

# MODELOS GLOBALES DE GRAVEDAD GOCE Y EGM2008: SU UTILIDAD Y COMPLEMENTARIEDAD EN LA EXPLORACIÓN GEOFÍSICA

Orlando ÁLVAREZ<sup>1,2</sup>, Federico LINCKLINGER<sup>1,2</sup>, Marcos SÁNCHEZ<sup>1,2</sup>, Cecilia WEIDMANN<sup>1,2</sup>, Juan ARIZA<sup>1,2</sup> y Mario GIMÉNEZ<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geofísico y Sismológico Ing. Volponi, Universidad Nacional de San Juan, San Juan. Emails: orlando\_a\_p@yahoo.com.ar, flklinger@hotmail.com, 1marcossanchez@gmail.com, ceciweidmann@yahoo.com.ar, juampariza@yahoo.com.ar, gimmario@gmail.com

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET.

## RESUMEN

La reciente misión satelital GOCE cuyos objetivos principales son el estudio del campo gravitatorio terrestre y la circulación de las corrientes oceánicas, está empezando a mostrar sus resultados. El instrumental de mayor precisión diseñado específicamente a tal fin, como así también su órbita extremadamente baja le otorga ventajas notorias respecto de las misiones anteriores. Esto ha permitido generar modelos del campo de gravedad global con una precisión y homogeneidad nunca antes logrados. Por otra parte, modelos como EGM2008 que integran datos de gravedad terrestre con datos satelitales, presenta la mayor resolución espacial lograda hasta el momento. El uso combinado de ambos modelos nos permite obtener información de la litosfera a una escala regional aprovechando la alta precisión del primero y la alta resolución del segundo. A partir de los nuevos modelos globales de gravedad se obtienen cantidades derivadas del potencial anómalo como ser la anomalía de gravedad o el gradiente vertical de la gravedad. Este último, es de gran utilidad para delinear la localización de las estructuras geológicas con gran precisión, ya que su señal resulta centrada principalmente en la fuente. Las ventajas del uso del gradiente vertical de la gravedad y de los nuevos modelos globales de gravedad con resolución y precisión cada vez mayores, se ven potenciadas gracias al desarrollo de nuevas metodologías para la corrección del efecto topográfico. La utilización de prismas esféricos de densidad constante para calcular el efecto topográfico es fundamental cuando se estudian grandes regiones, ya que una aproximación plana introduce un error considerable.

**Palabras clave:** *Gravimetría Satelital, Gradiente vertical de la gravedad, Efecto topográfico, Tesseroides, Terrenos*

## ABSTRACT

*Earth Gravity Field Models GOCE and EGM2008: its usefulness and complementarity in geophysical exploration*

The new satellite GOCE mission, whose main objectives are the study of the earth gravity field and the study of the ocean currents circulation, is showing results. Its instruments with greater accuracy designed specifically for this purpose, and also its very low orbit give noticeable advantages over previous missions. This has generated global gravity models with greater accuracy and consistency, than ever before. Moreover, models as EGM2008 that integrate terrestrial with satellite data have the highest spatial resolution achieved so far. The combined use of both models, allows us to obtain information from the lithosphere on a regional scale with the advantage of the high precision of the first and the high-resolution of the second. From the new global gravity models quantities can be derived such as the gravity anomaly and the vertical gravity gradient. The latter is useful to delineate the location of geological structures with great precision, as its signal is more localized to the source than the gravity anomaly. The advantages of using the vertical gravity gradient and the new global gravity models with increasing resolution and precision are enhanced by the development of new methodologies for the correction of the topographic effect. The use of spherical prisms of constant density in order to calculate the topographic effect is necessary for regional studies, as a planar approach induces a considerable error.

**Keywords:** *Satellite gravimetry, Vertical gravity gradient, Topographic effect, Tesseroids, Terrains*

## INTRODUCCIÓN

La nueva misión satelital GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*) ha permitido lograr un extraordinario avance en el mapeo del campo de gravedad terrestre. El objetivo principal

de la misión fue proveer modelos globales y regionales del campo de gravedad terrestre y del geoide, con alta resolución y exactitud. El campo de gravedad estático de alta resolución y el geoide gravimétrico medido por GOCE permiten la investigación en un amplio rango de discipli-

nas desde estudios de la circulación de corrientes oceánicas, la física de la tierra sólida, los riesgos naturales, la geodesia y la topografía. El entendimiento de estos procesos y las mejoras en los modelos geopotenciales requieren la determinación del campo de gravedad global, a una

resolución espacial de entre 50 y 400 km. La nueva misión GOCE presenta ventajas considerables respecto de las misiones anteriores (ej. la misión GRACE - *Gravity Recovery and Climatic Experiment*) como ser una menor altura de órbita (la mínima lograda para una misión satelital de medición del campo potencial de la gravedad). Esta característica le permite recuperar la información del campo de potencial gravimétrico con mayor detalle, ya que el mismo se atenúa en función del cuadrado de la distancia que lo separa de la fuente que lo genera.

Por otra parte, los datos de gravedad derivados de las misiones satelitales pueden ser combinados con bases de datos de anomalías de gravedad obtenidas a partir del procesamiento de datos terrestres. La introducción de este último tipo de datos, con un espaciamiento entre datos mucho menor, permiten aumentar grandemente la resolución espacial del modelo de gravedad global obtenido a partir de datos satelitales puros solamente. Ejemplo de algunos de estos modelos son el modelo EGM2008 (*Earth Gravity Field Model 2008*, Pavlis *et al.* 2008, 2012) y los diferentes modelos EIGEN (Förste *et al.* 2012). A pesar de la mejora en la resolución espacial que se logra con estos modelos, presentan la desventaja de que en ciertas regiones no se dispone de datos de gravedad terrestre con buena calidad, o su calidad no está asegurada, o bien no se dispone de dichos datos debido principalmente a que en algunas regiones el acceso terrestre se ve dificultado. Esto trae como consecuencia que el modelo final obtenido al combinar los datos terrestres con los satelitales presente una calidad no homogénea.

La gravimetría satelital tradicionalmente ha encontrado su campo de aplicación principal en la geodesia física. A partir de las nuevas misiones satelitales dedicadas al estudio del potencial gravitatorio terrestre, ha cobrado relevancia su aplicación en el estudio de la litosfera a escala regional, permitiendo el estudio de anomalías, lineamientos, zonas de sutura y provincias magmáticas. Prueba de esto son los trabajos recientes de Braintenberg *et al.* (2011), Álvarez *et al.* (2012,

2014, 2015), Hirt *et al.* (2012), Mariani *et al.* (2013) y Li *et al.* (2013), entre otros. Para realizar el modelado litosférico a partir de los nuevos modelos globales de gravedad, obtenidos a partir de los datos satelitales, es necesario efectuar la reducción de la masa topográfica. Esto, es debido a que la señal gravimétrica generada por la topografía enmascara la señal litosférica. Para el cálculo del efecto topográfico se han desarrollado nuevos softwares que utilizan prismas esféricos en coordenadas geocéntricas, en lugar de utilizar una aproximación plana. Siguiendo este procedimiento es posible restarle directamente a los datos satelitales el efecto que generan las masas topográficas teniendo en cuenta la curvatura terrestre (Uieda *et al.* 2010, Álvarez *et al.* 2012, 2013). Esta moderna metodología es de fundamental importancia ya que dada la resolución de los modelos globales, su aplicación está centrada en estudios regionales, en donde utilizar una aproximación plana induce un error considerable (Grombein *et al.* 2013, Bouman *et al.* 2013).

En el presente trabajo se utilizó dicha metodología aplicándola a modelos satelitales puros derivados de GOCE y al modelo de gravedad global EGM2008 con el propósito de delinear estructuras geológicas localizadas principalmente en corteza superior y comparar el comportamiento de la respuesta de dichos modelos ante las diferentes heterogeneidades de masa presentes en la corteza. Debido al carácter de larga longitud de onda de los modelos satelitales puros es difícil definir con precisión las diferentes zonas de contacto superficiales cuando se calculan anomalías de gravedad o Bouguer (Álvarez *et al.* 2012). Por ello, se resalta la utilización del gradiente vertical de la gravedad para detectar estos lineamientos tectónicos a escala regional relacionados a elevados contrastes de densidad superficiales como ser límites entre provincias magmáticas y cuencas. Con el fin de mostrar estas diferencias se generaron modelos sintéticos con geometría y densidad determinada a priori, a los cuales se les calculó el efecto directo que generan sobre la anomalía de gravedad y sobre el gradiente vertical de

la gravedad ( $T_{zz}$ ) utilizando prismas esféricos de densidad constante (Anderson 1976, Heck y Seitz 2007, Asgharzadeh *et al.* 2007, Wild-Pfeifer *et al.* 2008, Grombein *et al.* 2010). Luego, se calculó la anomalía de gravedad y el  $T_{zz}$  obtenidos a partir del modelo EGM2008 y a partir de los datos derivados de GOCE, ambos corregidos por el efecto topográfico, en la región comprendida entre los terrenos de Chileña, Cuyanía y Pampia (28°S-32°S) a fin de comparar el comportamiento de ambos modelos en dicha región de estudio (Fig. 7).

## DATOS

Como se expuso anteriormente, a partir de los datos derivados de la gravimetría satelital se generan modelos del campo gravitatorio terrestre. Estos modelos pueden estar basados en datos satelitales puros o incluir observaciones de datos de gravedad terrestres, marinos y aéreos para aumentar la resolución espacial. Los modelos de gravedad global son presentados como un conjunto de coeficientes de una expansión en armónicos esféricos. El grado del desarrollo está relacionado con la resolución espacial del modelo (Barthelmes 2009). En la siguiente sección se describen las principales diferencias en la construcción de los modelos GOCE respecto del modelo EGM2008.

## MISIÓN GOCE

La gravimetría satelital es altamente sensible al campo de gravedad terrestre el cual ejerce una fuerza de atracción variable sobre los satélites. Estas variaciones fueron registradas por el satélite GOCE utilizando dos técnicas diferentes y complementarias para cubrir ampliamente el espectro de frecuencias. El instrumento principal del satélite era un Gradiómetro Electroestático de Gravedad (EGG), el cual midió las diferencias de aceleración dentro del satélite a lo largo de tres ejes ortogonales. Combinando estas medidas diferentes de aceleración fue posible obtener los componentes del gradiente de la gravedad. El gradiómetro resuelve las

cortas y medias longitudes de onda de la señal gravimétrica. El ancho de banda de medición del EGG fue diseñado para cubrir el rango de frecuencia entre 5 mHz y 100 mHz, siendo el límite superior consistente con la resolución espacial requerida de 100 km.

La segunda técnica, denominada seguimiento satélite a satélite en modo alto-bajo (SST-hl), consiste en extraer la información gravimétrica por medio de un análisis de perturbación de órbita, es decir el satélite en sí mismo funciona como sensor. Para ello se deben medir las variaciones de la altura del satélite con respecto a una constelación de satélites de referencia en órbitas conocidas. Esto se llevó a cabo por medio de un receptor GPS de doble frecuencia de 12 canales, capaz de adquirir simultáneamente señales emitidas desde un máximo de 12 satélites de la constelación GPS en una órbita superior (20.200 km) a la del satélite GOCE (250 km). Esta técnica permite la recuperación de los modelos dinámicos subyacentes que gobiernan el movimiento del satélite, incluyendo el campo de gravedad terrestre. El SST-hl trabaja mejor proveyendo la parte de media y larga longitud de onda del campo geopotencial. La frecuencia de cruce entre las dos técnicas no está definida de manera aguda, proveyendo mediciones redundantes en una banda de frecuencias relativamente amplia (Drinkwater *et al.* 2003, Floberghagen *et al.* 2011).

