

III ENCUENTRO DE JOVENES INVESTIGADORES

**CÁLCULO DEL MOHO HIDROSTÁTICO Y ANÁLISIS DEL  
COMPORTAMIENTO ISOSTÁTICO DE LA SUBCUENCA LOMAS DE  
OLMEDO, NOROESTE DE ARGENTINA**

Estudios de la Tierra y el Espacio, Cambio Climáticos y Naturales.

Catástrofes Naturales.

CONICET. Instituto Geofísico Sismológico "Ing. Fernando Volponi" (IGSV).  
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan.

## INTRODUCCIÓN

El área de estudio del presente trabajo se localiza entre los 22° y 25° de latitud Sur y los 62° y 66° de longitud Oeste, abarcando parte de las provincias geológicas de Cordillera Oriental, Sierras Subandinas, Sistema Santa Bárbara y Llanura Chaco- Bonaerense (Ramos, 1999) (Figura 1). Cubre parte de la gran cuenca cretácica del Noroeste Argentino o cuenca del Grupo Salta. Los distintos depocentros que integran esta cubeta de edad cretácica, entre ellos el depocentro en estudio (Lomas de Olmedo) constituyen una típica cuenca de *rift* continental en el sentido de "punto de unión triple" (Bianucci y Homoc, 1982; Starck, 2011). Su origen está asociado a un periodo extensional controlado por antiguas zonas de debilidad cortical (Ramos, 1999). Este periodo estaría relacionado a la apertura del océano Atlántico Sur, en el que una aceleración general en la velocidad de las placas ocurrida al abrirse dicho océano influyó en la dinámica de la subducción pacífica, creando esfuerzos distensivos en el borde Oeste de la placa Sudamericana, provocando fallamiento normal y la generación de *rifts* orientados de forma paralela al borde Pacífico (Starck, 2011). Este lineamiento regional es interrumpido en el Norte de nuestro país por la subcuenca Lomas de Olmedo (SLdO), generada por esfuerzos distensivos Norte-Sur, siendo el único sistema que escapa al estilo Andino (Starck, 2011), presentándose principalmente inmerso en la llanura con rumbo dominante SO-NE, limitado al Norte por el alto estructural Arco de Michicola, al Sur por el Arco de los Blancos (Bianucci, 1999) y al Oeste por la Dorsal Salto-Jujeña (Starck, 2011) (Figura 1). Este depocentro (SLdO) presenta un potente registro sedimentario del Grupo Salta, integrado por sedimentos terrígenos continentales, intercalados por calizas, evaporitas y vulcanitas (Bianucci, 1999). Conformando este Grupo, se encuentra el Subgrupo Pirgua depositado durante un periodo de *sin-rift* y los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara depositados durante un *post-rift* (Starck, 2011). Un detalle estratigráfico de Grupo Salta se tiene en el trabajo de Starck (2011). El mismo se desarrolló sobre un basamento heterogéneo (secuencias *pre-rift*), sin conocerse con exactitud el sustrato sobre el que apoya el Grupo Salta en la SLdO, debido a la gran subsidencia que presentó la cuenca, donde perforaciones y secciones sísmicas muy extensas no permiten inferir conclusiones al respecto (Starck, 2011).

En el área de estudio, existen numerosos trabajos que tienen como fin la estimación de espesores de corteza abordados desde la sismología (Yuan et al., 2002; McGlashan, 2008; Assumpcao et al., 2013). En la región más occidental, Yuan et al. (2002) estiman

