

# Nuevos estándares en las correcciones de gravedad: estudio de caso para una red local en San Juan, Argentina

Silvia Miranda\*  
Alfredo H. Herrada\*\*  
María Cristina Pacino\*\*\*

## Abstract

Gravity databases are being updated to match the precisions now routinely achievable in the calculation of gravity anomalies. To attain this objective, the diverse corrections involved in the determination of an anomaly must ensure accuracies consistent with each other and with the gravity survey. Another important aspect is the kind of height used in these corrections, which is shown by the widespread use of satellite positioning as a technique to establish the location and heights of gravity stations. This paper examines the suitability and impact of using the new recommended standards taking as a case study a local network of gravity located in San Juan (Argentina). The new values of anomalies can be used both geodetic and geophysical applications.

Key words: *Ellipsoidal Gravity Anomalies, Gravity Network Adjustment.*

## Resumen

Las bases de datos de gravedad están siendo actualizadas para adaptarlas a las precisiones hoy rutinariamente accesibles en el cálculo de anomalías de gravedad. Para alcanzar este objetivo las diversas correcciones que intervienen en la determinación de una anomalía deben asegurar exactitudes consistentes entre sí y con el levantamiento gravimétrico. Otro aspecto relevante es el tipo de altura a utilizar en estas correcciones, el cual es puesto de manifiesto por el uso extendido del posiciona-

\* Instituto Geofísico Sismológico Volponi, FCFN, Universidad Nacional de San Juan, Meglioli (Sur) 1160, 5400 Rivadavia, San Juan, Argentina, correo electrónico: smiranda@unsj-cuim.edu.ar

\*\* Departamento de Ingeniería en Agrimensura, FI, Universidad Nacional de San Juan, Av. Libertador San Martín (Oeste) 1109, 5400, San Juan, Argentina, correo electrónico: aherrada@uolsinectis.com.ar

\*\*\* CONICET, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario, Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe, Argentina, correo electrónico: mpacino@fceia.unr.edu.ar

miento satelital como técnica para el relevamiento planialtimétrico. En este trabajo se analiza la conveniencia y el impacto del uso de los nuevos estándares recomendados tomando como estudio de caso una red local de gravedad ubicada en San Juan (Argentina). Los nuevos valores de anomalías pueden ser utilizados tanto en aplicaciones geodésicas como geofísicas.

Palabras clave: *anomalías de gravedad elipsoidales, ajuste de redes de gravedad.*

## Introducción

En años recientes, los avances tecnológicos han conducido a alcanzar mayores exactitudes en la determinación de anomalías de gravedad, lo cual puede lograrse prácticamente sin necesidad de incrementar los costos de medición y de cálculo. Entre las mejoras más importantes podemos mencionar: i) la georreferenciación de las estaciones (x, y, z) usando técnicas de posicionamiento satelital global (*e.g.*, GNSS), ii) la disponibilidad de información detallada del terreno a escala global, a través de modelos de elevación (*e.g.*, SRTM) o, en el área cercana a la estación la facilidad de reconstruir el terreno usando equipos láser scanner o la técnica de GPS cinemático, iii) la evolución en programas de procesamiento y la mayor potencia de las computadoras.

Desde el punto de vista de la adquisición en si misma del dato de gravedad ( $g_{obs}$ ) sobre terreno, los progresos en las últimas décadas han sido notables, tanto en gravimetría absoluta como en relativa. Los gravímetros absolutos portátiles (*e.g.*, A 10) o transportables (*e.g.*, Figura 5) están proveyendo cada vez más valores de fuerza de la gravedad con exactitudes nominales de 10 a  $1\mu\text{Gal}$ , los cuales están siendo usados para la optimización de las redes fundamentales de gravedad de distintos países (*e.g.*, Kenyeres *et al.*, 2002). En gravimetría relativa la automatización de las lecturas de gravedad y el almacenamiento y registro digital de los datos, ya sea mediante la incorporación interna o externa de una unidad de procesamiento automático y la opción de realizar en tiempo reducido lecturas múltiples en cada estación, han producido mejoras en la calidad del dato de gravedad sobre terreno (*e.g.*, para equipos geodésicos, exactitudes nominales de hasta  $5\mu\text{Gal}$ ). Sumado a ello, la incorporación de sistemas electrónicos de lectura en los gravímetros más modernos reducen los errores atribuibles al observador, permitiendo también lecturas más exactas. Con respecto a la medición de altitudes, la eficiencia de la técnica GPS cinemático ha producido una significativa reducción en los costos de relevamientos gravialtimétricos ( $\cong 50\%$ ).

Otra mejora importante en el conocimiento del campo de gravedad de la Tierra se debe al aumento de las precisiones asequibles en mediciones aéreas y marinas, nuevamente a través del aporte de las técnicas de posicionamiento satelital

global, que ayudarían no sólo posicionar el vehículo sino también cuantificar las aceleraciones no gravitacionales (Forsberg and Olesen, 2010). Por otro lado, las misiones satelitales de gravedad (*i.e.*, CHAMP, GRACE, GOCE) han provisto cobertura prácticamente global de información de gravedad con una resolución y precisión cada vez mayor (*e.g.*, Ramillien *et al.*, 2008; Gruber *et al.*, 2011). La evolución descrita del método gravimétrico ha conducido a renovadas aplicaciones (*e.g.*, en la exploración de hidrocarburos donde también ha sido crítica la accesibilidad al modelado 3D mediante software comercial) y nuevas aplicaciones de ésta técnica geofísica en problemas de ingeniería o medio ambiente (Burger *et al.*, 2006).

