes con el patrón de subducción subhorizontal (Ramos & Folguera, 2009), mientras que la minoría se produjo al oeste, a profundidades coherentes con el modelo gravimétrico. Hacia el este de la provincia, la actividad sísmica es prácticamente nula.

Tabla 4. Eventos sísmicos ocurridos durante el período 1996-2016 a profundidad cortical. Profundidad en km. S/D: Sin valor. Fuente: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>.

Nro	Fecha	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Mw	Error Prof. [km]	Diferencia [km]
1	2016-12-27	-30.384	-64.175	37.79	4.3	14.2	1.19
2	2013-10-11	-27.966	-64.722	37.35	4.6	5.9	-0.14
3	2008-06-17	-25.815	-64.813	40.30	4.5	11.0	-0.82
4	2006-11-14	-27.600	-64.840	40.00	4.6	S/D	1.66
5	2006-05-07	-30.205	-64.198	34.10	3.9	14.1	-2.41
6	2001-10-07	-25.909	-65.455	46.00	4.6	8.3	0.62
7	1998-10-23	-26.022	-64.687	43.40	4.1	9.1	3.08
8	1997-08-19	-28.773	-64.459	33.00	4.3	S/D	-3.52
9	1996-06-26	-26.424	-65.048	45.00	4.3	16.1	3.72
Promedio							0.38

La Tabla 4 muestra la ubicación y la profundidad a la que ocurrieron los eventos sísmicos. Los epicentros, ubicados predominantemente al oeste del área de estudio (Figura 5), ocurrieron a profundidades consistentes con el espesor cortical determinado en este trabajo.

En la Figura 5 se identifican con círculos rojos la ubicación de los epicentros sísmicos, mostrando diferencias en la profundidad con respecto al modelo gravimétrico. Las diferencias oscilan entre 3.72 km y -3.52 km, con un promedio de 0.38 km (Tabla 4). Considerando los entornos de precisión en la profundidad del evento sísmico reportado por la fuente consultada, se advierte una consistencia

entre ambos, lo que permite validar el modelo gravimétrico en ese sector.

CONCLUSIONES

El espesor cortical para la región de Santiago del Estero estimado por inversión gravimétrica de campos potenciales varía con una amplitud de aproximadamente 4 km. La profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić revela una corteza atenuada en la región, con una profundidad de la superficie corteza-manto entre 39 km al NW y 35 km al SE. El gradiente negativo está orientado predominantemente en dirección NW-SE, en coincidencia con la topografía general del área.

Para dar robustez al modelo gravimétrico, se lo validó comparándolo con modelos corticales de diferentes fuentes y escalas. De la comparación resulta que el mejor ajuste se presenta entre el modelo gravimétrico calculado y el modelo 3D-Earth, con un promedio en las diferencias de 1.79 km y una desviación estándar de ± 1.11 km. Estos resultados validan el modelo cortical obtenido, dando mayor consistencia a los resultados y corroborando la robustez de la metodología utilizada en la determinación del modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić.

REFERENCIAS

- Amante, C. & Eakins, B. W.** (2009). *ETOPO1 Global Relief Model converted to Pan Map layer format*. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.769615>
- Anderson, D. L.** (1989). *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications.
- Arecco, M. A., Ruiz, F., Pizarro, G., Giménez, M. E., Martínez, M. P., & Ramos, V.** (2016). Gravimetric determination of the continental-oceanic boundary of the Argentine continental margin (from 36°S to 50°S). *Geophysical Journal International*, 204, 366–385. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv433>
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., & Julia, J.** (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609, 82–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>
- Barzaghi, R., Reguzzoni, M., Borghi, A., De Gaetani, C., Sampietro, D., & Marotta, M. A.** (2015). Global to local moho estimate based on GOCE geopotential model and local gravity data. *International Association of Geodesy Symposia*. Springer International Publishing Switzerland. https://doi.org/10.1007/1345_2015_15
- Bessoni, T. P., Bassrei, A., & Oliveira, L. G. S. D.** (2020). Inversion of satellite gravimetric data from Recôncavo-Tucano-Jatobá basin system. *Brazilian Journal of Geology*, 50. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190113>
- Blakely, R. J.** (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511549816>
- Dragone, G., Ussami, N., & Chaves, C.** (2012). The Chaco-Paraná Basin from GOCE and integrated terrestrial/satellite gravity data: unraveling major lithosphere discontinuities. *International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems, GGHS*.
- Flechtner, F., Morton, P., Watkins, M., & Webb, F.** (2014). Status of the GRACE follow-on mission. *Gravity, Geoid and Height Systems: Proceedings of the IAG Symposium GGHS2012, October 9-12, 2012, Venice, Italy*, 117–121. https://doi.org/10.1007/978-3-319-10837-7_15
- Foerste, C., Bruinsma, S. L., Abrykosov, O., Lemoine, J.-M., Marty, J. C., Flechtner, F., Balmino, G., Barthelmes, F., & Biancale, R.** (2014). *EIGEN-6C4: The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse*. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>
- Gómez Ortiz, D.** (2001). *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. <https://hdl.handle.net/20.500.14352/56122>
- Gómez Ortiz, D. & Agarwal, B. N. P.** (2005). 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. *Computers & Geosciences*, 31(4), 513–520. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.11.004>
- Heiskanen, W.** (1953). The geophysical applications of gravity anomalies. *Eos Trans Am Geophys Union*, 34(1), 11–15. <https://doi.org/10.1029/TR034i001p00011>

- Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F., & Schuh, H.** (2019). ICGEM – 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans. *Earth System Science Data*, 11, 647–674. <https://doi.org/10.5194/essd-11-647-2019>
- Infante, C.** (2023). *Caracterización del Espesor Cortical a partir de interpretación gravimétrica en la provincia de Santiago del Estero*. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Catamarca.
- Infante, C., Tocho, C., & Arecco, M. A.** (2021). Modelo preliminar del Moho para Santiago del Estero a partir de datos satelitales. *XXIX Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geodestas y Geofísicos*. Libro de resúmenes, ISBN 978-987-25291-4-7.
- Introcaso, A.** (1997). *Gravimetria*. Universidad Nacional de Rosario Editora.
- Introcaso, A.** (2003). Significativa descompensación isostática en la cuenca del colorado (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(3), 474–478.
- Laske, G., Ma, Z., Masters, G., & Pasquano, M.** (2013). CRUST 1.0. a new global crustal model at 1x1 degrees. <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>
- Lefort, J. P. & Agarwal, B. N. P.** (2000). Gravity and geomorphological evidence for a large crustal bulge cutting across Brittany (France): a tectonic response to the closure of the Bay of Biscay. *Tectonophysics*, 323(3-4), 149–162. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00103-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00103-7)
- Liang, W., Li, J., Xu, X., Zhang, S., & Zhao, Y.** (2020). A high-resolution Earth's gravity field model SGG-UGM-2 from GOCE, GRACE, satellite altimetry, and EGM2008. *Engineering*, 6(8), 860–878. <https://doi.org/10.1016/j.eng.2020.05.008>
- Mooney, W. D., Laske, G., & Masters, T. G.** (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5x5°. *Journal of Geophysical Research*, 103(B1), 727–747. <https://doi.org/10.1029/97JB02122>
- Nagendra, R., Prasad, P. V. S., & Bhimasankaram, V. L. S.** (1996). Forward and inverse computer modeling of a gravity field resulting from a density interface using Parker-Oldenburg method. *Computers & Geosciences*, 22(3). <https://doi.org/10.1016/0098>
- Oldenburg, D. W.** (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39(4), 526–536. <https://doi.org/10.1190/1.1440444>
- Parker, R. L.** (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4), 447–455. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb06513.x>
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K.** (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4). <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Peri, V. G.** (2012). *Caracterización morfotectónica de las Lomadas de Otumba (Gran Chaco, Santiago del Estero y Chaco): Influencias en el control del drenaje*. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/download/tesis/tesis_n5110_Peri.pdf
- Peri, V. G. & Rossello, E.** (2010). Anomalías morfoestructurales del drenaje del río Salado sobre las Lomadas de Otumba (Santiago del Estero y Chaco) detectadas por procesamiento digital. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(4), 636–648.
- Priadi, R., Fatmasari, N., & Intansari, N. H.** (2019). The use of gravity anomaly data to estimate the depth of Mohorovicic discontinuity in Bali area used power spectral analysis. *Journal of Physics: Conference Series*, volumen 1171. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1171/1/012007>
- Ramos, V. A. & Folguera, A.** (2009). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31–54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3>
- Ramé, G. & Miró, R.** (2011). Modelo geofísico de contacto entre el Orógeno Pampeano y el Cratón del Río de La Plata en las provincias de Córdoba y Santiago del Estero. *Serie Correlación Geológica*, 27(2), 111–123. <https://www.insugeo.org.ar/scg/ver-autor.php?id=96>. Temas de Correlación Geológica II (1), Tucumán
- Reguzzoni, M. & Sampietro, D.** (2015). GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35(Part A), 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>
- Reigber, C., Balmino, R., Schwintzer, P., Biancale, R., Bode, A., Lemoine, J. M., König, R., Loyer, S., Neumayer, H., Marty, J., Barthelmes, F., Perosanz, F., & Zhu, S. Y.** (2002a). A high-quality global gravity field model from CHAMP GPS tracking data and accelerometry (EIGEN-1S). *Geophysical Research Letters*, 29(14), 37–1. <https://doi.org/10.1029/2002GL015064>
- Reigber, C., Lühr, H., & Schwintzer, P.** (2002b). CHAMP mission status. *Advances in Space Research*, 30(2), 129–134. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(02\)00276-4](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(02)00276-4)
- Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., & Sánchez, G.** (2016). Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>

- Rummel, R., Yi, W., & Stummer, C.** (2011). GOCE gravitational gradiometry. *Journal of Geodesy*, 85(11), 777–790. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0500-0>
- Spector, A. & Granti, F. S.** (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysical Prospecting*, 20, 633–649. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Syberg, F. J. R.** (1972). A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting*, 20, 47–75. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1972.tb00619.x>
- Szwillus, W., Afonso, J. C., Ebbing, J., & Mooney, W.** (2019). Global crustal thickness and velocity structure from geostatistical analysis of seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 1626–1652. <https://doi.org/10.1029/2018JB016593>
- Talwani, M. & Ewing, M.** (1960). Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25(1), 203–225. <https://doi.org/10.1190/1.1438687>
- Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M.** (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1), 49–59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., & Reigber, C.** (2004). The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31(9), L09607. <https://doi.org/10.1029/2004GL019920>
- Trung, N., Hong, P. T., Van Nam, B., Huong, N. T., & Lap, T. T.** (2018). Moho depth of the northern Vietnam and Gulf of Tonkin from 3D inverse interpretation of gravity anomaly data. *Journal of Geophysics and Engineering*, 15(4), 1651–1662. <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aabf48>
- Tziavos, I., Vergos, G. S., Grigoriadis, V. N., & Stylianidis, S.** (2017). Geoid and Moho-depth modeling in Cyprus. *Joint Scientific Assembly of the IAG and the IASPEI, Session G02 “Static Gravity Field”*.
- van der Meijde, M., Julia, J., & Assumpção, M.** (2013). Gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*, 609, 45–56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.023>