profundidades de Moho, haciendo uso de conversión de onda P-S, múltiples reflexiones (superficie de la tierra-discontinuidad Mohorovicic) y variaciones en el promedio cortical de las relaciones de velocidades  $V_p/V_s$ . McGlashan (2008) estima profundidades de Moho en los Andes Centrales entre las latitudes  $16^{\circ}\text{S}$  y  $34^{\circ}\text{S}$  a partir de sismos a profundidades intermedias. Assumpção et al. (2013) estiman espesores de corteza en América del Sur basados en refracción sísmica, funciones receptoras, tomografía de ondas superficiales y anomalías gravimétricas. Estudios abordados desde la gravimetría han tenido como objetivo principal a la litósfera, tal como Fraga e Introcaso (1990); Götze et al. (1995); Tassara et al. (2006), Prezzi y Götze (2009), entre otros. El primero de estos autores, proponen una corteza adelgazada producto de ascenso de material litosférico de acuerdo con las ideas de Bianucci y Homoc (1982). Un modelo gravimétrico 2D a los  $21^{\circ}\text{S}$  de latitud, es ajustado por Götze et al. (1995) con datos magnetotelúricos y sismológicos, interpretando una fuerte asimetría en la litósfera del orógeno Andino. Tassara et al. (2006) desde las anomalías gravimétricas realizaron un modelo tridimensional de densidades a escala continental que alcanza los 410 km de profundidad. En el mismo se presenta un modelo tridimensional a escala regional infiriendo profundidades de la discontinuidad corteza-manto y litosfera- astenosfera. Prezzi y Götze (2009) presentaron un modelo gravimétrico 3D de placa oceánica subductada y Moho, bajo los Andes centrales. El modelo fue construido integrando información geofísica, geológica, petrológica y geoquímica.

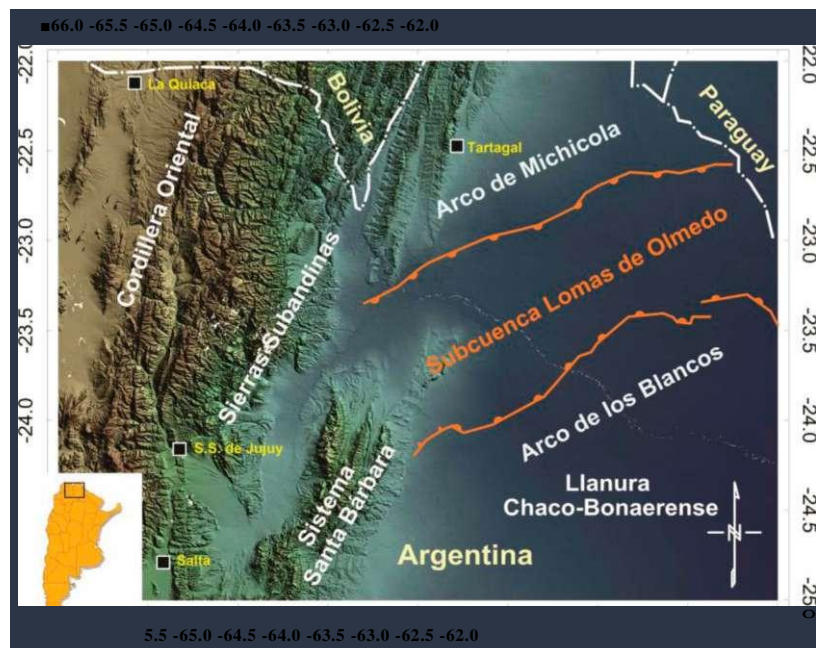


Figura 1 : Mapa de ubicación del área de estudio, sobre un modelo digital del terreno (SRTM90). Con línea de color blanco, límite internacional; línea de color naranja, lineamientos principales de la SLdO (Bianucci, 1999).

## **FUNDAMENTACIÓN**

Desde hace tiempo se ha evidenciado en distintas partes del planeta que los valores de anomalías de Bouguer difieren de cero, excepto en regiones costeras, observándose por lo general valores negativos en regiones continentales elevadas y valores positivos en regiones oceánicas profundas (Introcaso, 2006). Esto evidencia claramente un déficit de densidad en regiones sobreelevadas con respecto al nivel medio del mar, un exceso de densidad en regiones oceánicas y densidades iguales a las esperadas en zonas con poca elevación; esto muestra que el comportamiento de la corteza no es rígida (Introcaso, 2006). Existen distintos tipos de mecanismos isostáticos que estudian y explican este fenómeno de reparticiones de densidades (Introcaso, 2006). Las ideas precursoras son las de Airy (1855) y Pratt (1855) que proponen mecanismos de compensación local, en el que la compensación es puramente vertical, más tarde Vening Meinesz (1931) propuso un modelo de compensación regional o flexural. Heiskanen (1931) mejoró el modelo de compensación de Airy (1855), conocido actualmente como Modelo Airy-Heiskanen. Con el objetivo de evaluar el comportamiento isostático de la SLdO, bajo un modelo de compensación isostático local de Airy-Heiskanen, se obtuvo para la región de estudio, el Moho hidrostático 3D. Para ello, se contó con la extensa base de datos de gravedad del Instituto Geofísico Sismológico "Ing. Fernando Volponi" (IGSV), datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y datos publicados por Schmidt and Gotze et al. (2006).