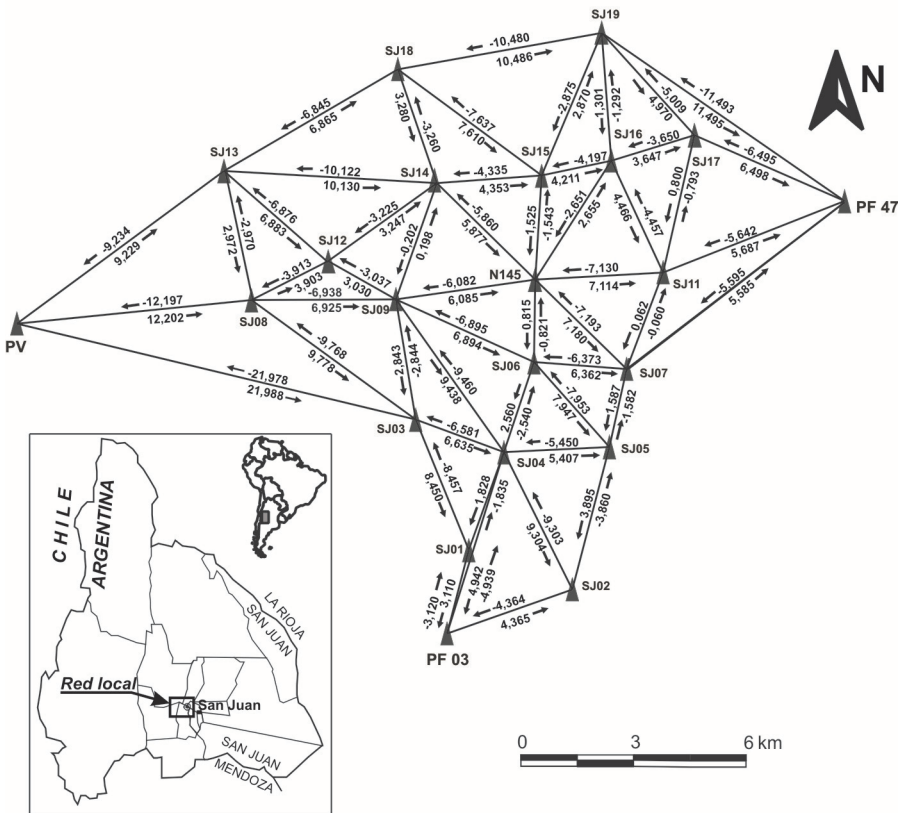
Todos estos cambios han encaminado la modernización de las redes fundamentales de gravedad y las bases de datos nacionales para adaptarlas a las necesidades de usuarios provenientes de distintas ramas de las geociencias. Agregado a ello, en el cálculo de las anomalías de gravedad, las precisiones hoy realizables desde el punto de vista del dato en sí mismo ( $g_{\text{obs}}$ ,  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , tiempo) requieren también de un acompañamiento de la precisión alcanzada en las reducciones por altura y masa.

Un último aspecto es la compatibilidad, tanto en los *datums* como en las precisiones, de información adquirida en distintas partes del mundo, de modo que puedan incorporarse consistentemente en bases de datos mundiales. En este contexto, han sido formulados una serie de nuevos estándares (*e.g.*, Hinze *et al.*, 2005) para el cálculo de anomalías de gravedad. Las actualizaciones están produciéndose en distintas partes del mundo, con diferentes grados de avance.

En este trabajo se analiza el uso y se cuantifican los nuevos estándares para las reducciones de gravedad, tomando como estudio de caso el impacto sobre las anomalías calculadas en los vértices de una red de gravedad local medida en la Provincia de San Juan. Disciplinas tales como geofísica, geodesia, ingeniería, geología, o geodinámica están requiriendo en forma creciente la implementación de redes de gravedad lo suficientemente densas, precisas, homogéneas y confiables, necesarias para abordar objetivos cada vez más específicos.

### **Red de Gravedad Local**

La Red de Gravedad Local está constituida por 22 puntos diseminados en los departamentos más poblados y económicamente activos de la Provincia de San Juan (Figura 1). Una de estas estaciones (PV), situada en dependencias del Instituto Geofísico Sismológico Fernando Volponi (Universidad Nacional de San Juan) cuenta con una determinación de gravedad absoluta, medida con un gravímetro absoluto del tipo interferométrico JILAG-3 (Torge *et al.*, 1994).



**Figura 1.** La Red de Gravedad Local: diseño y ubicación. Los vértices que conforman la Red se identifican con símbolo de triángulo relleno. También, se indican los desniveles gravimétricos crudos (en miligal) medidos para cada lado.

Los vértices que conforman la red (Tabla 1) tienen coordenadas en el Marco de Referencia Geodésico Argentino POSGAR 07 que materializa a WGS84 en Argentina. Las coordenadas provienen de mediciones efectuadas con receptores GPS de frecuencia dual y bicódigo, y altura sobre el nivel medio del mar resultante de nivelación geométrica con una tolerancia especificada de  $10\text{mm}[L(\text{Km})]^{1/2}$ . La precisión planimétrica y altimétrica de los puntos se estima en  $\pm 1\text{cm}$  y  $\pm 1.5\text{cm}$ , respectivamente. Estos vértices están materializados en terreno mediante pilares de hormigón con bulón y chapa de identificación insertos en el coronamiento. Su emplazamiento fue elegido con el criterio de cumplir con condiciones convenientes de accesibilidad, estabilidad y permanencia. A los efectos de poder reubicar un punto en caso de destrucción parcial o total, cada una de las estaciones está vinculada a tres marcas testigo y consta de la monografía correspondiente. Esto posibilita

futuras remediciones, así como el uso de las estaciones para arranque, vínculo o control de otras determinaciones independientes.

Las pautas de medición de la red de gravedad se definieron atendiendo factores logísticos, económicos y de fiabilidad. Las premisas seguidas (*e.g.*, Torge, 1989) contemplan que: cada estación se conecte al menos con tres adyacentes, sea ocupada en dos o más ocasiones bajo condiciones disímiles (para identificar errores graves), y cada desnivel gravimétrico entre estaciones resulte medido en dos oportunidades en sentido opuesto. De este modo, conforme al esquema de la Figura 1, 22 puntos constituyen la red local de 31 mallas, con lados variables de entre 3 y 6km de longitud y una extensión total de aproximadamente 22km en la dirección Este-Oeste y 17km en sentido Norte-Sur.

La red es completa (todos los pares de puntos están vinculados) y cercanamente homogénea (todas las estaciones están apareadas con al menos tres vértices), lo cual asegura que los errores aleatorios se distribuyan uniformemente a través de la red.

La medición de las diferencias gravimétricas se realizó con un gravímetro automático Scintrex CG-3 (Seigel, 1995). Este gravímetro automático incorpora software específico que remueve de las lecturas de gravedad la deriva instrumental estática y el efecto lunisolar utilizando la fórmula desarrollada por Longman (1959). El registro gravimétrico en cada estación consistió de un ciclo de lectura de 270 segundos.

### ***Cálculo y compensación***

El gravímetro Scintrex remueve automáticamente la deriva estática, supuesta como lineal, determinada previamente en condiciones de gabinete. Sin embargo, durante la medición se pueden producir una variedad de errores accidentales de difícil modelado tales como: cambios ocasionales en el voltaje de alimentación, variaciones de temperatura y presión que no son compensados por los controladores del gravímetro, efectos de transporte, microsismicidad, entre otros. En el proceso de la compensación pueden eliminarse y/o ajustarse estos errores utilizando, por ejemplo, el método de mínimos cuadrados (*e.g.*, Hwang *et al.*, 2002).