*Modelos derivados de GOCE:* La misión GOCE entregó datos a partir del año 2009 hasta fines del año 2013 y desde entonces se han generado diferentes modelos puros, o combinados con información de otras misiones gravimétricas anteriores como GRACE (Tapley *et al.* 2004). Estos modelos difieren desde el punto de vista de su construcción en el modelo de referencia y en la cantidad de tiempo de relevamiento de datos. El último modelo obtenido a partir de datos satelitales puros de GOCE es el modelo GO\_CONS\_GCF\_2\_TIM\_R4 (Pail *et al.* 2011, <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>) y está desarrollado hasta grado y orden  $N=250$ . De esta forma, la anomalía más pequeña que puede resolver del campo de gra-

vedad es de aproximadamente  $\lambda/2=80$  km. Esta baja resolución espacial se debe a que el campo de gravedad se atenúa a la altura de las órbitas de los satélites, es por ello que estos modelos satelitales puros proveen solamente información de alta longitud de onda (Reguzzoni y Sampietro 2010). A pesar de esta desventaja, los modelos derivados de GOCE tienen precisión homogénea, ya que no contienen errores ni sesgos de muestreo inducidos por los datos terrestres como en el modelo EGM2008 (ver Apéndice). Además, la distancia de órbita de GOCE era extremadamente baja (250 km), la mitad de la distancia de la misión GRACE cuyos datos están incluidos en el modelo EGM2008.

Particularmente, la solución TIM (*Time Wise Model*, Pail *et al.* 2011) utilizada en este trabajo es una solución basada sólo en datos GOCE en un sentido riguroso ya que no utiliza información externa del campo de gravedad (ni como modelo de referencia, ni para constreñir la solución). Estos modelos TIM han sido validados externamente por medio de observaciones independientes de nivelación GPS en Alemania (875 estaciones y Japón 873 estaciones). Los resultados (ej. Hirt *et al.* 2011, 2012) indican que globalmente el modelo puro de GOCE, TIM\_R4, se desempeña significativamente mejor que el modelo EGM2008, aun cuando este último también contiene datos de gravedad terrestre (ver ficha técnica: GO\_CONS\_GCF\_2\_TIM\_R4 en <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>).

### Modelo EGM2008

El modelo EGM2008 (Pavlis *et al.* 2012) es una solución combinada de datos derivados del satélite GRACE (ITG-GRACE03S, Mayer-Gürr 2007) y de una base datos global de anomalía de gravedad con una resolución espacial de  $5' \times 5'$ . Este modelo, al combinar los datos terrestres, marinos y aéreos con los datos de satélite, alcanza un alto orden del desarrollo en armónicos esféricos ( $N=2159$ ). Este modelo posee la mayor resolución espacial para un modelo global de gravedad hasta el momento ( $\lambda/2=9$  km). Sin em-

bargo, en un trabajo reciente, Pavlis *et al.* (2012) expuso que sobre las áreas en donde sólo hay disponible datos de gravedad con baja resolución, su contenido espectral fue complementado con la información gravitacional implicada en modelos Topográficos/Isostáticos (grados entre 720 a 2160). Es decir, las altas frecuencias de la señal gravimétrica correspondiente al modelo EGM2008 se encuentran altamente contaminadas por la señal topográfica (Pavlis *et al.* 2012), en especial en aéreas en donde no se cuenta con una buena base de datos de gravedad (ver Apéndice: Comparación estadística entre los modelos EGM2008 y GOCE).

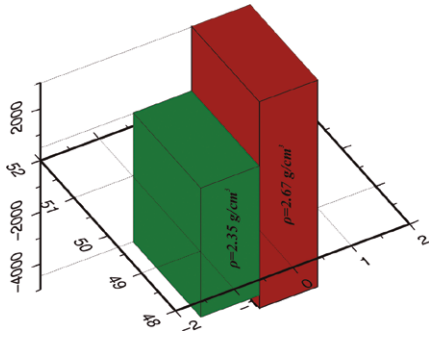
## METODOLOGÍA

A partir de los modelos globales de gravedad se obtiene el potencial anómalo (T). Este último se calcula substrayendo el potencial de gravedad normal (de un elipsoide de referencia determinado) del potencial de gravedad terrestre observado (derivado a partir de los datos satelitales) (Janak y Sprlak 2006). Este potencial anómalo y sus derivadas se encuentran relacionados de forma directa con la distribución de densidades de las diferentes masas que componen la litosfera.

Luego distintas cantidades pueden ser derivadas como ser la anomalía de gravedad (Ga) en su versión moderna (Barthelmes 2009) o el tensor de gradiente gravimétrico (TGG). La anomalía de gravedad generalizada  $\Delta_g$  (Molodensky *et al.* 1962, Hofmann-Wellenhof y Moritz 2006, Barthelmes 2009), es la magnitud de la gravedad,  $g$ , en un punto dado  $(h, \lambda, \phi)$  menos la gravedad normal,  $\gamma$ , a la misma longitud y latitud, pero a la altura elipsoidal  $h - \zeta_g$  en donde  $\zeta_g$  es la anomalía de altura generalizada:

$$Ga_{def. moderna} = \Delta_g(h, \lambda, \phi) = g(h, \lambda, \phi) - \gamma(h - \zeta_g, \lambda, \phi)$$

La altura  $h$  es asumida sobre o fuera de la superficie terrestre, es decir  $h \geq h_t$  (en donde  $h_t$  es la altura topográfica), por ello la anomalía de gravedad es una función en el espacio fuera de las masas. De esta forma la gravedad observada en la superficie terrestre puede ser utilizada sin la necesidad de calcular una prolongación descendente



**Figura 1:** Modelo sintético de dos cuerpos. El cuerpo de menor densidad (prisma verde) se encuentra ubicado entre  $0^\circ$  y  $-1^\circ$  de longitud y entre  $49^\circ$  y  $51^\circ$  de latitud, con una profundidad de  $-4.500$  m y  $500$  m de altura. El cuerpo de mayor densidad (prisma marrón) se encuentra ubicado entre  $0^\circ$  y  $1^\circ$  de longitud y entre  $49^\circ$  y  $51^\circ$  de latitud, con una profundidad de  $-5.000$  m y  $3.000$  m de altura. El contraste de densidad es de  $0,32$   $\text{g}/\text{cm}^3$ .

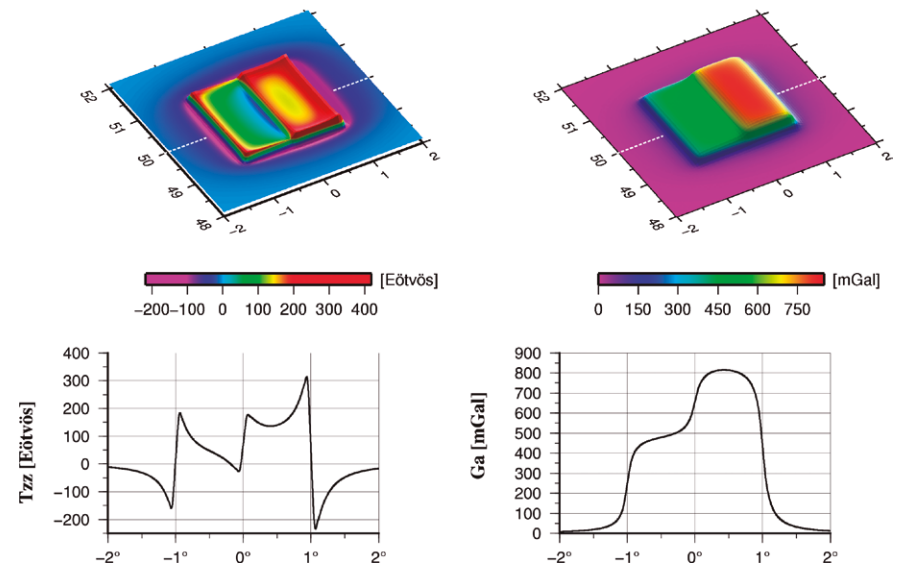
ni una reducción (Barthelmes 2009).

El TGG o tensor de Marussi ( $M$ ) está compuesto por cinco elementos independientes y es obtenido como la segunda derivada del potencial anómalo (Hofmann-Wellenhof y Moritz 2006). Las componentes del tensor de Marussi  $\underline{M}=(T_{ij})$  pueden ser expresadas y resueltas numéricamente en un sistema de coordenadas esférico (Tscherning 1976). El gradiente vertical de la gravedad ( $T_{zz}$ ), es la derivada segunda del potencial anómalo en la dirección radial:

$$T_{zz} = \frac{(\partial^2 T)}{(\partial r^2)}$$

### Modelado directo a partir de prismas sintéticos en coordenadas esféricas

El  $T_{zz}$  y la  $G_a$  son derivados del potencial gravitatorio que generan las masas y por ello reflejan variaciones de densidad de la corteza. Sin embargo, delimitan características subsuperficiales bien distintas (Braitenberg *et al.* 2011, Álvarez *et al.* 2012). En los trabajos mencionados anteriormente se muestra como el  $T_{zz}$  permite delimitar la localización de una masa anómala con más detalle y precisión que la  $G_a$ . Esta diferencia que se vuelve más importante a medida que el contraste de densidad es mayor y las estructuras geológicas son más superficiales. Se construyeron dos modelos sintéticos a modo de ejemplo para determinar el comporta-



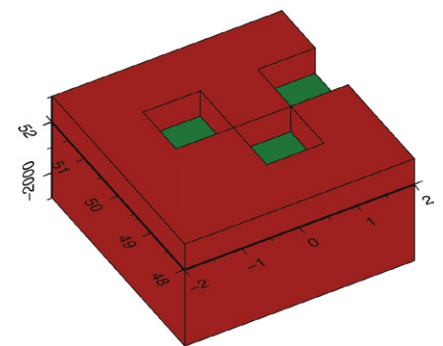
**Figura 2:** Gradiante vertical de la gravedad ( $T_{zz}$ ,  $I_{zq}$ ) y anomalía de gravedad ( $G_a$ ,  $Der.$ ) generados utilizando el modelo sintético de dos cuerpos (Fig. 1). El  $T_{zz}$  resalta mejor la localización de la zona de contacto entre ambos cuerpos mientras que la  $G_a$  presenta una pendiente más suavizada. Los perfiles en la parte inferior de la figura se encuentran a  $50^\circ$  de latitud.

miento de estos derivados del potencial anómalo previamente a la aplicación del método en la zona de estudio. El primer modelo sintético simula una zona con un alto contraste de densidades y el segundo modelo es un arreglo de cuerpos que simula diferentes cuencas.

*Modelo sintético de dos cuerpos:* El primer modelo sintético está conformado por dos cuerpos y simula una zona de contacto entre dos estructuras con diferentes litologías con un contraste de densidad de  $0,32$   $\text{g}/\text{cm}^3$  (Fig. 1).

Se calculó el efecto gravimétrico directo que genera este modelo sintético sobre el  $T_{zz}$  y sobre la  $G_a$  (Fig. 2), aproximándolo por medio de prismas esféricos (Uieda *et al.* 2010). La figura 2 muestra como el gradiente vertical de la gravedad permite establecer de manera directa las zonas de contacto en los cruces por cero de la señal. La anomalía, si bien presenta un cambio importante de magnitud presenta una transición continua lo que no nos permite inferir la localización exacta del contacto entre ambos cuerpos.