## **METODOLOGÍA Y DESARROLLO**

Los valores de gravedad medidos sobre la superficie topográfica irregular de nuestro planeta ( $g_{obs}$ ) no pueden ser comparados entre sí directamente, dada la desigual influencia de la rotación terrestre, altitud sobre el nivel medio del mar y masas. Por ello deben ser transportados mediante adecuadas reducciones a una misma superficie de referencia y compararlos allí con valores de gravedad normales o teóricos ( $y_0$ ). En el presente trabajo los valores de gravedad observados ( $g_{obs}$ ) fueron referidos al sistema de referencia IGSN71 (International Gravity Standardization Network 1971) (Morelli et al., 1974). Para el cálculo de la gravedad normal o teórica ( $y_0$ ) se utilizó la expresión para el elipsoide Internacional de 1967 (GRS67) (ecuación 1).

$$y_0(\text{mGal}) = 97803,8(1 + 0,0053024 \sin^2 \theta - 0,0000059 \sin^2 2\theta) \quad (1) \text{ Donde: } \theta: \text{ es la}$$

latitud de cada estación en radianes.

## **Reducciones o Correcciones aplicadas**

Corrección de Aire Libre ( $C_{AL}$ ): Corrige la variación de gravedad con la altura. En el presente trabajo se aplicó la ecuación de primer orden (Blakely, 1995).

$$C_{AL}[\text{mGal}] = 0,3086 * h [\text{m}] \quad (2) \quad \text{Con, h: diferencia}$$

de altura entre la estación y la superficie de referencia.

Corrección de Bouguer ( $C_B$ ): Se realiza con el objeto de eliminar el efecto de las masas topográficas comprendidas entre la estación y la superficie de referencia. Se computa aproximadamente como el efecto gravimétrico debido a una losa plana indefinida de espesor h, ver Blakely (1995).

$$C_B[\text{mGal}] = 0,00419 a[\text{g/cm}^3] h[\text{m}] \quad (3) \quad \text{Con, h: diferencia de}$$

altura entre la estación y la superficie de referencia. a: densidad, se consideró una densidad topográfica de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (Hinze, 2003).

Corrección Topográfica ( $C_T$ ): La misma trata de compensar las masas descontadas en exceso en la reducción de Bouguer y las masas por encima de la losa plana cuyo efecto no fue calculado. La corrección topográfica es siempre aditiva. Para el cálculo se utilizaron dos modelos de elevación digital, uno local (Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS)) y otro regional (Sandwell and Shmidt, 2009), el primero de ellos con un paso de grilla de 90 m; el segundo de ellos con un paso de  $1' \times 1'$  de arco, extendiéndose 167 km hacia afuera del primero. El cómputo se realizó a través del módulo *Terrain Corrections* del *software* Oasis Montaj de Geosoft ([www.geosoft.com](http://www.geosoft.com)), perteneciente al Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. S. Volponi" (IGSV), UNSJ.

Se trazó un perfil Este-Oeste en la región, con el fin de comparar las alturas topográficas y las correcciones topográficas calculadas (Figura 3).