Para la compensación de la red se utilizó el programa GRADJ del paquete GRAVSOFT desarrollado por Rene Forsberg (DanishNational Space Center). El código fuente de este programa está escrito en lenguaje FORTRAN 77. Las lecturas de gravedad reducidas (*e.g.*, corregidas por marea lunisolar) se introducen en el modelo funcional como lecturas independientes. La ventaja de usar las lecturas reducidas, en vez de las diferencias entre sucesivas de lecturas de gravedad, es que las observaciones se pueden asumir como no correlacionadas (Schüler, 1999). El sistema de ecuaciones de todas las observaciones efectuadas se puede expresar en forma matricial como:

$$Ax = b - r, \tag{1}$$

donde x es el vector de parámetros incógnita, A es la matriz de coeficientes conocidos, b es el vector de observaciones y r el vector de residuales.

**Tabla 1**  
**Coordenadas POSGAR 07 de los vértices que conforman la red local (Figura 1)**  
**y valores de gravedad y error determinados luego del ajuste de la red.**  
**H: altura nivelada, h: altura elipsoidal**

Punto	Latitud (grados)	Longitud (grados)	H (m)	h (m)	g <sub>obs</sub> (mGal)
SJ01	-31.59693	-68.55763	640.956	665.887	979172.066 ± 0.012
SJ02	-31.60576	-68.52861	618.235	643.017	979179.552 ± 0.012
SJ03	-31.56715	-68.57258	661.953	687.020	979163.629 ± 0.010
SJ04	-31.57451	-68.54791	642.357	667.282	979170.244 ± 0.010
SJ05	-31.57325	-68.51841	624.956	649.750	979175.663 ± 0.010
SJ06	-31.55385	-68.53957	646.446	671.393	979167.705 ± 0.010
SJ07	-31.55532	-68.51360	625.928	650.775	979174.079 ± 0.010
SJ08	-31.53992	-68.61877	700.781	726.156	979153.852 ± 0.010
SJ09	-31.53954	-68.57830	667.375	692.532	979160.796 ± 0.010
SJ11	-31.53317	-68.50347	621.656	646.524	979174.004 ± 0.010
SJ12	-31.53096	-68.59721	681.546	706.805	979157.759 ± 0.011
SJ13	-31.51037	-68.62661	701.086	726.592	979150.874 ± 0.010
SJ14	-31.51299	-68.56695	661.352	686.519	979160.996 ± 0.011
SJ15	-31.51114	-68.53774	644.276	669.318	979165.331 ± 0.011
SJ16	-31.50760	-68.51814	630.692	655.681	979169.525 ± 0.011
SJ17	-31.50172	-68.49490	618.847	643.773	979173.183 ± 0.011
SJ18	-31.48695	-68.57793	669.034	694.346	979157.709 ± 0.011
SJ19	-31.47842	-68.52109	628.520	653.617	979168.196 ± 0.011
PV	-31.54545	-68.68426	739.457	764.759	979141.649 ± 0.010
N145	-31.53500	-68.53933	642.504	666.957	979166.882 ± 0.010
PF47	-31.53300	-68.42747	596.141	620.158	979179.689 ± 0.011
PF3	-31.61583	-68.53333	633.046	657.237	979175.183 ± 0.012

La resolución es por el método de mínimos cuadrados para obtener la estimación óptima no sesgada de x:

$$x = (A^T W_b A)^{-1} A^T W_b b \tag{2}$$

W<sub>b</sub> es la matriz de peso de b. Las estimaciones del error esperado para los parámetros ajustados son obtenidas a partir de la matriz de (co)varianza de x:

$$\Sigma_x^2 = \sigma^2 (A^T W_b A)^{-1}, \tag{3}$$

$W_b$  es una matriz diagonal (y por defecto identidad) en el ajuste. Los elementos de la diagonal de  $W_b$  pueden representar los pesos de un día de observación, el peso de un gravímetro (si se usan varios gravímetros simultáneamente) o incluso una sola lectura.

El procesamiento incluyó los pasos siguientes: primero las funciones de *drift* y las taras se analizaron y se removieron los *outliers*. Luego, el algoritmo de compensación automáticamente estimó los valores de peso a partir de la desviación estándar de las lecturas mediante el ajuste del conjunto de datos, todo ello en un esquema iterativo. Durante el proceso se debieron tomar decisiones acerca del tiempo máximo permitido entre mediciones o si se pone límite al valor deriva instrumental, por lo cual se hicieron varias corridas de prueba. En el ajuste como red vinculada, para los datos de 22 estaciones intervinieron 114 observaciones y se determinaron 29 incógnitas. El punto tomado como fijo en la compensación fue el denominado como PV (Figura 1), que cuenta con gravedad absoluta ( $g_{PV} = 979141,649 \pm 0,01 \text{mGal}$ ). Los valores de aceleración de gravedad ajustados (Tabla 1) exhibieron desviaciones estándar de entre 10 y  $12 \mu\text{Gal}$  ( $\sigma_{\text{apriori}} = 14 \mu\text{Gal}$ ).

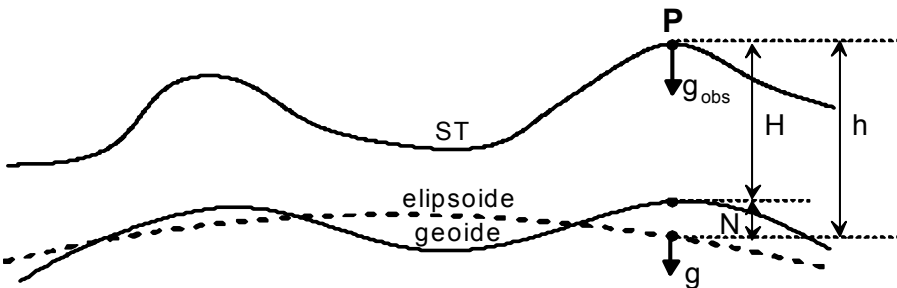
### Correcciones recomendadas para calcular anomalías de gravedad

Las anomalías de gravedad son definidas como un residuo entre los valores de gravedad observada ( $g_{\text{obs}}$ ) y la gravedad teórica ( $g_{\text{t}}$ ) calculada de acuerdo a la latitud de la estación y sobre un elipsoide teórico o normal (Figura 2). Ambas cantidades deben estar definidas sobre la misma superficie: tradicionalmente la superficie de medición en geofísica y el geoide en geodesia. Puesto que la superficie de medición en general no coincide con la superficie del elipsoide (o con la del geoide) es que deben realizarse las denominadas correcciones de gravedad: aire libre, Bouguer y topográfica. La primera se debe únicamente a la diferencia de altura entre ambas superficies, mientras que las dos segundas a la masa de terreno involucrada. En aplicaciones geofísicas estas correcciones son normalmente determinadas usando fórmulas aproximadas que en general conllevan simplificaciones (*e.g.*, Burger *et al.*, 2006), las cuales fueron enunciadas en épocas en que no existían las herramientas computacionales y la información (*e.g.*, modelos digitales de elevación) actuales.