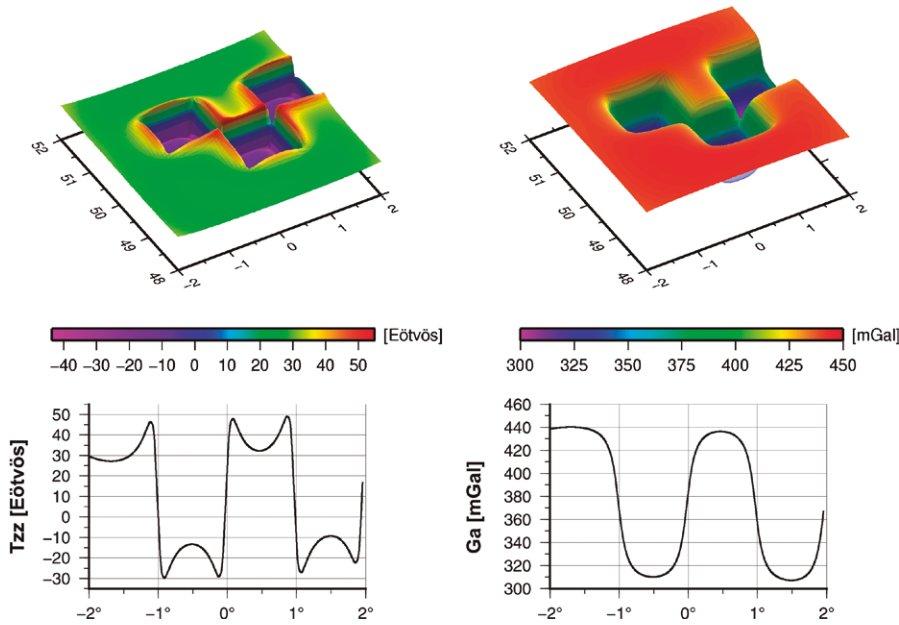
*Modelo sintético de diferentes cuerpos:* El segundo un modelo sintético generado (Fig. 3), representa un conjunto de cuerpos de menor densidad simulando un arreglo de tres cuencas con un contraste de densidad de



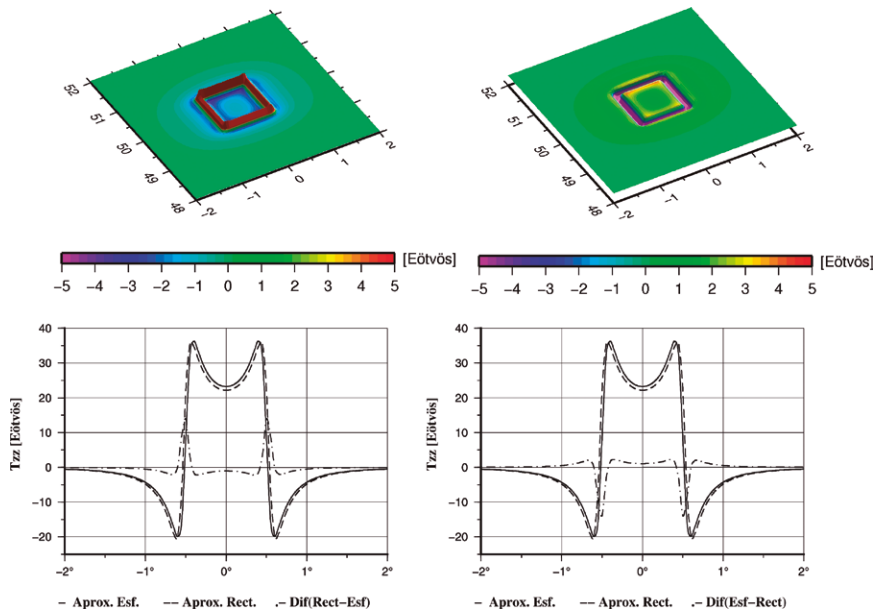
**Figura 3:** Modelo sintético de tres cuencas con un contraste de densidad de  $0,37$   $\text{g}/\text{cm}^3$ .

$0,37$   $\text{g}/\text{cm}^3$ . Se calcularon a su vez el  $T_{zz}$  y la  $G_a$  (Fig. 4) en un sistema de coordenadas esféricas.

La figura 4 muestra nuevamente como el gradiente vertical de la gravedad permite establecer de manera directa las zonas de contacto en los cruces por cero de la señal, mientras que la anomalía describe cambios de magnitud más continuos, dificultando la localización de contrastes abruptos de densidad. El  $T_{zz}$  se encuentra más centrado sobre las masas anómalas (Fig. 4,  $Der.$ ) y presenta una señal negativa sobre las mismas, la cual se magnifica en los bordes y vértices. La anomalía de gravedad (Fig. 4,  $I_{zq}$ ) también se encuentra centrada sobre la masa, pero no muestra el ran-



**Figura 4:** Gradiente vertical de la gravedad (Izq) y anomalía de gravedad (Der.) generados utilizando el modelo sintético de la figura 3. El Tzz resalta mejor la localización de los diferentes cuerpos mientras que la Ga presenta una pendiente más suavizada. Los perfiles en la parte inferior de la figura se encuentran a 51° de latitud.



**Figura 5:** Comparación entre el cálculo del Tzz con prismas rectangulares y con prismas esféricos para el modelo sintético de 1°x1°x1000m. Izq: Diferencia entre el Tzz con aproximación rectangular menos aproximación esférica. Der: Diferencia entre el Tzz con aproximación esférica menos aproximación rectangular. Los perfiles en la parte inferior de la figura se encuentran a 50° de latitud.

go de valores negativos sobre los bordes.

**Corrección del efecto topográfico**

La masa topográfica genera una señal gravimétrica que enmascara la señal litosférica. Para realizar el modelado cortical y para la determinación del geoides a partir

de los nuevos modelos globales de gravedad es necesario corregir por efecto topográfico a los observables del satélite (Forsberg y Tscherning 1997). El efecto que generan las masas topográficas sobre el campo de gravedad puede ser calculado

de acuerdo a la ley de la gravitación universal de Newton. Para ello es necesario contar con un modelo digital de elevaciones (DEM) que reproduzca fielmente el relieve terrestre. Luego, las masas topográficas son aproximadas por medio de cuerpos elementales de masa, para los cuales existe una solución cerrada de las integrales de masa (Torge 2001).

Estos cuerpos elementales pueden ser, por ejemplo, prismas rectangulares (Nagy 1966, Nagy *et al.* 2000) o prismas esféricos (Anderson 1976, Heck y Seitz 2007). Molodensky (1945) demostró que la superficie física de la Tierra puede ser determinada solamente a partir de mediciones geodésicas sin tener en cuenta una hipótesis predeterminada de la distribución de densidades dentro de la misma. Sin embargo, para calcular la contribución topográfica se debe asumir una densidad media para cada cuerpo elemental. Finalmente, se calcula por separado el efecto de cada uno de ellos, y luego son sumados todos los efectos individuales para calcular el efecto topográfico total (Heck y Seitz 2007). La diferencia entre el cálculo por medio de prismas rectangulares y esféricos (Fig. 5) puede ser representada luego de generar un modelo sintético de 1°x1°x1000 m con un contraste de densidad de 2.67 g/cm<sup>3</sup> y calcular el efecto directo que genera sobre el Tzz aproximándolo por medio de prismas rectangulares y por medio de prismas esféricos (ver Alvarez *et al.* 2012, 2013 para un análisis más detallado). Trabajos recientes confirman que la utilización de prismas rectangulares (aproximación plana) para el cálculo del efecto topográfico es inapropiada cuando se consideran regiones de estudio extensas, siendo la aproximación esférica (prismas esféricos o tesoroides) la más adecuada para evitar errores considerables en la aproximación (Grombein *et al.* 2013, Bouman *et al.* 2013).

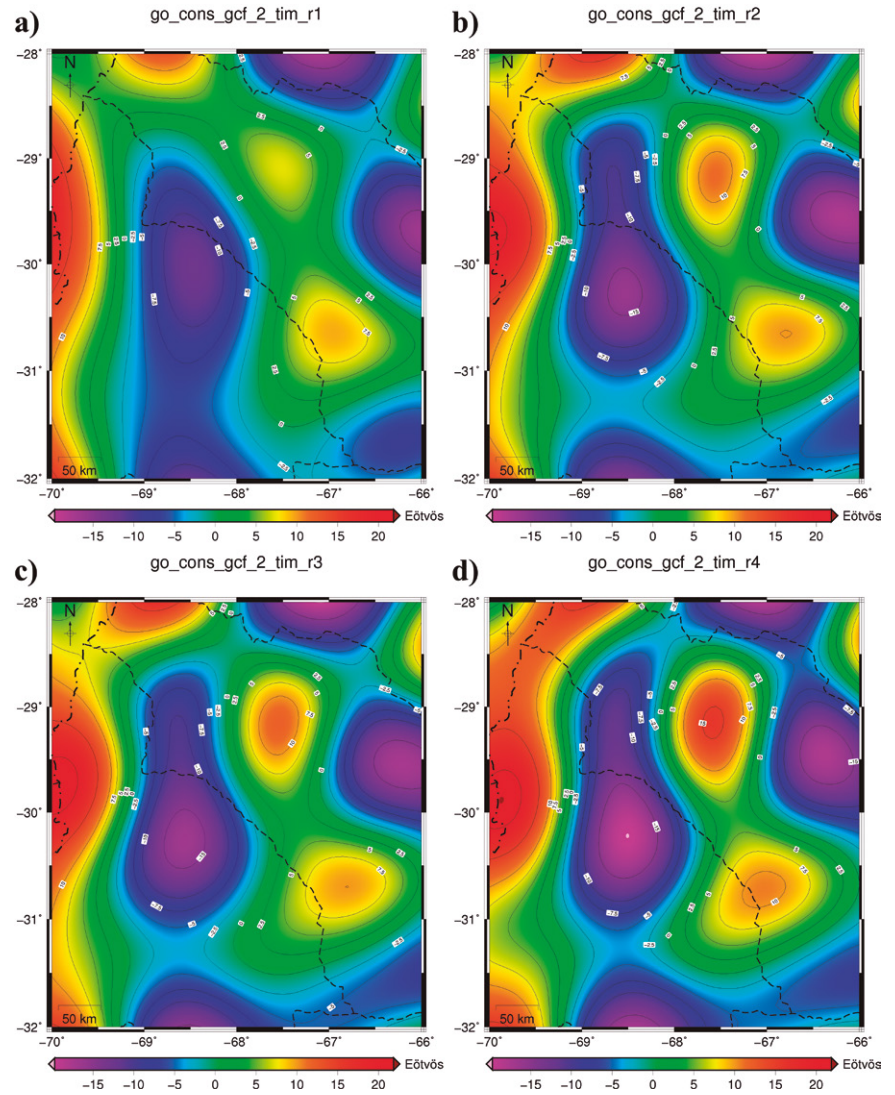
**BREVE RESEÑA GEOTECTÓNICA DEL AREA DE ESTUDIO**

El área de estudio está comprendida en la zona de subducción plana pampeana, de-

sarrollada en los últimos 17 Ma (Fig. 7a) (Jordan *et al.* 1983, Ramos *et al.* 2002). El basamento de las Sierras Pampeanas abarca dos cinturones magmáticos con afinidad de arco. El cinturón este es conocido como el orógeno Pampeano, y es considerado el resultado del amalgamamiento final con el Cratón del Río de la Plata (Kraemer *et al.* 1995, Rapela *et al.* 1998). El cinturón oeste es conocido como el orógeno Famatiniano y ha sido explicado como el resultado del amalgamamiento final del bloque exótico Cuyania (ver Ramos 2009 para una revisión). El sistema de Famatina es un conjunto de bloques de basamento localizados al oeste de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Hacia el oeste, la Precordillera es una faja plegada y corrida de piel fina, cuyo basamento ha sido interpretado como derivado de Laurentia (Cuyania, Fig. 7a) y acrecionado contra el margen de Gondwana en el Ordovícico Tardío (Ramos 2004). La deformación más reciente de la Precordillera ocurrió en los últimos 10 Ma, de manera sincrónica con el levantamiento compresivo de las Sierras Pampeanas hacia el este (Jordan y Allmendinger 1986, Ramos *et al.* 2002).