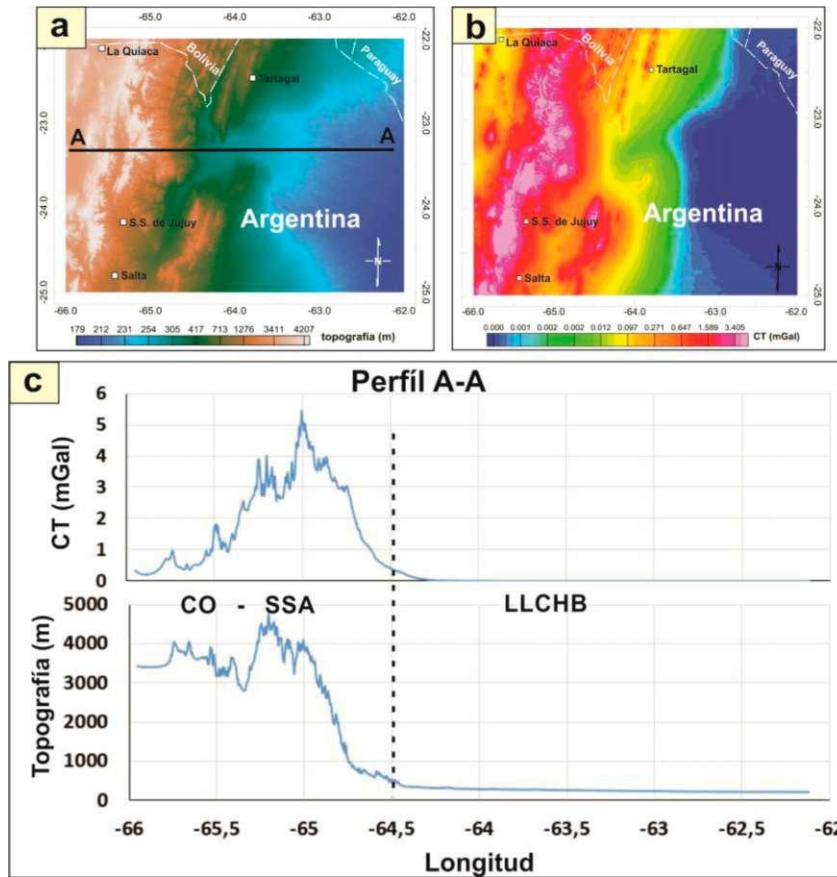


Figura 2: a) Mapa del modelo local de elevación topográfica digital (SRTM90); con línea blanca, límite internacional; línea negra, ubicación del perfil A-A b) Mapa de corrección topográfica del área de estudio; con línea blanca, límite internacional c) Perfil A-A; arriba, corrección topográfica; abajo, topografía. Con; CT, corrección topográfica; CO, Cordillera Oriental; SSA, Sierras Subandinas y LLCHB, Llanura Chaco-Bonaerense.

Si se comparan las grillas de corrección topográfica (Figura 2b) y el modelo de elevación digital local (Figura 2a) se corrobora que las máximas correcciones coinciden con los máximos topográficos. En el perfil A-A (Figura 2c) los máximos topográficos localizados en Sierras Subandinas y Cordillera Oriental generan altos valores de corrección que alcanzan los 5-6 mGal. Hacia la llanura Chaco-Bonaerense (LLCHB), donde se ubica el área de interés (SLdO), las irregularidades topográficas disminuyen notablemente por lo que los valores de corrección son muy bajos.

### Anomalías Gravimétricas

En forma general una anomalía gravimétrica se define como:

Anomalía gravimétrica = (gobs)Reducido- gravedad normal (yo) (4) De esta forma, las anomalías de Bouguer se obtienen haciendo uso de las clásicas expresiones de (Blakely, 1995), como sigue:

$$(mGal) = gobs - (Yo - CAL + CB) (5) \wedge completa(mGaO = gobs - (Yo - CAL + CB) + CT(6),$$

con; anomalía de Bouguer;  $\Delta g$ , anomalía de Bouguer completa;  $g_{obs}$ , gravedad observada;  $y_0$ , gravedad teórica o normal;  $C_{AL}$ , corrección de aire libre;  $C_B$ , corrección de Bouguer;  $C_T$ , corrección topográfica.

Se obtuvo el mapa de anomalías de Bouguer (Figura 3). Las anomalías se calcularon haciendo uso de la ecuación (6) anteriormente descrita y posteriormente fueron grilladas cada 5 km con el método de mínima curvatura (Briggs, 1974) mediante el *software* Oasis Montaj de Geosoft ([www.geosoft.com](http://www.geosoft.com)).