En base a los progresos tecnológicos más arriba detallados y la creciente demanda de anomalías cada vez más exactas, es que se recomienda el uso de nuevos estándares para el cálculo de las anomalías de gravedad y sus correcciones (Hinze *et al.*, 2005). Además, se sugiere la conveniencia del adoptar como nivel de referencia para las alturas al elipsoide WGS84, de modo que se propone trabajar directamente con las alturas geométricas  $h$  derivadas de GPS. También, se incluyen otra serie de

correcciones (*e.g.*, atmosférica, de Honkasalo) con el fin de completar la estandarización de las anomalías. Adicionalmente, se incluye a las anomalías isostáticas dentro de los valores a informar en las bases de datos de gravedad.

En párrafos subsiguientes se describen sucintamente los estándares recomendados, y se analiza cómo se comparan con las correspondientes aproximaciones clásicas, todo ello con énfasis en el impacto sobre las anomalías computadas en la red de gravedad local situada en San Juan.



**Figura 2.** Se muestra esquemáticamente las superficies importantes en gravimetría: superficie terrestre (ST), geode y elipsoide. Se indican las alturas ortométrica (H) y elipsoidal (h), y su separación N (ondulación del geode). Estrictamente la altura física H debería seguir la dirección de la gravedad local. En geofísica, la gravedad observada ( $g_{obs}$ ) y la gravedad teórica ( $g_{\phi}$ ) se definen sobre la superficie terrestre para determinar las anomalías de gravedad.

**Gravedad Teórica**

La fórmula de la gravedad teórica permite calcular el efecto de gravedad, como una función de la latitud, en cada punto de la superficie de un elipsoide debido a la masa, forma y rotación de la Tierra. Se recomienda usar la Fórmula Internacional de la Gravedad (en inglés IGF) en la fórmula cerrada de Somigliana para el elipsoide terrestre medio de 1980 (Geodetic Reference System 1980 o GRS80) adoptado por la Asociación Internacional de Geodesia (Moritz, 1980):

$$g_{\phi} = 978032.67715 \frac{(1 + 0.001931851353 \text{sen}^2 \phi)}{\sqrt{1 - 0.0066943802290 \text{sen}^2 \phi}} \tag{4}$$

siendo:  $g_{\phi}$  la gravedad teórica expresada en miligals y  $\phi$  la latitud geodésica con respecto al elipsoide terrestre medio geocéntrico, compatible con las coordenadas geocéntricas provistas por GPS (*e.g.*, Featherstone and Dentith, 1997).



Debe notarse que en general en geofísica de exploración se recurre a fórmulas aproximadas de segundo orden para el cálculo de la gravedad teórica en la forma:

$$g_{\varphi} = g_E(1 + \beta_1 \text{seno}^2\varphi - \beta_2 \text{seno}^22\varphi), \tag{5}$$

donde  $g_E$  es la gravedad en el Ecuador,  $\beta_1$  y  $\beta_2$  son coeficientes que incluyen términos del orden de  $f^2$  ( $f$ : achatamiento geométrico).  $\beta_1$  y  $\beta_2$  toman valores de acuerdo al elipsoide considerado, por ejemplo GRS67, GRS80 (Torge, 1989). La exactitud relativa de estas fórmulas es del orden 0.1mGal (Moritz, 1980), y por lo tanto, para las precisiones actuales su uso no sería apropiado (Featherstone and Dentith, 1997). Por ejemplo, para las latitudes de la red local las diferencias entre la gravedad teórica calculada usando la fórmula cerrada (4) y la aproximación de segundo orden, ambas usando coeficientes GRS80, son de alrededor de 50 $\mu$ Gal.

### Corrección atmosférica

Los parámetros de GRS80 se determinaron principalmente a partir de datos satelitales, y por consiguiente la fórmula contiene una componente atribuible al efecto de la masa atmosférica terrestre (Torge, 1989). Sin embargo, esta componente no está presente en las observaciones de gravedad medidas en o cerca de la superficie del terreno, y por lo tanto debe ser restituida en las anomalías de gravedad. Hinze *et al.* (2005) recomiendan que la corrección de gravedad atmosférica ( $\delta g_A$ ) se modele, en forma aproximada, para una atmósfera terrestre esférica homogénea o elipsoidal compuesta por capas encima de la superficie del elipsoide de referencia, de acuerdo a la expresión siguiente:

$$\delta g_A = 0,874 - 9,9 \times 10^{-5} h + 3,56 \times 10^{-9} h^2, \tag{6}$$

$\delta g_A$  está expresada en miligales y  $h$ , la altura elipsoidal de la estación, en metros. Esta corrección se torna más importante en determinaciones precisas que abarcan un rango amplio de altitudes (Hinze *et al.*, 2005). La Tabla 2 presenta los valores de esta corrección para la red local, sobre la cual varía entre 0.800mGal  $\leq$   $\delta g_A \leq$  0.814mGal.

Sin embargo, Tenzer *et al.* (2010) señalan que esta fórmula no considera a la topografía como límite inferior de la atmósfera, conduciendo a errores en la determinación de  $\delta g_A$  de  $\sim$ 0.02mGal para puntos en el nivel medio del mar, incrementándose con la elevación de modo que excede +0.1mGal para alturas mayores a 2.5km. Estas inexactitudes sugieren que la aproximación propuesta por Hinze *et al.* (2005) y la Asociación Internacional de Geodesia no sería adecuada para el caso de mediciones gravimétricas de precisión (*e.g.*, Tenzer *et al.*, 2009).

### Corrección de Honkasalo

La corrección de Honkasalo evalúa la deformación permanente por marea en el valor de fuerza de la gravedad vinculada a la red global IGSN1971 (International Gravity Standardisation Network 1971; Moritz, 1980). Los nuevos estándares encienden remover de dicho valor la corrección de Honkasalo (Hinze *et al.*, 2005). Morelli *et al.* (1974) proveen el término de Honkasalo como sigue:

$$g_H = 0,0371 (1 - 3 \operatorname{seno}^2 \varphi) [\text{mGal}], \quad (7)$$

$\varphi$  es la latitud geocéntrica.  $g_H$  varía desde +0.04 en el Ecuador hasta -0.07mGal en los polos (Uotila, 1980). En el área bajo estudio la corrección es de aproximadamente 0.0065mGal. Sin embargo, para los vértices de la red local no fue necesario remover su valor puesto que la red se encuentra vinculada a un punto de gravedad absoluta (PV en Tablas 1 y 2 y Figura 1) que no contiene el término de Honkasalo (Torge *et al.*, 1994).