La sutura entre los terrenos de Pampia y Cuyania a estas latitudes ha sido ampliamente estudiada a partir de datos geológicos y geofísicos. Este límite coincide localmente con exposiciones de basamento de rocas metamórficas de medio a alto grado que se desarrollaron durante la orogénesis Famatiniana de edad Ordovícica Temprana a Media (Coira *et al.* 1982, Rapela *et al.* 1998, 2001, Otamendi *et al.* 2008, 2009, Chernicoff *et al.* 2010). A lo largo de esta discontinuidad de primer orden se encuentran expuestas rocas de corteza inferior (Ramos 2004, Ramos *et al.* 2010). Los datos geofísicos respaldan estas hipótesis (Introcaso *et al.* 2004, Snyder *et al.* 1990, Zapata 1998, Gilbert *et al.* 2006, Álvarez *et al.* 2012). Giménez *et al.* (2000), infirieron la existencia de zonas de alta densidad a partir de datos gravimétricos terrestres. Estos autores concuerdan y proponen un límite abrupto entre las dos cortezas contrastantes de Pampia y Cuyania. Esta discontinuidad, conocida como



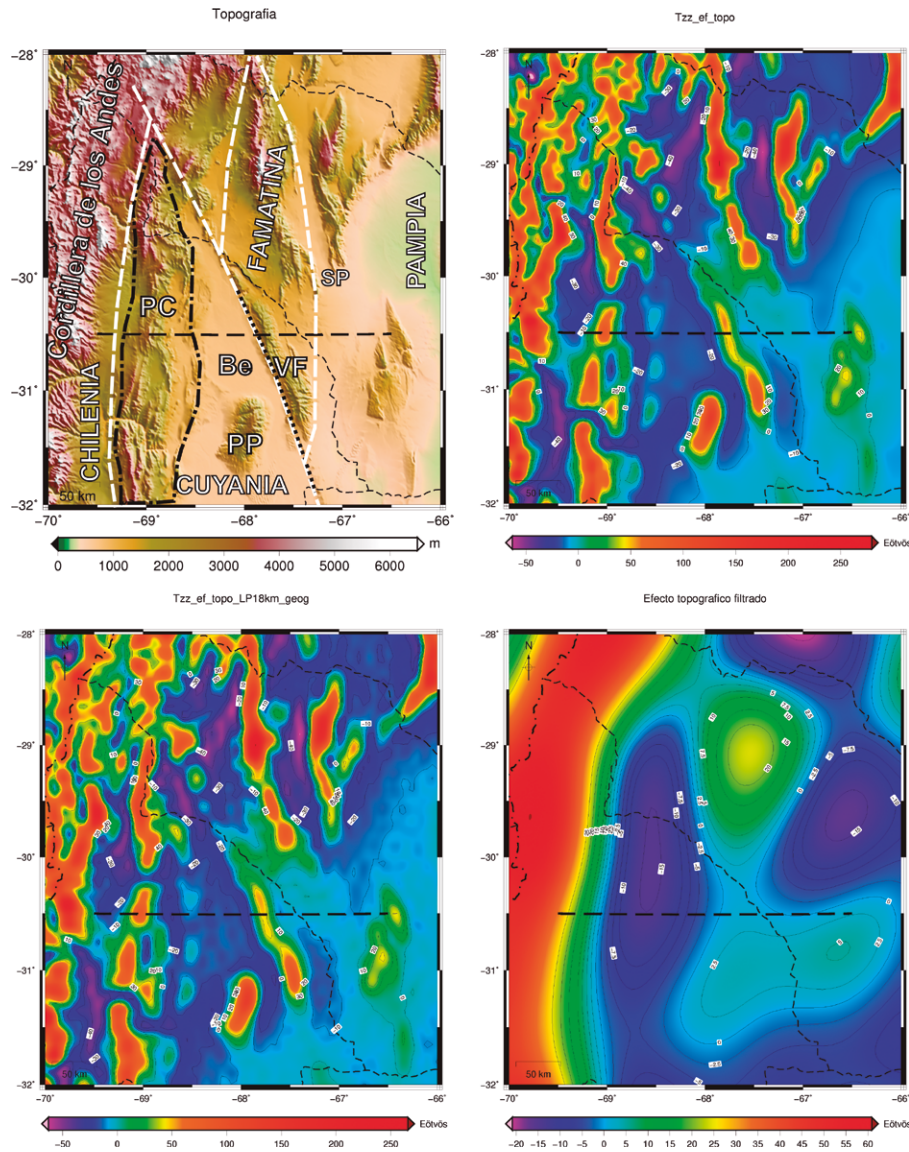
**Figura 6:** Gradiente vertical de la gravedad obtenido a partir de los diferentes modelos derivados a partir de la misión del satélite GOCE para la solución Time Wise Model (Pail *et al.* 2011); a) Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r1; b) Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r2; c) Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r3; d) Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r4. El modelo R4 (d) presenta una señal de menor longitud de onda cuando se la compara con el modelo R1 (a), es decir las diferentes anomalías se pueden diferenciar con mejor detalle en sus contornos mientras que el modelo R1 presenta un patrón más suavizado.

el lineamiento de Valle-Fértil-Desagadero presenta una disposición NNW a lo largo de más de 700km. Más recientemente, Chernicoff *et al.* (2009) propuso un cinturón máfico-ultramáfico y lo interpretó como un cinturón ofiolítico enterrado alojado en la correspondiente sutura, basado en datos aeromagnéticos.

### CÁLCULO DIRECTO A PARTIR DEL MODELO EGM2008 Y GOCE

Para el cálculo de la anomalía de gravedad

y del gradiente vertical de la gravedad se seleccionó la región ubicada entre Sierras Pampeanas y Precordillera, comprendida entre los 28°S-32°S de latitud y los 70°-66°O de longitud (Fig. 7a). Esta región, presenta una historia particular de subducciones y amalgamamientos dando lugar a significativos contactos entre distintos terrenos, reflejados por importantes lineamientos tectónicos a escala regional, arcos magmáticos y cuencas de retroarco, tal como se expuso en la sección anterior. Esto permite que la región seleccionada, sea un escenario natural ideal para la eva-



**Figura 7:** a) Topografía de la región bajo estudio indicando las principales estructuras y Terrenos (línea blanca de trazo). PC: Precordillera (línea negra de punto y trazo), PP: Sierra de Pie de Palo, VF: Sierra de Valle Fértil y lineamiento Valle Fértil-Desaguadero (línea negra de puntos), SP: Sierras Pampeanas, Be: cuenca del Bermejo; b) Efecto topográfico directo calculado a partir del DEM utilizando prismas esféricos (Uieda *et al.* 2010, Alvarez *et al.* 2013); c) Efecto topográfico filtrado a la longitud de onda de  $\lambda=18$  km; d) Efecto topográfico filtrado a  $\lambda=160$  km. Para el filtrado del ET se utilizó un filtro Butterworth pasabajos de orden cuatro. Se indica en cada una de las Figuras la localización de los perfiles que se muestran en la Figura 8.

luación del comportamiento de los diferentes modelos y de los derivados del potencial de la gravedad.

Se realizó el cálculo directo partir de diferentes modelos con el fin de delinear las diferentes estructuras geológicas relacionadas con contrastes de densidad, como ser zonas de suturas, lineamientos tectónicos y cuencas sedimentarias. Para el cálculo de la  $G_a$  y del  $T_{zz}$  se utilizaron los diferentes modelos derivados de la misión

GOCE (Pail *et al.* 2011, GO\_CONS\_GCF\_2\_TIM\_R1/R2/R3/R4), y el modelo de gravedad global EGM008 (Pavlis *et al.* 2008, 2012). El cálculo se realizó en un sistema de coordenadas geocéntricas y una altura de 7.000m para asegurarse que todos los valores estén sobre las masas topográficas. Los valores fueron calculados en con un grilla espacial de 0.05°, y hasta el máximo grado y orden del desarrollo en armónicos esféricos para cada

modelo (N=210 para TIM\_R1, N=250 para TIM\_R2/R3/R4 y N=2159 para EGM2008).

En la figura 6 se pueden observar diferencias entre los diferentes modelos derivados de GOCE, con una mejora en la resolución a medida que se integran mayor cantidad de mediciones. Esto ha sido validado de manera independiente por medio de observaciones de nivelación con GPS (ver ficha técnica GO\_CONS\_GCF\_2\_TIM\_R4 de Pail *et al.*, 2011 en: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>). En las isocurvas o contornos se puede observar cómo se resuelven con mayor detalle las distintas anomalías relacionadas a las distintas estructuras geológicas a medida que se utiliza un modelo más nuevo. En particular, el modelo TIM\_R4 tiene la ventaja de un mayor lapso de medición de datos que los modelos previos de GOCE y también una estrategia mejorada para el procesamiento de los datos gradiométricos basados en el Nivel-1 (Stummer *et al.* 2012). Luego, se removió el efecto topográfico de los observables del satélite para eliminar la correlación con la topografía, lo cual se abordará con más detalle en la siguiente sección.

### Corrección del efecto topográfico a partir de un DEM

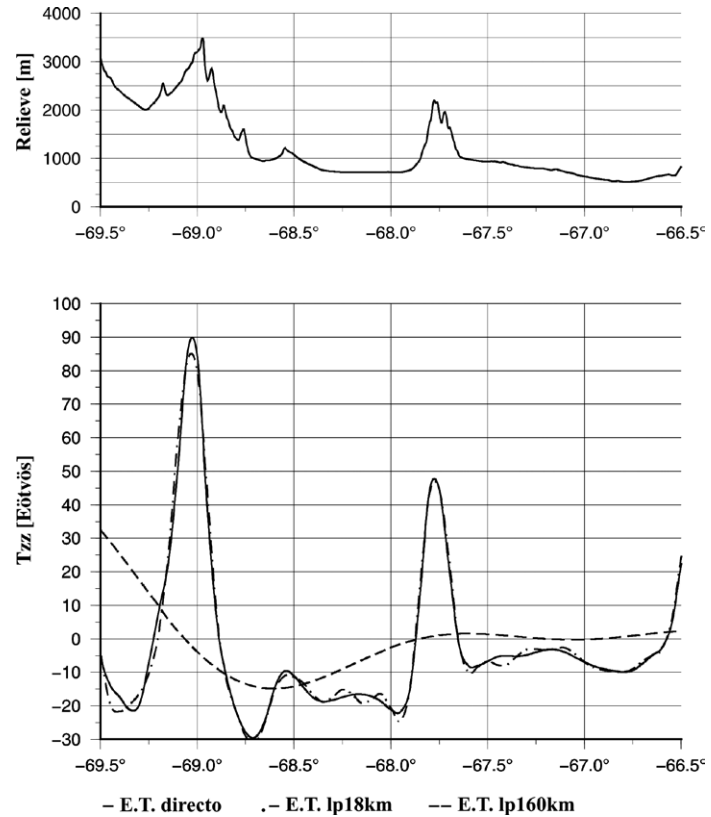
El modelo de elevación digital (DEM) utilizado para el cálculo del efecto topográfico (ET) fue el modelo de relieve global ETOPO1 (Amante y Eakins 2008). El mismo, fue aproximado por medio de un conjunto de tesoroides con una densidad estándar de  $2,67\text{g/cm}^3$ . Luego se calculó el efecto topográfico sobre el  $T_{zz}$  (Fig. 7b) y sobre la  $G_a$  en un sistema de coordenadas esféricas para tener en cuenta la curvatura terrestre (Uieda *et al.* 2010) a una altura de cálculo de 7.000 m.