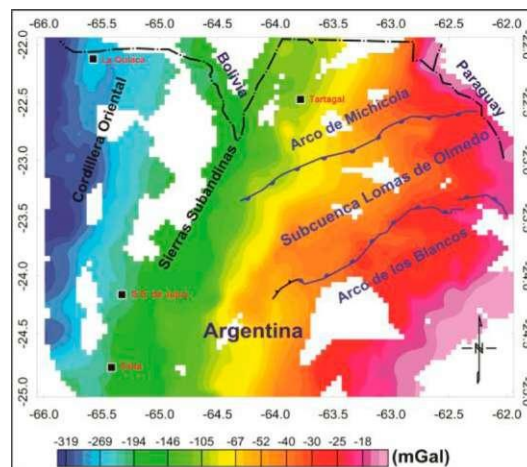


Figura 3: Mapa de anomalías de Bouguer; con línea negra, límite internacional; línea azul, lineamientos principales de la SLDO (Bianucci, 1999).

Las isonómalas del mapa de anomalías de Bouguer (Figura 3) presentan una dirección regional NE-SO coincidiendo con el rumbo dominante de las estructuras deformadas bajo el régimen Andino. Además se observa buena correlación entre las estructuras regionales de dominio cortical y los valores de las anomalías, donde en Cordillera Oriental presentan anomalías comprendidas entre -320 y -200 mGal, en acuerdo al potente espesor cortical Andino de aproximadamente 50 ~ 60 km (Yuan et al. (2002), McGlashan et al. (2008), Assumpção et al. (2013), Tassara et al. (2006) Prezzi y Götze (2009)). En las Sierras Subandinas y Llanura Chaco-Bonaerense se observan valores más altos con un crecimiento hacia el Este en correspondencia a menores espesores corticales observados (~ 40 km) por Assumpção et al. (2013), Tassara et al. (2006), Prezzi y Götze (2009).

### Modelo de compensación Airy-Heiskanen

El modelo de compensación local de Airy (1855) consideró una corteza terrestre delgada sobre una capa que puede fluir, de mayor densidad que la misma, en analogía a como un iceberg flota en el agua, (Introcaso, 2006). Básicamente en su modelo

consideró que cada trozo de corteza flota en un material viscoso y pudiera realizar movimientos vertical para equilibrarse, donde mientras mayor es la altura topográfica (h) mayor será la raíz de compensación (AR), en este modelo del iceberg la raíz de compensación comenzaría a nivel del mar (Introcaso, 2006). Más tarde Heiskanen (1931) mejoró el modelo de compensación de Airy (1855), conocido actualmente como Modelo Airy-Heiskanen. El mismo asume un espesor normal de corteza, una compensación completa y cada bloque se compensa verticalmente justo bajo de la topografía (Introcaso, 2006). Esto es, una altura topográfica (h) se compensa con una raíz (AR) (Figura 4).

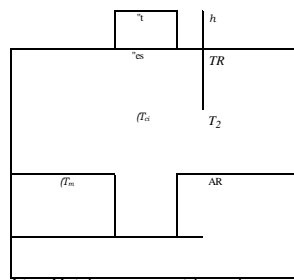


Figura 4: Modelo esquemático de compensación Airy-Heiskanen, considerando una discontinuidad intermedia. Con; AR, raíz; h, altura topográfica;  $\gamma$  y  $\rho_{cs}$  espesor y densidad de corteza superior, respectivamente;  $T_2$  y  $\rho_{ci}$  espesor y densidad de corteza inferior, respectivamente;  $\rho_m$ , densidad de manto superior;  $\rho_t$  densidad de topografía.