### Corrección por Altura o de Aire Libre

En geofísica tradicionalmente se ha calculado la variación de la gravedad con respecto a la altura nivelada o prácticamente ortométrica (H) medida desde geoida (nivel medio del mar). Los nuevos estándares sugieren utilizar la altura elipsoidal (h) referida al elipsoide. Además, para mejorar la exactitud se recomienda usar la fórmula de aproximación de segundo orden (Heiskanen and Moritz, 1967):

$$\delta g_h = -\frac{2g_e}{a} \left[ 1 + f + m + \left( -3f + \frac{5}{2}m \right) \operatorname{seno}^2 \varphi \right] h + \frac{3g_e}{a^2} h^2 \quad (8)$$

El elipsoide GRS80 tiene los valores parámetros siguientes (Torge, 1980):  $a=6378137\text{m}$  (semieje mayor),  $b=6356752.3141\text{m}$  (semieje menor);  $f=0.003352810681$  (achatamiento);  $g_e=978032.67715\text{mGal}$  (gravedad en el Ecuador), y  $m=0.00344978600308[m=\omega^2 a^2 b^2/GM]$ , donde  $\omega$  es la velocidad angular ( $7292115 \times 10^{-11}$  rad/s) y GM es una constante gravitacional geocéntrica ( $3986005 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{s}^2$ ). Con estos valores para GRS80 la fórmula de segundo orden es:

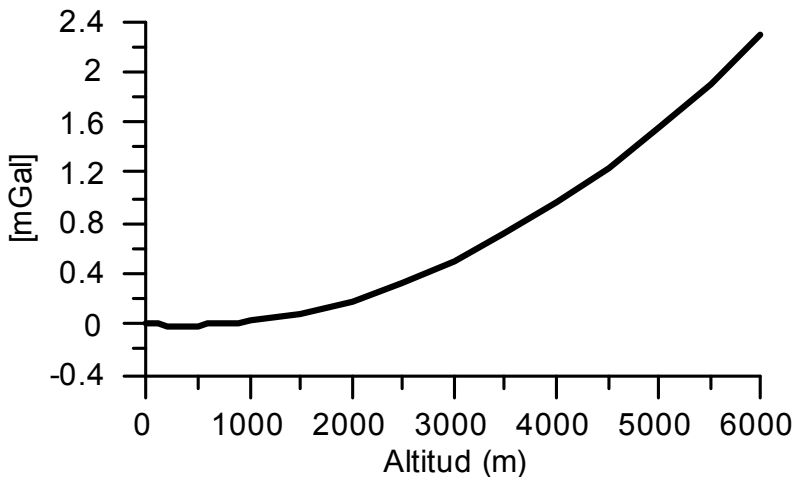
$$\delta g_h = (0,3087691 - 0,0004398 \operatorname{seno}^2 \varphi) h - 7,2125 \times 10^{-8} h^2, \quad (9)$$

h es la altura elipsoidal en metros y  $\delta g_h$  se expresa en miligales.

La aproximación clásica, de primer orden, para la corrección por altura surge al considerar en la expresión para  $\delta g_h$  sólo hasta el primer orden de  $f$  y calcularla para una latitud de  $\varphi=45^\circ$  (Heiskanen and Moritz, 1967), de modo que:

$$\delta g_h = 0.3086 h \tag{10}$$

Dependiendo de la latitud y de la altura, las diferencias entre las aproximaciones de segundo y de primer orden alcanzan varios miligales (Li and Götze, 2001). La Figura 3 muestra las diferencias entre ambas aproximaciones con respecto a la altura, calculadas para la latitud media de la red ( $\varphi=-31.5^\circ$ ). En este caso las diferencias llegan hasta 2.5mGal para las mayores altitudes sobre la zona de Cordillera de Los Andes al oeste de la Provincia de San Juan. Para la red local, las diferencias son de alrededor de 0.001mGal, esto es del orden de la precisión de la red.

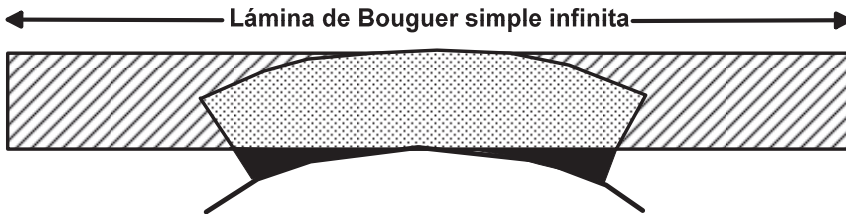


**Figura 3.** Diferencias entre las aproximaciones de segundo (calculada para una latitud de  $31^\circ 30'$ ) y de primer orden de la corrección por altura. Nótese que para altitudes mayores de 900m las diferencias superan la centésima de miligal.

**Corrección de Bouguer**

Esta corrección evalúa la atracción gravitacional de la capa terrestre comprendida entre el datum vertical (ahora el elipsoide) y la estación. Tradicionalmente (*e.g.*, Burger *et al.*, 2006) la aproximación es a través de una losa plana indefinida, cuyo efecto de gravedad se evalúa como  $CB=2\pi G\sigma h$  ( $G$ : constante de Gravitación Universal;  $\sigma$ : densidad de la topografía). En el procedimiento revisado se tiene en cuen-

ta la curvatura de la Tierra: la losa plana es reemplazada por la fórmula cerrada para una capa esférica de ~167km de radio (LaFehr, 1991a). En la Figura 4 se muestra la relación entre ambos conceptos.



**Figura 4.** Geometría del casquete esférico con relación a la losa infinita. La suma de la zona de punteado y la zona en negro constituye el casquete esférico entero. (Modificada de LaFehr, 1991b).

La corrección de Bouguer de LaFehr (1991b) tiene dos partes: i) la losa plana indefinida de altura igual a la elevación  $h$  de la estación o corrección Bullard A ( $BA=2\pi G \sigma h$ ); ii) la corrección por curvatura o corrección Bullard B:

$$BB = 2\pi G \sigma (\mu h - \lambda R) \text{ [mGal]} \tag{11}$$

En esta expresión (11), BB: es la corrección de Bullard zona B o por curvatura terrestre;  $\mu$  y  $\lambda$  son parámetros adimensionales definidos por LaFehr (1991b),  $R$  es el radio de la tierra ( $R_0+h$ ) en la estación,  $R_0$  es el radio terrestre medio y  $h$  es la altura elipsoidal,  $\sigma$  es la densidad del material que forma la capa esférica. También, LaFehr tabuló los valores para BB, para alturas  $h$  entre 0 y 6300m (véase LaFehr, 1991b, Tabla 1, p. 1180), y para una densidad  $\sigma=2.67\text{g/cm}^3$ . En síntesis, la corrección de Bouguer para capa esférica se calcula como:

$$\delta g_{sc} = 2\pi G \sigma [(1 + \mu) h - \lambda R] \text{ [mGal]} \tag{12}$$

Agregada a estas reducciones está la corrección de terreno o Bullard C que se detalla en el apartado siguiente.