La corrección del ET alcanza unas decenas de Eötvös para el  $T_{zz}$  (Fig. 7b), es mayor sobre las máximas elevaciones topográficas (ej. Cordillera de los Andes) y menor sobre las depresiones topográficas (ej. Cuenca de Bermejo). Para reducir por ET los datos de gradiente obtenidos a partir del modelo global de gravedad es necesario que ambos presenten longitu-

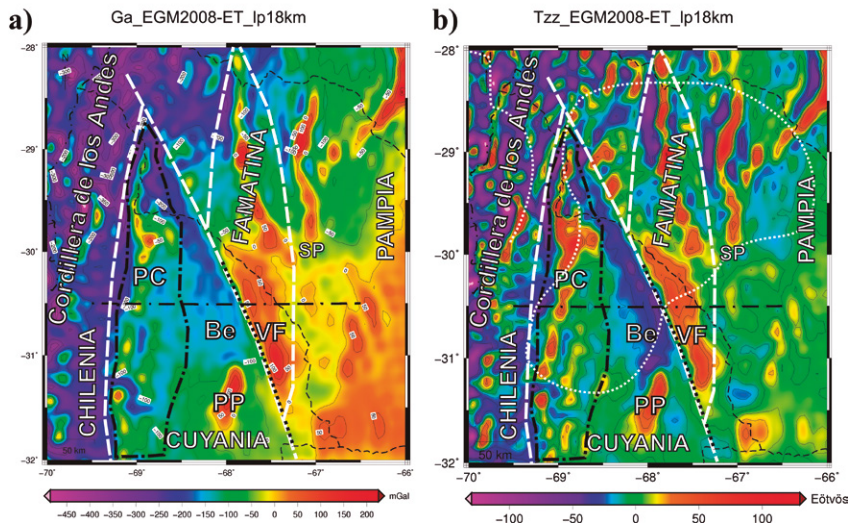
des de onda comparables o similares. La resolución espacial ( $\lambda$ ) de un modelo de gravedad global expresado como una serie de coeficientes en armónicos esféricos depende del grado máximo del desarrollo ( $N_{max}$ ) y está dada por:  $\lambda_{min} \approx 2\pi R/N_{max}$  (Barthelmes 2009) en donde R es el radio medio terrestre (ecuatorial) expresado en Km. Aplicando esta expresión obtenemos una resolución espacial de aproximadamente  $\lambda=190$  km para TIM\_R1 con  $N_{max}=210$ ,  $\lambda=160$  km para TIM\_R2/R3/R4 con  $N_{max}=250$  y de  $\lambda=18$  km para EGM2008 con  $N_{max}=2159$ . Esta resolución espacial nos da la longitud de onda de corte a utilizar en el filtro que aplicaremos al ET para cada caso. Si no se aplica un filtrado al ET, estaremos restando dos cantidades con diferente contenido espectral dando lugar a un error en el resultado final, en este caso la carta de anomalías o el gradiente vertical de gravedad.

Para nuestro ejemplo el ET fue calculado a partir de un DEM con una resolución espacial de 1'x1' (ETOPO1), es decir menor a 2 km. Si restamos este ET sin filtrar a la carta derivada del modelo global (que presenta longitudes de onda mucho mayores) aparecerán anomalías de corta longitud de onda (alta frecuencia) que no estarán reflejando características corticales, sino que serán un producto erróneo debido a una reducción a longitudes de onda muy diferentes. Para realizar el filtrado del ET para reducir cada modelo se aplicó un filtro Butterworth pasabajos de orden 4 a las correspondientes longitudes de onda. En la figura 7c se presenta el  $ET-T_{zz}$  filtrado a fin de restarlo al modelo EGM2008 y en la figura 7d se presenta el  $ET-T_{zz}$  filtrado a fin de restarlo al modelo GOCE.

En el perfil presentado en la figura 8 se puede observar la relación entre la topografía, el efecto topográfico calculado y el efecto topográfico filtrado a  $\lambda=18$  km y a  $\lambda=160$  km respectivamente. Entre el efecto topográfico y el efecto topográfico filtrado a  $\lambda=18$  km no se observan grandes diferencias, pero el efecto topográfico filtrado a  $\lambda=160$  km se encuentra muy suavizado. Esta diferencia está relacionada con el grado del desarrollo en armónicos esféricos en ambos modelos. Es

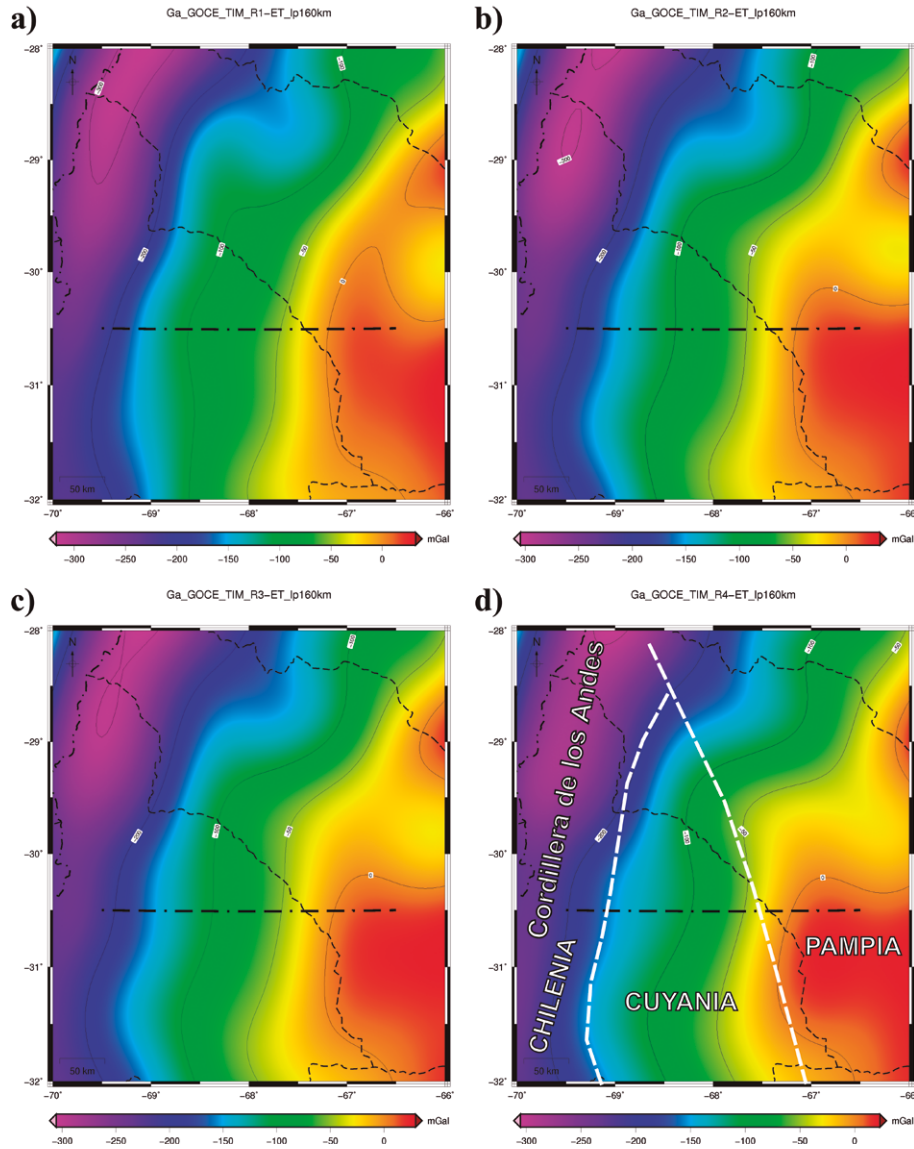


**Figura 8:** Sup: Perfil topográfico a lo largo de la sección de estudio. Inf: Relación entre el efecto topográfico (ET) calculado y el ET filtrado a la longitud de onda de  $\lambda=18$  km y a  $\lambda=160$  km respectivamente. El ET filtrado a  $\lambda=18$  km es para corregir los datos del modelo EGM2008 y el ET filtrado a  $\lambda=160$  km es para corregir los datos del modelo GOCE, de ahí su característica suavizada o de larga longitud de onda.



**Figura 9:** a) Ga para el modelo EGM2008 (Pavlis *et al.* 2008) y b) Tzz para el modelo EGM2008 corregidos por efecto topográfico. Se puede observar una gran correlación entre los altos valores de gradiente y las principales sierras como ser la Precordillera (PC), sierra de Pie de Palo (PP), sierra de Valle Fértil (VF) y Sierras Pampeanas (SP). La cuenca del Bermejo (Be) está bien delimitada por un mínimo de la señal del Tzz. El lineamiento de Valle Fértil-Desaguadero (VF, línea negra de puntos) se detecta por un alto contraste tanto en la señal del gradiente vertical como en la anomalía de gravedad. Se indica la localización del perfil que se muestra en la figura 12. Las elipses de trazo (blanco) indican regiones en donde el residual es elevado (ver Fig. A1) y por lo tanto deben ser interpretadas con precaución.





**Figura 10:** Anomalía de gravedad corregida por efecto topográfico para los diferentes modelos derivados a partir de la misión del satélite GOCE (Pail *et al.* 2011); a) Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r1; b) Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r2; c) Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r3; d) Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r4.

notoria la diferencia entre la señal de alta frecuencia del efecto a comparar con el modelo EGM2008, y la característica suavizada o de larga longitud de onda del efecto a comparar con el modelo GOCE.