De esta forma, igualando las presiones a partir del punto donde estas son puramente hidrostáticas para dos bloques contiguos, se obtuvieron las expresiones necesarias para el cálculo de las raíces (AR), como sigue:

$$h * \rho_t + \gamma * T_{cs} + \rho_{ci} * T_{ci} + \rho_{ci} * AR = \rho_{cs} * T_{cs} + \rho_{ci} * T_{ci} + AR * \rho_m$$

Eliminando términos comunes y despejando AR,

$$AR = \frac{\rho_t * h}{\rho_m - \rho_{ci}} \quad (7)$$

con; AR, raíz; h, altura topográfica;  $\gamma$  y  $\rho_{cs}$  espesor y densidad de corteza superior, respectivamente;  $T_2$  y  $\rho_{ci}$  espesor y densidad de corteza inferior, respectivamente;  $\rho_m$ , densidad de manto superior;  $\rho_t$  densidad topográfica.

Haciendo uso de la ecuación (7) se calcularon las raíces necesarias para compensar la carga topográfica de la zona de estudio. Para ello se consideró una densidad de topografía de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (Hinze, 2003), un espesor cortical normal  $T$  ( $\gamma + T_2$ ), igual a 35 km (Assumpção et al., 2013) y densidades de corteza que se obtuvieron a partir de transformar velocidades sísmicas reportadas por Chulick et al. (2013) mediante las ecuaciones de Brocher (2005). Chulick et al. (2013) en su trabajo muestra un perfil a los  $20^\circ$  de latitud en América del Sur reportando velocidades de ondas P tanto en



corteza como manto superior. En el cuadro (1) se muestran las velocidades consideradas en este trabajo y las densidades que se obtuvieron.

	Velocidades onda P (Chulick et al., 2013)	Densidad calculada según (Brocher, 2005)
Corteza superior	6.2 km/s	2.76 g/cm <sup>3</sup>
Corteza inferior	6.9 km/s	2.94 g/cm <sup>3</sup>
Corteza promedio		2.85 g/cm <sup>3</sup> [(2.76 + 2.94) / 2]
Manto superior	8.2 km/s	3.36 g/cm <sup>3</sup>

Cuadro 1: Velocidades de onda consideradas y densidades calculadas para corteza y manto superior.

Posteriormente se obtuvo el mapa 3D del Moho hidrostático generado por compensación topográfica de la zona de estudio, como suma de la topografía, corteza normal y raíces (Figura 4, izquierda), al que se le calculo el efecto gravimétrico directo (Figura 4, derecha). Esto se llevó a cabo a partir de un modelo digital de elevación (SRTM) (grillado cada 20 km con el método de mínima curvatura (Briggs, 1974)). Tanto el Moho 3D como su efecto gravimétrico se obtuvieron mediante el módulo *Isostatic* del software Oasis Montaj de Geosoft ([www.geosoft.com](http://www.geosoft.com)).

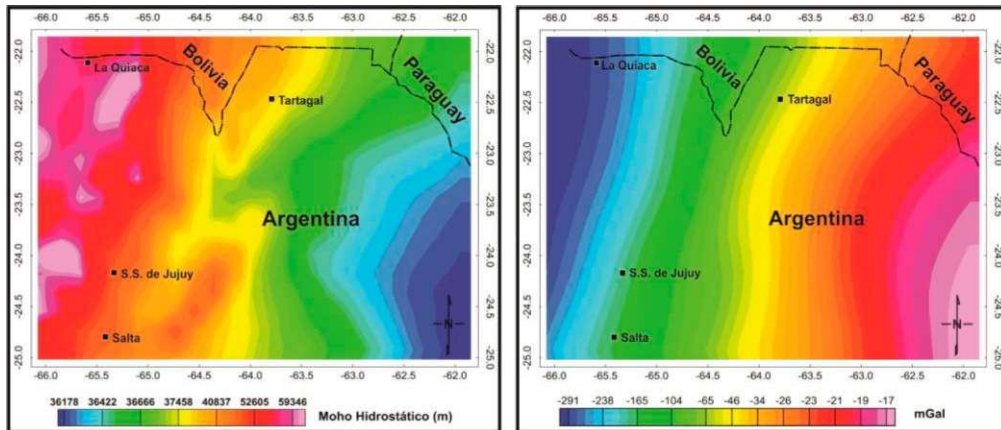


Figura 5: Izquierda, Moho hidrostático, calculado a partir de un modelo digital de terreno (20 km x 20 km) bajo un modelo de compensación isostática de Airy-Heiskanen. Derecha, efecto gravimétrico del Moho hidrostático.