Las diferencias entre ambas aproximaciones, losa plana y casquete esférico, dependen de la altura de la estación y alcanzan valores de ~1.5mGal para una altitud de 2100m, ~-1.5mGal para  $h=5000\text{m}$  (LaFehr, 1991b). Hinze *et al.* (2005) señalan que el efecto de la capa esférica es menor que el de la losa convencional porque está truncada hasta 166.7km, y es mayor debido a la curvatura hacia abajo de losa esférica en comparación con la losa horizontal. El último predomina hasta  $h=4150\text{m}$  cuando los efectos de curvatura y truncamiento son iguales.

Para las alturas involucradas en la red local la diferencia media entre el efecto aproximado mediante un casquete esférico y el correspondiente a la losa plana de Bouguer es de alrededor de  $\sim 0.8\text{mGal}$ .

### Corrección de terreno

La corrección de terreno, que puede alcanzar decenas de miligales, computa el efecto de gravedad de los apartamientos de la topografía (o la batimetría de los cuerpos de agua) de la capa esférica (o la losa horizontal) usada al realizar la corrección de Bouguer. El cálculo eficiente de esta corrección requiere del uso de modelos digitales de elevación detallados y computadoras potentes, medios de los que actualmente se dispone sin gran dificultad.

Hinze *et al.* (2005) resumen el procesamiento utilizado en la base de datos de gravedad para Estados Unidos y Norteamérica para calcular la corrección de terreno. Consiste en tres etapas, que a su vez se identifican con tres escalas de datos de elevación: i) zona cercana a la estación (hasta 100m), la cual estaría a cargo del usuario; ii) zona intermedia (entre 100m y 895m) para la cual se requiere un modelo de elevación de alta resolución; 3) zona lejana (entre 895m y 166.7km), se precisa de grillas topográficas de distinta resolución (*e.g.*,  $\sim 450\text{m}$ ,  $\sim 2\text{km}$ ,  $\sim 5\text{km}$ ).

En nuestro caso, computamos la corrección topográfica ( $C_T$ ) para una zona intermedia (hasta 12km) y una lejana (12km–166.7km), usando datos de elevación provistos por el modelo digital global SRTM3 de 3 segundos de resolución (Farr *et al.*, 2007) El efecto gravimétrico del terreno fue calculado usando el programa TC diseñado por René Forsberg en código Fortran. El cálculo se basa en representar el terreno por medio de dos grillas: una detallada (*e.g.*, 2km) y la otra con mayor espaciamiento (*e.g.*, 10km), ambas reconstruidas a partir de los datos SRTM3, que para el cómputo del efecto de gravedad son aproximadas mediante prismas rectangulares. Las elevaciones de SRTM3 fueron en primer lugar transformadas a alturas elipsoidales  $h$ , a través de las ondulaciones derivadas del modelo global de campo de gravedad EGM96, el cual es consistente con los valores SRTM3.

Sobre los vértices de la red local la corrección topográfica (Tabla 2), calculada para una densidad estándar de  $2.67\text{g/cm}^3$ ,  $C_T$  varía entre  $\sim 0.2\text{mGal}$  y  $\sim 4.7\text{mGal}$ .

### Efecto indirecto

El efecto indirecto en geofísica es una componente de las anomalías gravitacionales convencionales, el cual es producido por el uso de diferentes datums verticales para establecer la altura de la estación y para especificar la gravedad teórica. De esta manera, el efecto indirecto  $\delta g_{EI}$  combina las diferencias de altura ortométrica ( $H$ ) y

elipsoidal ( $h$ ) de la estación (véase Figura 2), que es la ondulación del geoido ( $N=h-H$ ), con el efecto de gravedad de la masa de espesor  $N$ . Para estaciones en continente, suponiendo una capa horizontal de espesor  $N$  (en metros) y densidad  $\sigma=2.67\text{g/cm}^3$ , el efecto indirecto expresado en miligales, se calcula para las anomalías de Bouguer como sigue:

$$\delta g_{21} = (0.3086 - 2\pi G\sigma)N = 0.1967 N \quad (13)$$

Puesto que la ondulación del geoido alcanza valores de  $\sim 100\text{m}$  en áreas continentales, el valor máximo del efecto indirecto es de unos  $20\text{mGal}$ . Para las ondulaciones de geoido en la zona de la red local ( $N\sim 25\text{m}$ ), el efecto indirecto sería de unos  $5\text{mGal}$ . Hinze *et al.* (2005) remarcan que el efecto indirecto, que es siempre de igual signo que  $N$ , varía muy suavemente con la distancia: para distancias menores que  $10\text{km}$  los cambios de ondulación son en general de menos de  $10\text{cm}$ , y mucho menores que  $1\text{metro}$  para distancias de  $100\text{km}$ . Es por ello que esta corrección puede ser omitida en estudios geofísicos a escala local. No obstante, para anomalías de larga de longitud de onda este efecto indirecto debería ser tenido en cuenta.

### Corrección isostática

A escala regional y de acuerdo a la teoría isostática existe un nivel de compensación a partir del cual las presiones son hidrostáticas. En la hipótesis de equilibrio isostático local de Airy, la compensación es a nivel de fondo de corteza (Moho), de tal manera que la interfase corteza inferior-manto superior predicha es una imagen especular de la topografía, y en consecuencia se observa una fuerte correlación inversa entre la topografía y las anomalías de Bouguer. La conveniencia de aportar el valor de esta corrección en exploración geofísica en particular, se relaciona con el uso de las anomalías residuales isostáticas ( $\Delta g_{ri}$ ) en el modelado de datos de gravedad, ya que en regiones en las cuales predomina el estado de balance isostático estas anomalías ( $\Delta g_{ri}$ ) pueden ser interpretadas en términos de la geología local, sin importar su elevación relativa (*e.g.*, Chapin, 1996).

Para computar esta corrección en este trabajo, se siguieron procedimientos usuales a estas latitudes (*e.g.*, Introcaso *et al.*, 2000): se construyó una grilla topográfica de  $30$  minutos de lado (datos SRTM3) entre las latitudes de  $30^\circ\text{S}$  y  $32^\circ\text{S}$  y longitudes de  $69^\circ\text{O}$  y  $67^\circ\text{O}$ , a partir de las cuales se calcularon las profundidades de Moho isostático ( $M_i$ ):

$$M_i [km] = \frac{\sigma_t}{(\sigma_m - \sigma_c)} h + T = 6,675 h + 33 \quad (14)$$

siendo:  $\sigma_t=2.67\text{g/cm}^3$  (densidad de la topografía),  $\sigma_m=3.27\text{g/cm}^3$  (densidad del manto superior),  $\sigma_c=2.9\text{g/cm}^3$  (densidad de la corteza inferior),  $T=33\text{km}$  (espesor de la corteza normal o referencia),  $h$ : altura elipsoidal (km).