## RESULTADOS

Debido a que el modelo EGM2008 presenta una mejor resolución espacial respecto de GOCE, permite hacer un análisis más pormenorizado de las anomalías corticales a escala regional. Tal como se ha expuesto anteriormente, este modelo (EGM2008) no presenta una calidad de

datos homogénea, por lo tanto es más robusta una interpretación conjunta con los datos derivados a partir de GOCE. Este último modelo, debido a su característica propia de gran longitud de onda dificulta la identificación directa de las anomalías de menor longitud de onda. Por lo tanto se procedió a identificar los principales rasgos estructurales en las anomalías resultantes del modelo EGM2008 (Fig. 9a y b) y luego se extrapolaron dichos resultados a las cartas obtenidas a partir de GOCE (Figs. 10 y 11). A continuación se realizó una interpretación de los resultados obtenidos correlacionando las anoma-

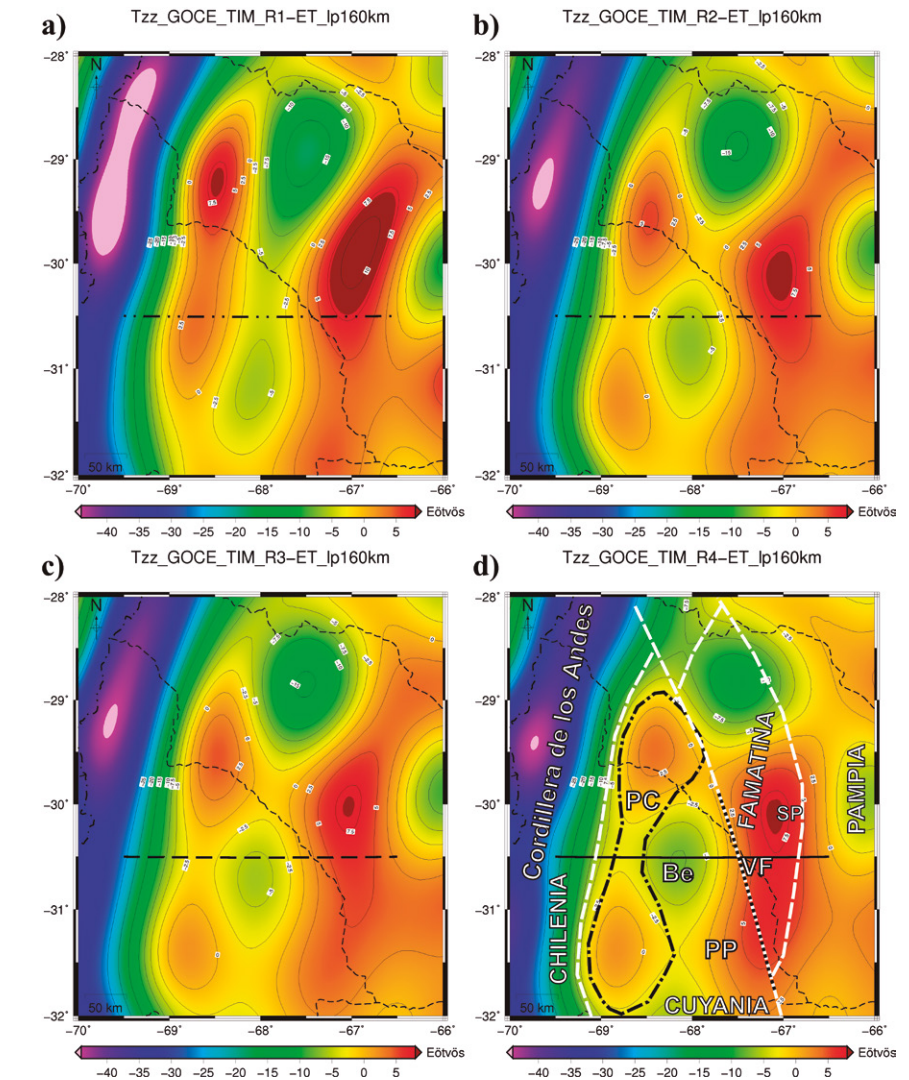
lías y contrastes de densidad con un mapa geológico esquemático de la región, el cual incluye las principales características geológicas a escala regional (principales lineamientos, intrusivos y cuencas de ante país presentes en la región).

La interpretación de las diferentes anomalías obtenidas a partir del modelo EGM2008 (Fig. 9a y 9b) se encuentra supeditada al análisis estadístico realizado en el apéndice. Cuando el valor absoluto de la diferencia entre los modelos EGM2008 y GOCE (Fig. A1) se encuentra aproximadamente cerca o sobre los 15mGal nos indica una discrepancia muy grande entre ambos modelos. Como el modelo de referencia es el GOCE (por lo expuesto anteriormente) un residual elevado nos puede estar indicando un error considerable en el modelo EGM2008. Variaciones muy grandes en el  $T_{zz}$  (Fig. 9b) en regiones en donde el residual y el valor cuadrático medio de la diferencia es elevado (Figs. A1 y A3) deben ser interpretadas con cuidado ya que en lugar de representar anomalías corticales pueden estar evidenciando ruido de alta frecuencia en el modelo debido a la componente topográfica en zonas con escasez de datos terrestres. Esto ocurre principalmente en las regiones con topografía rugosa como ser las regiones marcadas en la figura 9 y en la región Andina.

La  $G_a$  (Fig. 9a) y el  $T_{zz}$  (Fig. 9b) obtenidos a partir del modelo EGM2008 presentan un fuerte contraste de densidades en la parte central entre la cuenca de Bermejo y la Sierra de Valle Fértil. Esta gran variación de la señal, también observada en los mapas de  $G_a$  y  $T_{zz}$  de GOCE (Fig. 11) resalta el área de contacto entre los terrenos de Cuyania y Pampia, y está asociada con el mega lineamiento de Valle Fértil-Desaguadero (Giménez *et al.* 2000, Introcaso *et al.* 2004). Hacia el Este del mismo se encuentra la cuenca de Bermejo, la cual presenta valores de gradiente entre -10 y de menos de -30 Eötvös para el modelo EGM2008 y varía entre -5 y -8 Eötvös para GOCE. La  $G_a$  obtenida a partir del modelo EGM2008 permite identificar claramente dicha cuenca, mientras que la  $G_a$  obtenida a partir de los modelos GO-

CE no permite diferenciarla (Figs. 9a y 10). A pesar de ello, es importante destacar la clara diferenciación entre los distintos terrenos en la Ga-GOCE mostrando el terreno de Pampia valores de anomalía positivos, disminuyendo en el terreno de Cuyania y alcanzando valores mínimos en Chileña en donde predomina el efecto negativo de la raíz andina (Fig. 10). Por el contrario, si bien el  $T_{zz}$ -GOCE muestra claramente la zona de la sutura (contorno de 0 Eötvös), no muestra una diferenciación tan clara entre los terrenos de Pampia y Cuyania (Fig. 11). El mismo patrón se observa en la Ga y el  $T_{zz}$  derivados del modelo EGM2008 pero con una mejor resolución de las estructuras (Fig. 9). La Ga permite distinguir con mayor certeza estas diferencias composicionales entre los terrenos, expresadas por fuertes contrastes de densidad, permitiendo distinguir masas anómalas más profundas que el  $T_{zz}$ . Este último, por el contrario, es más adecuado para resaltar contrastes de densidad más superficiales como la sutura entre Pampia y el terreno Cuyania, la cual se encuentra expuesta en superficie. El alto contraste de densidad hacia el este de la cuenca del Bermejo se debe a las rocas plutónicas de edad ordovícica que componen la sierra de Valle Fértil. Las mismas forman parte del arco Famatiniano dentro de Sierras Pampeanas y presentan una señal de más de +40 Eötvös para EGM2008 y de más de +10 Eötvös para GOCE (Figs. 9b y 11).

Hacia el sur de esta cuenca se puede observar un máximo en la señal de la Ga (más de +100 mGal) y del  $T_{zz}$  de EGM2008 (más de +40 Eötvös) y representa una exposición del basamento cristalino de edad Mesoproterozoica denominada sierra de Pie de Palo (Fig. 9). En la señal del  $T_{zz}$  de GOCE, que presenta un carácter de mayor longitud de onda, esta sierra se presenta como un alto gradiente en continuación con la sierra de Valle Fértil, principalmente en el modelo TIM\_R4, en el cual se detecta una convexidad hacia el Oeste en la isocurva de -2.5 Eötvös (Fig. 11). En la Ga-GOCE se dificulta la delimitación de esta exposición del basamento, aunque el modelo TIM\_R4 presenta

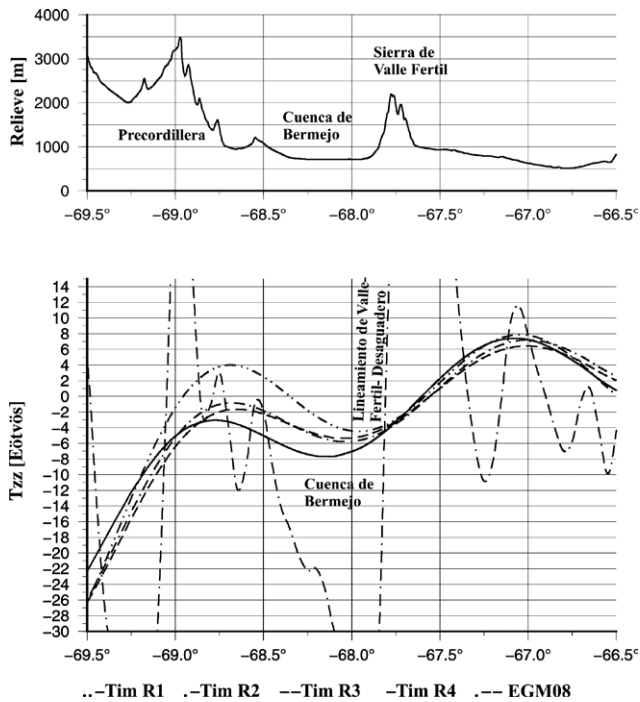


**Figura 11:** Gradiente vertical de la gravedad corregido por efecto topográfico para los diferentes modelos derivados a partir de la misión del satélite GOCE (Pail *et al.* 2011); a)  $Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r1$ ; b)  $Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r2$ ; c)  $Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r3$ ; d)  $Go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r4$ . Sobre este último se han delineado las principales estructuras. Se puede notar el efecto gravimétrico positivo de la Precordillera (PC) dentro de la respuesta negativa de la raíz andina (hacia el oeste) y de la sierra de Valle Fértil (VF) dentro del arco magmático Famatiniano. También se pudo delinear la cuenca del Bermejo (Be). El lineamiento de Valle Fértil Desaguadero se puede inferir por el alto contraste entre los máximos y mínimos de la señal del gradiente (VF, línea negra de puntos). En la región inferior el efecto de la sierra de Pie de Palo (PP) se mezcla con el de la sierra de Valle Fértil (VF), debido al carácter de larga longitud de onda del modelo. Se indica en cada una de las Figuras la localización de los perfiles que se muestran en la Figura 12.

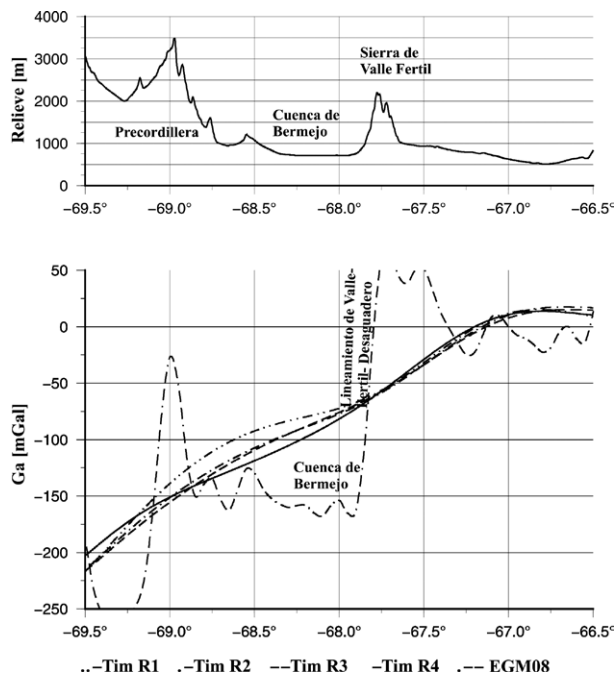
una leve mejora respecto de los anteriores en esta región (Fig. 10).