### Anomalías Isostáticas

Si a los valores de gravedad medidos ( $g_{obs}$ ) además de aplicarles las correcciones de aire libre ( $C_{AL}$ ), Bouguer ( $C_B$ ) y topográficas ( $C_T$ ), les aplicamos una corrección isostática ( $C_i$ ) y los comparamos con valores normales de gravedad ( $y_0$ ) obtenemos las anomalías isostática (AI) (ecuación 8), (Introcaso, 2006).

$$\text{Anomalía isostática} = g_{obs} + C_{AL} - C_B + C_T + C_i - y_0 \text{ Es decir,}$$

$$AI = AB_{C_{compiteta}} + C \quad (8)$$

A menudo la  $C_i$  es negativa en zonas oceánicas y positiva en zonas continentales (Introcaso, 2006). Esta corrección no es más que el efecto gravimétrico directo que

produce el Moho hidrostático, en este caso la  $C_i$  sería la Figura 4 de la derecha cambiada de signo. El análisis de esta anomalía isostática (AI) nos permite predecir movimientos futuros que sufrirá la corteza en busca de un equilibrio isostático, bajo el mecanismo de compensación considerado. Si esta  $C_i$  es idéntica y de signo opuesto a las anomalías de Bouguer, obtendríamos una AI igual a cero, lo que indicaría equilibrio isostático, donde la corteza no sufriría movimientos a menos que cambien las condiciones geológicas. Posteriormente haciendo uso de la ecuación (8) se obtuvo el mapa de anomalías isostáticas (Figura 6).

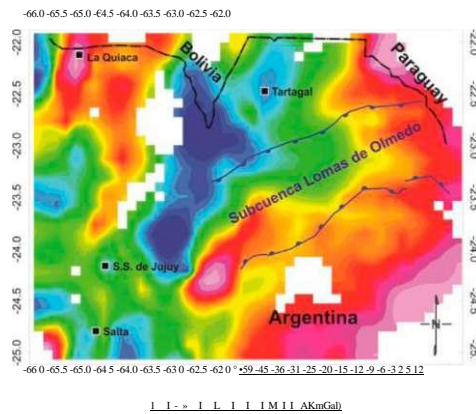


Figura 6: Mapa de anomalías isostáticas. Con línea negra, límite internacional; línea azul, lineamientos principales de la SLdO (Bianucci, 1999).

## DISCUSIÓN O CONSIDERACIONES FINALES

Los valores de correcciones topográficas obtenidos se corresponden con las irregularidades topográficas. Observándose valores máximos (5-6 mGal) localizados en Cordillera Oriental y Sierras Subandinas y valores muy pequeños en Llanura Chaco-Bonaerense, donde se encuentra la subcuenca en estudio. El mapa de anomalías de Bouguer obtenido, arrojó isonómalas con una dirección regional NE-SO, coincidiendo con el rumbo dominante de las estructuras deformadas bajo el régimen Andino. Además se observa buena correlación entre las estructuras regionales de dominio cortical y los valores de las anomalías, donde en Cordillera Oriental presentan valores comprendidos entre -320 y -200 mGal, en acuerdo con el potente espesor cortical (50 ~ 60 km). En las Sierras Subandinas y Llanura Chaco- Bonaerense se observan valores más altos, con un crecimiento hacia el Este, debido a menores espesores corticales observados (~ 40 km).

El Moho hidrostático 3D obtenido según el modelo de compensación Airy-Heiskanen arrojó valores de corteza ~ 40 km bajo las subcuenca Lomas de Olmedo. Estos valores crecen hacia el Oeste alcanzando 50 ~ 60 en Sierras Subandinas y Cordillera Oriental.