El efecto de gravedad 3D de las raíces (entre  $T$  y  $M_i$ ) se calculó mediante software específico basado en el método de Parker (1973). Por último, están corrección isostática ( $C_i$ ) fue adicionada a las anomalías de Bouguer ( $AB$ ) para determinar las anomalías isostáticas en los puntos de la red local (Tabla 2).

### Anomalías de gravedad vs anomalías de gravedad elipsoidales

En diversos trabajos (e.g., Featherstone and Dentith, 1997; Li and Goetze, 2001; Fairhead *et al.*, 2003) se ha discutido y recomendado el uso de alturas elipsoidales para el cálculo de las correcciones de gravedad, definiendo así las denominadas anomalías de gravedad elipsoidales (Hinze *et al.*, 2005). Puesto que: i) los gradientes horizontales de la ondulación del geoide  $N$  son en general suaves, ii) en geofísica de exploración la interpretación cuantitativa o el modelado se realizan directamente a partir de las anomalías residuales (e.g., se elimina la componente regional usando alguna técnica de filtrado), es que en términos prácticos no existiría diferencia entre las anomalías residuales clásicas y las elipsoidales.

Por otro lado, podrían surgir inconvenientes en la integración de datos de anomalías de distintas fuentes, en el caso en que se hubieran usado en su cálculo diferentes superficies de referencia (geoide o elipsoide), y no se hubiera realizado la corrección por efecto indirecto, como es práctica corriente.

En la Argentina, un país con altitudes de hasta unos 7000m y cobertura irregular de datos de gravedad terrestre, los modelos de geoide regionales (Tocho *et al.*, 2007; Corchete and Pacino, 2007) o globales (e.g., EGM2008, véase Pacino and Tocho, 2009) disponibles muestran desviaciones estándar que alcanzan hasta unos 80cm. Por ello, consideramos que en especial en zonas de gran altitud, el cálculo de anomalías de gravedad elipsoidales brindaría mayores exactitudes, particularmente en estudios a escala regional.

Las fórmulas siguientes son las que se usaron para calcular las anomalías de gravedad elipsoidales en los vértices de la red (Tabla 2):

$$AAL_e = g_{obs} - (g_{\phi}^{GRS80} - C_{atm} - g_h) \quad \text{Anomalía de Aire Libre elipsoidal} \quad (15)$$

$$AB_e = g_{obs} - (g_{\phi}^{GRS80} - C_{atm} - g_h + \delta g_{SC} - C_T) \quad \text{Anomalía de Bouguer elipsoidal completa} \quad (16)$$

$$AI_e = AB_e + C_i \quad \text{Anomalía Isostática elipsoidal} \quad (17)$$

Siendo:

- $g_{\text{obs}}$ : gravedad observada o medida  
 $g_{\text{teórica}}$ : gravedad teórica o normal (ecuación 4)  
 $C_{\text{atm}}$ : corrección atmosférica (ecuación 6)  
 $g_h$ : corrección por altura (ecuación 9)  
 $\delta_{\text{sc}}$ : corrección de Bouguer aproximación esférica (ecuación 12)  
 $C_T$ : corrección topográfica  
 $C_I$ : corrección isostática

**Tabla 2**

**Anomalías de gravedad elipsoidales calculadas para cada uno de los vértices de la red local de gravedad (Tabla 1), usando los estándares detallados en párrafos previos.**

**$g_h$ : corrección por altura;  $\delta_{\text{sc}}$ : corrección de Bouguer (aproximación casquete esférico);  $C_T$ : corrección topográfica;  $C_I$ : corrección isostática;  $AAL_e$ : anomalía de aire libre elipsoidal;  $AB_e$ : anomalía de Bouguer elipsoidal;  $AI_e$ : anomalía isostática elipsoidal. Todos estos valores se expresan en milgales**

	$g_h$	$\delta_{\text{sc}}$	$C_T$	$C_I$	$AAL_e$	$AB_e$	$AI_e$
SJ01	-205.493	75.362	0.913	-112.608	-73.359	-147.807	-35.199
SJ02	-198.436	72.778	0.266	-111.867	-73.640	-146.152	-34.285
SJ03	-212.014	77.749	1.869	-113.096	-72.877	-148.756	-35.660
SJ04	-205.923	75.519	1.210	-112.447	-72.943	-147.252	-34.805
SJ05	-200.514	73.539	0.643	-111.773	-72.830	-145.726	-33.954
SJ06	-207.192	75.984	1.263	-112.354	-72.549	-147.269	-34.915
SJ07	-200.830	73.655	0.655	-111.777	-72.653	-145.653	-33.877
SJ08	-224.089	82.167	3.061	-114.410	-68.389	-147.495	-33.085
SJ09	-213.715	78.371	1.975	-113.378	-71.785	-148.182	-34.804
SJ11	-199.519	73.174	0.454	-111.745	-72.256	-144.976	-33.231
SJ12	-218.119	79.983	2.386	-113.906	-69.729	-147.326	-33.420
SJ13	-224.224	82.216	3.058	-114.789	-68.853	-148.011	-33.223
SJ14	-211.859	77.692	1.711	-113.288	-71.302	-147.283	-33.995
SJ15	-206.552	75.749	1.210	-112.635	-72.124	-146.663	-34.028
SJ16	-202.344	74.209	0.701	-112.258	-71.851	-145.360	-33.101
SJ17	-198.670	72.864	0.323	-111.871	-71.393	-143.934	-32.063
SJ18	-214.275	78.576	1.865	-113.779	-70.079	-146.790	-33.011
SJ19	-201.708	73.976	0.774	-112.608	-71.469	-144.671	-32.063
PV	-236.000	86.525	4.753	-116.049	-69.130	-150.902	-34.853
N145	-205.823	75.482	1.162	-112.475	-73.222	-147.543	-35.067
PF47	-191.383	70.196	0.521	-110.634	-74.691	-144.366	-33.732
PF3	-202.824	74.384	0.331	-111.949	-74.434	-148.488	-36.539