La Precordillera se encuentra localizada hacia el oeste de la cuenca de Bermejo y forma parte del terreno Cuyania. La misma está compuesta principalmente por rocas sedimentarias del Cámbrico-Ordovícico y del Ordovícico-Devónico, y exhibe valores de más de +40 Eötvös para el  $T_{zz}$ -EGM2008 (Fig. 9). En la señal de GOCE (Fig. 11) se encuentra más atenuada

debido a la menor resolución de este modelo pero aún se puede distinguir respecto del efecto negativo que produce la raíz de cordillera de los Andes hacia el oeste. El límite oeste de la Precordillera está marcado por una anomalía semiarqueada en la dirección N-S con valores negativos del  $T_{zz}$  de menos de -40 Eötvös para EGM2008 y menos de -25 Eötvös para GOCE. Esta anomalía estaría vinculada al límite entre los terrenos de Cuyania



**Figura 12:** Perfiles a lo largo de los  $T_{zz}$  corregidos por ET para los modelos: GOCE (Fig. 11) y EGM2008 (Fig. 9b). Se resalta el carácter de alta frecuencia de esta última señal mientras que para GOCE se puede observar un comportamiento más suavizado o de larga longitud de onda. El modelo TIM\_R4 presenta una mejor resolución que los modelos anteriores (R1, R2 y R3), esto se ve reflejado en los cambios de mayor pendiente que presenta dicha señal respecto de los anteriores y permite definir de una manera más aproximada la localización de las estructuras.



**Figura 13:** Perfiles a lo largo de las  $G_a$  corregidos por ET para los modelos GOCE (Fig. 10) y EGM2008 (Fig. 9a). Se resalta el carácter de alta frecuencia de esta última señal mientras que para GOCE se puede observar un comportamiento más suavizado o de larga longitud de onda. Los perfiles de la  $G_a$ -GOCE además presentan un patrón aún más suavizado cuando son comparadas con los perfiles obtenidos para la señal del gradiente, lo que dificulta la localización de las zonas de contacto.

y Chilenia (Figs. 9 y 11).

La región de la cordillera de los Andes está dominada por el efecto negativo que produce la raíz Andina sobre la anomalía de gravedad lo cual se ve reflejado en el gradiente vertical al ser un derivado de la misma.

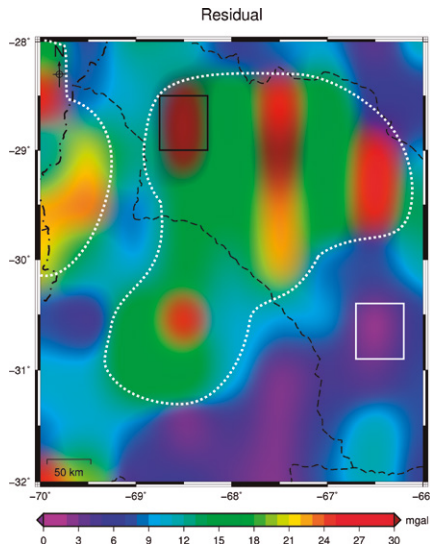
### Perfiles transversales a las estructuras

Se trazaron perfiles a lo largo de los cuatro  $T_{zz}$  derivados de GOCE corregidos por ET y a lo largo del  $T_{zz}$  derivado de EGM2008 también corregido por ET (Fig. 12). De igual manera se procedió para la  $G_a$  (Fig. 13). Los resultados resaltan cuantitativamente la diferencia en la resolución de los modelos y la diferencia entre el  $T_{zz}$  y la  $G_a$ . El perfil muestra como el modelo TIM\_R4 presenta una mejora en la resolución. Esto, se hace más notorio en la región de la Precordillera, en donde la amplitud de la señal es menor que la de Sierras Pampeanas, y a su vez presenta una longitud de onda más corta que los modelos anteriores de GOCE.

### CONCLUSIONES

El gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía, obtenido a partir del modelo EGM2008 y de los datos del satélite GOCE, permitió delinear heterogeneidades de masa localizadas en corteza superior en la región de subducción plana pampeana. Se infirió la localización de grandes estructuras como la cordillera de los Andes y Sierras Pampeanas, y más particularmente, la Precordillera, la sierra de Pie de Palo y la sierra de Valle Fértil. Se resaltó el alto contraste de densidad entre esta última sierra y la cuenca del Bermejo, lineamiento conocido como Valle Fértil-Desaguadero que marca el límite entre los terrenos de Cuyania y Pampia.

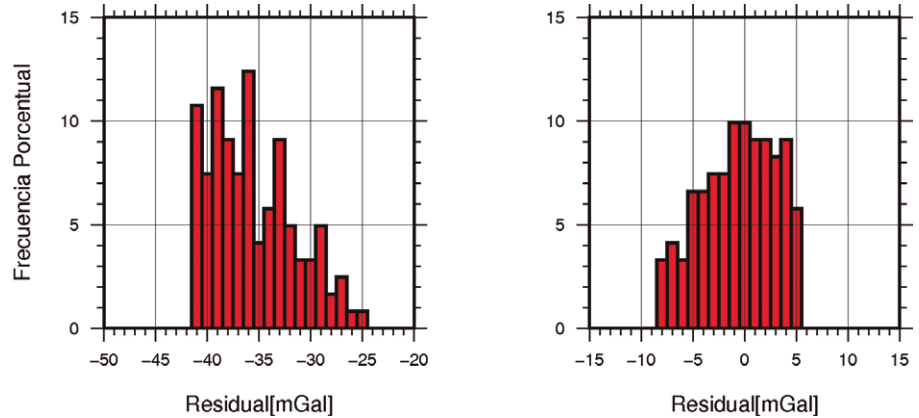
Los límites entre los diferentes terrenos y la definición de las anomalías de gravedad a partir de los datos del satélite GOCE se encuentran muy suavizados debido a la menor resolución espacial de los datos. Sin embargo, se pudo notar una progresiva mejora en la resolución a medida que se utilizan modelos más nuevos, que



**Figura A1:** Residual de la gravedad en valor absoluto entre los modelos EGM2008 y GOCE hasta el grado  $N=250$ . Cuadro blanco: datos del modelo EGM2008 con buena calidad. Cuadro negro: datos del modelo EGM2008 que no presentan concordancia con el modelo GOCE. Las elipses de trazo (blanco) indican regiones en donde el residual es elevado.

integran mayor cantidad de datos. Por otra parte, la  $G_a$  obtenida a partir del modelo EGM2008 nos permitió definir de una mejor manera las diferentes estructuras, sin embargo su utilización debe estar restringida a aquellas zonas en que se conozca la calidad de los datos terrestres que integran a dicho modelo.

Los resultados muestran como la anomalía de gravedad presenta una desventaja comparativa con el gradiente para definir las zonas de contacto mientras que el gradiente vertical permite definirlos con mayor precisión, lo cual es de vital importancia cuando se trabaja con modelos de larga longitud de onda como GOCE. Sin embargo, la anomalía permitió diferenciar más fácilmente los distintos Terrenos ya que la señal del gradiente se encuentra contaminada con fuentes más superficiales. A su vez, se encontró que existe una mejora en la resolución de los modelos obtenidos a partir de los datos de GOCE (Pail *et al.* 2011). Estos últimos se compararon con el modelo global EGM2008 (Pavlis *et al.* 2008, 2012), el de mayor resolución espacial al momento, concluyendo que este sirve de línea de partida para



**Figura A2:** Histogramas del residual. Izq.: Cuadro Negro. Der.: Cuadro Blanco.

#### CUADRO A1: Parámetros estadísticos para la diferencia

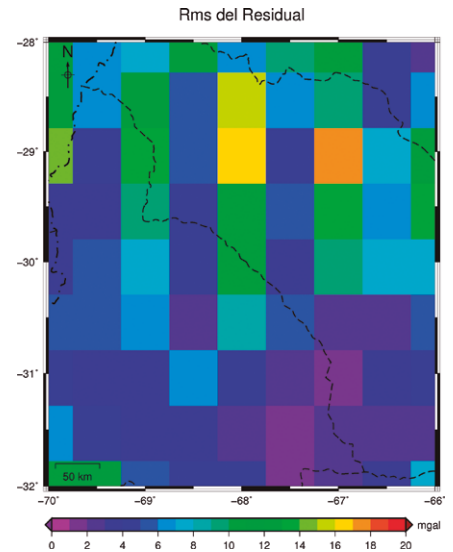
Diferencia Promedio	0.0772 Eötvös
Desviación Estandar	12.341 Eötvös
Valor Maximo de la Diferencia	62.021 Eötvös

reconocer contrastes de densidades y asociarlos a las estructuras más rápidamente y luego extrapolar los resultados a los mapas de GOCE, el cual presenta una calidad de datos homogénea.

## APÉNDICE

### Comparación estadística entre los modelos EGM2008 y GOCE

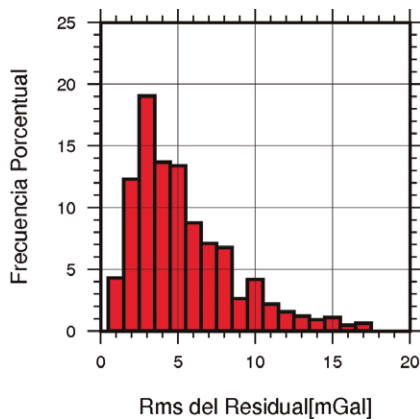
Cuando se compara el modelo EGM2008 (Pavlis *et al.* 2008) con el modelo satelital GOCE (Pail *et al.* 2012) hasta el mismo grado y orden del desarrollo en armónicos esféricos se pueden observar ciertas diferencias. Estas diferencias se deben principalmente a que la exactitud de las observaciones de gravedad terrestres dependen de la precisión de la medición de alturas. Además, cuando se consideran grandes aéreas continentales aparecen inconsistencias ya que la escasez de datos en algunas regiones no permite recuperar las bajas frecuencias de la señal gravimétrica (Reguzzoni y Sampietro 2010). El modelo EGM2008, que incluye los datos obtenidos a partir del satélite GRACE, está basado en datos satelitales puros hasta grado  $N=70$ . Para grados entre 70 y 120 este modelo se basa cada vez más en datos terres-



**Figura A3:** Valor cuadrático medio de la diferencia entre anomalías de gravedad.

tres, y para grados mayores a 120 se basa enteramente en datos terrestres. El modelo GOCE, por el contrario está construido sólo a partir de datos satelitales hasta el grado  $N=250$ . Braitenberg *et al.* (2011) mostraron en detalle como los errores observados en los términos de grado más elevado de GOCE afectan al modelo EGM2008 en grados más bajos.

A fin de realizar una comparación estadística entre ambos modelos, se calculó la anomalía de gravedad derivada del modelo EGM2008 (Pavlis *et al.* 2008) y a partir de los datos del satélite GOCE (Pail *et al.* 2011) hasta el grado  $N=250$ . El valor absoluto de la diferencia entre ambos (EGM2008 - GOCE) es mostrado en la figura A1. Los parámetros estadísticos de



**Figura A4:** Histograma del valor cuadrático medio para toda la región.

la diferencia entre ambos son mostrados en la Cuadro A1.