Se pudo observar en el mapa de anomalías isostáticas, una anomalía negativa que contempla prácticamente toda la extensión de la subcuenca Lomas de Olmedo, siendo máxima en la región más occidental de la misma, además, una anomalía positiva de baja amplitud en el borde oriental de esta subcuenca. Este negativo implica que en el futuro dicha cubeta sedimentaria experimentará alzamiento, es decir su raíz disminuirá hasta alcanzar el equilibrio isostático.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Airy**, G. B., 1855. On the Computations of the Effect of the Attraction of the Mountain-Masses, as Disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Stations in Geodetic Surveys. Transaction Royal Society (London), serie B, 125, 101-104. **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.
- Bianucci**, H. A. y **Homoc J. F.**, 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino. V Cong. Lat. de Geología. Acta 1: 539 - 546. **Bianucci H.**, 1999. Estructura y Evolución Estructural del Rift - Relación con la Estratigrafía. Subcuenca de Lomas de Olmedo (Rama Oriental). Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino - Salta - tomo I. **Blakely**, R. J., 1995. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press. 441 pp.
- Briggs**, I. C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geoph.* 39, 39-48.
- Brocher**, T. M., 2005 b. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust, *Bull.Seism.Soc. Am.* 95, 2081—2092.
- Chulick**, G, **Detweiler S.**, **Mooney W.**, 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences.* 42, 260-276.
- Fraga H.** y **Introcaso A.**, 1990. Un modelo gravimétrico litosférico para la Subcuenca Lomas de Olmedo (Cuenca del Norte y Noroeste) en la provincia de Salta. Argentina. *Geofísica Internacional*, Vol. 29, Núm. 2.
- Götze H.**, **Schmitz M.**, **Giese P.**, **Schmidt S.**, **Wigger P.**, 1995. Las estructuras litosféricas de los andes centrales australes basadas en interpretaciones geofísicas: una revisión. *Revista geológica de Chile*, Vol. 22, No.2, p. 179 - 192.

**Heiskanen W.**, 1931. Isostatic tables for the reduction of gravimetric observations calculated on the basis of Airy's hypothesis. *Bulletin Goedesique* 30: 110-129. **Hinze, W. J.**, 2003 Short note. Bouguer reduction density, why 2.67?, *Geophysics*, vol. 68, no. 5, p. 1559-1560.

**Introcaso, A.**, 2006. *Geodesia Física. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología de Rosario, Argentina. Vol. Esp. N° 1*, pp 128.

**McGlashan, N., Brown, L., Kay, S.**, 2008. Crustal Thickness in the Central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geoph. J. Int.* 175, 1013-1022. **Morelli, C., Gantar C., Honkasalon T., Mc Connel K., Tanner J.G., Szabo B., Uotila U. & Whalen, C.T.**, 1974. The international Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71), IU-GG-IAG Publ. Spec 4, Int. Union of Geod. and Geoph., 194. **Pratt, J.**, 1855. On the attraction of the Himalayan Mountain and of the elevated regions beyond the the plumb line in India. *Royal. Soc. London*, B 145-153. **Prezzi, C. B. y Götze, H.**, 2009. Estructura Litosférica de los Andes Centrales a partir de un Modelo Gravimétrico 3D. *Revista de la As. Geo. Argentina* 65 (1): 81 - 96 pp.

**Ramos, V.A.**, 1999. Las provincias geológicas del territorio Argentino. *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (3): 41-96. Bs. As. **Sandwell, D. T. and W. H. F. Smith**, 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate. *J. Geophys. Res* 114, B01411.

**Schmidt S. and Götze H. J.**, 2006. Bouguer and Isostatic Maps of the Central Andes. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds) *The Andes active subduction orogeny. Frontiers in Earth Science Series. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.* pp 559-562.

**Starck, D.**, 2011. Cuenca Cretácica-Paleógena del Noroeste Argentino. VIII Cong. de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Cuencas Arg. Visión actual. **Tassara, A., Götze, H. J., Schmidt, S., and Hackney, R.**, 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin: *Journal of Geophysical Research*, v. 111, pp 26.

**Vening Meinesz, F.A.**, 1931. Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l'intensite de la pesanteur, *Bull. Geod.*, 29, 33-51. **Yuan, X., Sobolev S. and Kind R.**, 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 199, 389- 402.