## Conclusiones

- 1) Los 22 vértices de la red de gravedad local de precisión ajustados exhiben una precisión interna mejor que 0.012mGal. Estos resultados fueron obtenidos a través del diseño de una red robusta, con fuerte redundancia de determinaciones y el posterior ajuste por el método de mínimos cuadrados. Mayores exactitudes podrían obtenerse midiendo con al menos dos gravímetros en paralelo.
- 2) Las anomalías de gravedad para cada vértice fueron calculadas de acuerdo a los nuevos estándares recomendados para realizar las correcciones. Las fórmulas empleadas producen, con respecto a las aproximaciones clásicas, anomalías más exactas con diferencias que dependen de la altura y/o latitud de las estaciones. La principal variación se da en el uso de la altura elipsoidal, de modo que no se requiere realizar la corrección por la separación geoide-elipsoide (efecto indirecto), o eventualmente la transformación de alturas geométricas a alturas sobre el nivel medio del mar vía un modelo de geoide regional o global, que en nuestro país todavía muestra errores compatibles con exactitudes medias de unos 0.15mGal en el cálculo de anomalías de Bouguer.
- 3) Especial cuidado se debe tener al reunir en bases de datos, valores anomalías clásicas (*e.g.*, anomalías calculadas con correcciones clásicas o calculadas tomando como nivel de referencia al geoide. No obstante, cualquier usuario que así lo desee puede realizar las transformaciones correspondientes entre anomalías clásicas y elipsoidales (o viceversa), ya que se consignan los valores de cada una de las alturas ( $H$ ,  $h$ ), y se especifican las fórmulas usadas para cada una de las correcciones.
- 4) Las anomalías de gravedad elipsoidales calculadas son factibles de ser utilizadas tanto en trabajos con enfoques geofísicos o geodésicos, en virtud de la exactitud de las correcciones. Enfatizamos que el uso de anomalías elipsoidales en exploración no afecta el proceso de modelado, y es particularmente más exacto en estudios regionales.

## Bibliografía

- Burger, H., C. Jones and A. F. Sheehan, 2006. *Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface*, Editor W.W. Norton & Company, New York, 600 pp.
- Chapin, D. A., 1996. A deterministic approach toward isostatic gravity residuals—A case study from South America, *Geophysics*, 61(4), 1022-1033.
- Corchete, V. and M. C. Pacino, 2007. The first high-resolution gravimetric geoid for Argentina: GAR. *Phys. E. Plann. Int.*, 161, 177-183.

- Fairhead, J. D., Green, C. M. and D. Blitzkow, 2003. The use of GPS in gravity surveys. *The Leading Edge*, 22(10), 954-959.
- Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, and D. Alsdorf, 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45, 1-33.
- Featherstone, W. E. and M. C. Dentith, 1997. A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. *Comp. Geosci.*, 23, 1063-1070.
- Forsberg, R. and A. Olesen, A., 2010. Airborne Gravity Field Determination. *Sciences of Geodesy*, Chapter 3. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 83-104.
- Gruber, Th., P. N. A. M. Visser, Ch. Ackermann and M. Hosse, 2011. Validation of Goce Gravity Field Models by Means of Orbit Residuals and Geoid Comparisons. *J. Geod.*, 85, 845-860.
- Heiskanen W. A. and H. Moritz, 1967. *Physical geodesy.*, W. H. Freeman & Co. Ltd., San Francisco, 364 pp.
- Hinze, W., C. Aiken, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G. Flanagan, R., Forsberg, T. Hildenbrand, R. Keller, J. Kellogg, R. Kucks, X. Li, A. Mainville, R. Morin, M. Pilkington, D. Plouff, D. Ravat, D. Roman, J. Urrita-Fucugauchi, M. Véronneau, M. Webring and D. Winester, 2005. New Standards for Reducing Gravity Data: The North American Gravity Database. *Geophysics*, 70(4), 25-32.
- Hwang, C., C. G. Wang and L. H. Lee, 2002. Adjustment of relative gravity measurements using weighted and datum-free constraints, *Comp. Geosci.*, 28(9), 1005-1015.
- Introcaso, A., M.C. Pacino and F. Guspi, 2000. The Andes of Argentina and Chile: Crustal configuration, Isostasy and Shortening and Tectonic Features from gravity Data. *Temas de Geociencias*, (5). UNR Editora. Rosario, Argentina. 31 pp.
- Kenyeres, A., G. Boedecker and O. Francis, 2002. Unified European Gravity Reference Network 2002 (UEGN2002): a status report. *Proceedings of the GG2002 Symposium*, Thessaloniki, Grecia, 26-30 agosto, 2002, 26-29.
- LaFehr, T.R., 1991a. Standardisation in gravity reduction. *Geophysics*, 56, 1170-1178.
- , 1991b. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56(8), 1179-1184.
- Li, X. and H. J.Götze, 2001. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, 66, 1660-1668.
- Longman, I. M., 1959. Formulas for computing the tidal acceleration due to the moon and the sun. *J. Geophys. Res.*, 64, 2351-2355.

- Morelli, C., C. Gantar, T. Honkasalo, R. K. McConnell, I. G. Tanner, B. Szabo, U. Uotila and C. T. Whalen, 1974. The International Gravity Standardization Net 1971. *International Association of Geodesy, Special Publication*, 4, 194 pp.
- Moritz, H., 1980. Geodetic Reference System 1980. *J. Geod.*, 54, 395-405.
- Pacino, M. C. and C. Tocho, 2009. Validation of the EGM08 over Argentina. *Newton's bulletin*, 4, Special Issue: "External Quality Evaluation Reports of EGM08", 90-98.
- Parker, R. L., 1973. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31, 447-455.
- Ramillien, G., J. Famiglietti and J. M. Wahr, 2008. Detection of Continental Hydrology and Glaciology Signals from GRACE: A Review. *S. Geophys.*, 29, 361-374.
- Seigel, H. O., 1995. *A guide to high precision land gravimeter surveys*, Scintrex Ltd., Concord, Ontario, Canadá. 122 pp.
- Schüler, T., 1999. *Introduction to Gravimetry: Conducting and Processing Relative Gravity Surveys. A brief tutorial*, Institute of Geodesy and Navigation, University FAF Munich, 15 pp.
- Tenzer, R., J. Mikuška, I. Marušiak, R. Pašteka, R. Karcol, P. Vajda and P. Sirguyev, 2010. Computation of the atmospheric gravity correction in New Zealand. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, 53(4):333-340.
- Tenzer, R. and P. Vajda, Hamayun, 2009. Global atmospheric effects on the gravity field quantities. *Contrib, Geophys. & Geod.*, 39(3):221-236.
- Tocho, C., G. Font and M. G. Sideris, 2007. *A new high precision gravimetric geoid model for Argentina*, Dynamic Planet, International Association of Geodesy Symposia, 130, 416-423.
- Torge W., 1989. *Gravimetry*, W. de Gruyter, Berlin and New York. 465 pp.
- Torge W., L. Timmen, R. H. Röder and M. Schnull, 1994. *The IFE Absolute Gravity Program "South America" 1988-1991*, Deutsche Geodatische Kommission. 44 pp.
- Uotila, U. A., 1980. Note to the users of International Gravity Standardization net 1971. *Bull. Géod.*, 54(3):407-408.