Se comparó una región con mejor calidad de los datos con una región de menor calidad en función del histograma residual. El cuadro blanco en la figura A1 marca un área de  $1^\circ \times 1^\circ$  con relativamente alta calidad, el cual es comparado con un cuadro de igual tamaño (negro) con menor calidad. Los histogramas del residual (Fig. A2) muestran que la región con buenos datos terrestres presenta un error acotado entre los 5mGal y -8 mGal. Mientras que los valores para el cuadro negro presentan una variación mucho mayor: entre los -25mGal y los -41mGal.

El valor cuadrático medio (rms) de la diferencia fue calculado en ventanas móviles de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  como una medición estadística de la calidad del modelo EGM2008. El resultado es mostrado en la figura A3. El valor más frecuente es de 3 mGal, tal como es mostrado en la figura A4. Las zonas en donde los datos terrestres tienen mala calidad reflejan valores altos de rms (hasta 18 mGal).

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos por el uso del software de mapeo GMT de Wessel y Smith (1998) y por el software de cálculo directo *Tesseroids* desarrollado por Leonardo Uieda, a los Dres. Juraj Janak y Michael Sprlak. Agradecemos al CONICET y al Ministerio de Ciencia y Técnica - Agencia de Promoción Científica y Tecnológica,

ca, PICT07-1903, por el apoyo financiero. A la Agenzia Spaziale Italiana por el proyecto GOCE-Italy, el Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca (MIUR) bajo el proyecto PRIN, 2008CR4455\_003 por el apoyo financiero, y a ESA por la concesión de AO\_GOCE\_proposal\_4323\_Braitenberg.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Álvarez, O., Gimenez, M.E., Braitenberg, C. y Folguera A. 2012. GOCE satellite derived gravity and gravity gradient corrected for topographic effect in the South Central Andes region. *Geophysical Journal International* 190(2): 941-959.
- Álvarez, O., Giménez, M. y Braitenberg, C. 2013. Nueva metodología para el cálculo del efecto topográfico para la corrección de datos satelitales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(4): 499-506.
- Álvarez, O., Nacif, S., Gimenez, M., Folguera, A. y Braitenberg, C. 2014. Goce derived vertical gravity gradient delineates great earthquake rupture zones along the Chilean margin. *Tectonophysics* 622: 198-215.
- Alvarez, O., Gimenez, M.E., Martinez, M.P., Lincklinger, F. y Braitenberg, C. 2015. New insights into the Andean crustal structure between  $32^\circ$  and  $34^\circ$ S from GOCE satellite gravity data and EGM2008 model. En: Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G.D., Farías, M. (eds.), *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society of London Special Publications 399: 183-202.
- Amante, C. y Eakins, B.W. 2008. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, U.S., National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division, 19 p., Boulder.
- Anderson, E.G. 1976. The effect of topography on solutions of Stokes' problem. Unisurv S-14, Rep, School of Surveying, University of New South Wales, 252 p., Sidney.
- Asgharzadeh, M.F., Von Frese, R.R.B., Kim, H.R., Leftwich, T.E., y Kim, J.W. 2007. Spherical prism gravity effects by Gauss-Legendre quadrature integration. *Geophysical Journal International* 169: 1-11.

- Barthelmes, F. 2009. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Scientific Technical Report STR09/02, GFZ German Research Centre for Geosciences, Postdam, Germany, March 2009, <http://icgem.gfz-postdam.de>
- Blakely, R.J. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, 441 p., New York.
- Bouman, J., Ebbing, J. y Fuchs, M. 2013. Reference frame transformation of satellite gravity gradients and topographic mass reduction. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 118: 759-774.
- Braitenberg, C., Mariani, P., Ebbing, J. y Sprlak, M. 2011. The enigmatic Chad lineament revisited with global gravity and gravity-gradient fields. En: Van Hinsbergen, D.J.J., Buitter, S.J.H., Torsvik, T.H., Gaina, C. y Webb, S.J. (ed.), *The Formation and Evolution of Africa: A Synopsis of 3.8 Ga of Earth History*. Geological Society, London, Special Publications 357: 329-341.
- Chernicoff, C.J., Vujovich, G.I., y van Staal, C.R. 2009. Geophysical evidence for an extensive Pie de Palo Complex mafic-ultramafic belt, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 325-332.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J., Allchurch, S. y McNaughton, N.J. 2010. The southern segment of the Famatinian magmatic arc, La Pampa Province, Argentina. *Gondwana Research* 17, 662-675..
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes Northern Argentina and Chile. *Earth Science Review* 18: 303-332.
- Drinkwater, M.R., Flobenghagen, R., Haagmans, R., Muzi, D. y Popescu, A. 2003. GOCE: ESA's first Earth Explorer Core mission. En: Beutler, G.B., Drinkwater, M.R., Rummel, R. y von Steiger, R. (eds.), *Earth Gravity Field from Space - from Sensors to Earth Sciences*. Kluwer Academic Publishers, In the Space Sciences Series of ISSI18, p. 419-432, Dordrecht.
- Flobenghagen, R., Fehring, M., Lamarre, D., Muzi, D., Frommknecht, B., Steiger, C., Piñeiro, J. y da Costa, A. 2011. Mission design, operation and exploitation of the gravity field

- and steady-state ocean circulation explorer mission. *Journal of Geodesy* 85: 749-758.
- Forsberg, R., 1984. A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modeling, Scientific Report N. 5, AFGL-TR-84-0174, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University (inédito), 133 p. Columbus,
- Forsberg, R., y Tscherning, C.C. 1997. Topographic effects in gravity modeling for BVP. En: Sansò, F. y Rummel, R. (eds.), *Geodetic boundary value problems in view of the one centimeter geoid*. Lecture Notes in Earth Sciences 65: 241-272.
- Förste, C., Bruinsma, S.L., Shako, R., Abrikosov, O., Flechtner, F., Marty, J.C., Lemoine, J.M., Dahle, C., Neumeier, H., Barthelmes, F., Biancale, R., Balmino, G. y König, R. 2012. A new release of EIGEN-6: The latest combined global gravity field model including LA-GEOS, GRACE and GOCE data from the collaboration of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. *EGU General Assembly Conference Abstract* 14: 2821.
- Gilbert, H., Beck, S. y Zandt, G. 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 165: 383-398.
- Giménez, M., Martínez, M.P. e Introcaso, A. 2000. A Crustal Model based mainly on Gravity data in the Area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil- Argentina. *Journal of South American Earth Science* 13: 275-286.
- Giménez M., Novara I., Álvarez O. e Introcaso, A. 2011. Análisis de la cuenca del bermejo en los últimos 8 Ma. *Geoacta* 36: 177-187.
- Grombein, T., Heck, B. y Seitz, K. 2010. Untersuchungen zur effizienten Berechnung topographischer Effekte auf den Gradiententensor am Fallbeispiel der Satellitengradiometrie-mission GOCE, Karlsruhe Institute of Technology, KIT Scientific Reports 7547, p. 1-94, Karlsruhe.
- Grombein, T., Heck, B. y Seitz, K. 2013. Optimized formulas for the gravitational field of a tesseroid. *Journal of Geodesy* 87: 645-600.
- Heck, B., y Seitz, K. 2007. A comparison of the tesseroid, prism and point mass approaches for mass reductions in gravity field modeling. *Journal of Geodesy* 81: 121-136.
- Heiskanen, W.A. y Moritz, H. 1967. *Physical Geodesy*. W.H. Freeman and Company, 364 p., San Francisco.
- Hirt, C., Gruber, T. y Featherstone, W.E. 2011. Evaluation of the first GOCE static gravity field models using terrestrial gravity, vertical deflections and EGM2008 quasigeoid heights. *Journal of Geodesy* 85: 723-740.
- Hirt, C., Kuhn, M., Featherstone, W.E. y Göttl, F. 2012. Topographic/isostatic evaluation of new-457 generation GOCE gravity field models. *Journal of Geophysical Research* 117: B05407, 458.
- Hofmann-Wellenhof, B. y Moritz, H. 2006. *Physical Geodesy*, Springer, 286 p., Wien, New York.
- Introcaso, A., Martínez, M.P., Giménez, M.E. y Ruiz, F. 2004. Gravi-magnetometric study of the Desaguadero Bermejo lineament separating Cuyania and Pampia terrains between 28° 45' and 31° 30' South latitude. *Gondwana Research* 7: 117-1132.
- Janak, J. y Sprlak, M. 2006. New Software for Gravity Field Modelling Using Spherical Harmonic. *Geodetic and Cartographic Horizon* 52: 1-8.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Jordan, T. y Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampean of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40' - 32°40'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 47-59.
- Li, Y., Braitenberg, C. y Yang, Y. 2013. Interpretation of gravity data by the continuous wavelet transform: The case of the Chad lineament (North-Central Africa). *Journal of Applied Geophysics* 90: 62-70.
- Mariani, P., Braitenberg, C. y Ussami, N. 2013. Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 209-223.
- Molodensky, M.S. 1945. Main Problem of geodetic gravimetry. *Trudy CNIIGAIK* 42, Geodezizdat, Moscú.
- Molodensky, M.S., Eremeev, V.F. y Yurkina, M.I. 1962. Methods for study of the external gravity field and figure of the earth. *Israel Program of Scientific Translations*, 248 p., Jerusalem.
- Nagy, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics* 31: 362-371.
- Nagy, D., Papp, G., y Benedek, J. 2000. The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy* 74: 552-560.
- Novák, P. y Grafarend, E.W. 2005. Ellipsoidal representation of the topographical potential and its vertical gradient. *Journal of Geodesy* 78: 691-706.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I. y Viñao, G.A. 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil- La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 25: 313-335.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 27: 258-279.
- Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W.D., Höck, E., Reguzzoni, M., Brockmann, J.M., Abrikosov, O., Veicherts, M., Fecher, T., Mayrhofer, R., Krasbutter, I., Sansò, F. y Tscherning, C.C. 2011. First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *Journal of Geodesy* 85: 819-843.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C. y Factor, J.K. 2008. An Earth Gravitational Model to degree 2160, *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008 A-01891. Vienna.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C. y Factor, J.K. 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research* 117, B04406.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7: 1009-1026.
- Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S., Ramos, V. y Dickinson, W. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, Plateau uplift, and ridge and terrane collision*. Geological Society of America Memoir 204: 31-

- 65, Boulder.
- Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Science* 15: 59-78.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R. y Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50: 243-255.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Cordoba. En: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.), *The proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication 142: 181-217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C. y Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. 3° South American Symposium on Isotope Geology: 616-619, Santiago.
- Reguzzoni, M. y Sampietro, D. 2010. An Inverse Gravimetric Problem with GOCE Data. *International Association of Geodesy Symposium* 135: 451-456.
- Snyder, D.B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W. 1990. Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in Western Argentina. *Tectonics* 9: 773-788.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Watkins, M. y Reigber, C. 2004. The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*: 31.
- Torge, W. 2001. *Geodesy*, Walter de Gruyter GmbH & Co. KG, 417 p., Berlin.
- Tscherning, C.C. 1976. Computation of the second-order derivatives of the normal potential based on the representation by a Legendre series. *Manuscripta Geodaetica* 1: 71-92.
- Uieda, L., Ussami, N. y Braitenberg, C.F. 2010. Computation of the gravity gradient tensor due to topographic masses using tesserooids. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 91, Meeting of Americas, Supplemental, Abstracts G22A-04.
- Wessel, P. y Smith, W.H.F. 1998. New, Improved Version of the Generic Mapping Tools Released, *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 79: 579.
- Zapata, T.R. 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30° S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 11: 131-151.

Recibido: 19 de octubre, 2014  
Aceptado: 18 de febrero, 2016