

ANÁLISIS DE NUEVOS ESTÁNDARES PARA REDUCIR DATOS DE GRAVEDAD: APLICACIÓN EN TIERRA DEL FUEGO

Ana Carolina Pedraza De Marchi^{1,2}, Claudia Tocho¹

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAGLP), Universidad Nacional de La Plata (UNLP), Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata Argentina, cpedrazadm@fcaglp.unlp.edu.ar, ctocho@fcaglp.unlp.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina

RESUMEN

El objetivo principal de este trabajo consistió en investigar el uso de nuevos estándares y procedimientos para reducir datos de gravedad con el fin de mejorar la precisión, exactitud y utilidad geofísica de las anomalías de gravedad. Los nuevos estándares tienen en cuenta el mayor poder computacional actual, la moderna tecnología de posicionamiento satelital para determinar la altura y el posicionamiento de las estaciones gravimétricas, las mejoras en las bases de datos topográficos/batimétricos y nuevos algoritmos matemáticos. Están basados en procedimientos, protocolos, ecuaciones y parámetros internacionalmente aceptados y que en muchos casos difieren de los presentados en los actuales libros de textos y bases de datos gravimétricos existentes. El cambio más importante que sugieren los nuevos estándares es el uso del elipsoide de referencia terrestre internacionalmente adoptado para definir el datum vertical o superficie de referencia para las alturas (Hinze et al., 2005), debido al creciente uso del Sistema Global de Posicionamiento (GPS) para realizar trabajos de campo gravimétricos. Las anomalías calculadas con los nuevos estándares podrían ser modificadas por el adjetivo "elipsoidal" (Hinze et al., 2005) para diferenciarlas de las anomalías que se calculan mediante las elevaciones convencionales referidas al geoide. Se usó la información existente en la provincia de Tierra del Fuego para hacer reducciones, siguiendo los procedimientos tradicionales y las nuevas recomendaciones y estándares. Se utilizaron los modelos digitales de terreno y modelos geopotenciales a fin de evaluar la eficacia de su uso en las reducciones gravimétricas. Se integró la información gravimétrica terrestre con anomalías de aire libre derivadas de la altimetría satelital en el mar, en un mapa combinado de anomalías isostáticas elipsoidales.

Palabras claves: nuevos estándares, anomalías elipsoidales, efecto indirecto geofísico, Tierra del Fuego

ABSTRACT

The main objective of this study was to investigate the use of new standards and procedures for reducing gravity data in order to improve the precision, accuracy, and usefulness of geophysical gravity anomalies. The new standards take into account the increased current computing power, the modern satellite technology to determine the height and positioning of the gravity stations, the improved topographic / bathymetric databases, and new mathematical algorithms. They are based on internationally accepted procedures, protocols, equations and parameters, and in many cases differ from those presented in current geophysical textbooks and existing gravity databases. The most important change that the new standards suggest, due to the greater use of Global Positioning System (GPS) for field gravimetric work, is the use of terrestrial reference ellipsoid adopted internationally to define the vertical datum. The anomalies calculated with the new standards could be modified by the adjective "ellipsoidal" to differentiate them from the anomalies calculated by conventional elevations referred to the geoid. Gravity reductions, following the traditional and new recommendations and standards were calculated in the province of Tierra del Fuego. We used digital elevation models and

geopotential models to assess the effectiveness of its use in gravity reductions. The land gravimetric data were integrated with free air anomalies derived from satellite altimetry in the sea, in order to compute an ellipsoidal isostatic anomaly map.

Keywords: new gravity reductions standards, ellipsoidal anomaly, indirect geophysical effect, Tierra del Fuego

INTRODUCCION

Debido a las actuales observaciones de la gravedad usando técnicas de GPS se hace necesario revisar la definición y el uso de las anomalías de gravedad y perturbaciones gravimétricas en geodesia y geofísica. La “anomalía de la gravedad” se define como la diferencia entre la aceleración de gravedad observada (es decir gravitación y rotación) causadas por las masas de la Tierra y la aceleración de gravedad teórica generada por una distribución de masa de referencia. En geodesia, las anomalías de la gravedad se utilizan para definir la figura de la Tierra, particularmente la superficie del geode. En geofísica, las anomalías de la gravedad se utilizan a escala local y regional para determinar la distribución de densidad en el interior terrestre y por lo tanto estudiar las estructuras geológicas a distintas profundidades.

El geofísico generalmente quita todos aquellos efectos de la gravedad que enmascaran las anomalías locales o regionales que son de su interés. Por otra parte, el geodesta está interesado en usar una anomalía de la gravedad que conserve toda la masa de la Tierra. En la década pasada, muchos autores han tratado la cuestión de cómo definir una “anomalía de gravedad” que permita la homogeneización de las observaciones de la gravedad disponibles y que satisfaga los puntos de vista geodésicos y geofísicos. Esta homogeneización puede ahora integrar: (i) información global proporcionada por la geodesia satelital (GNSS, altimetría satelital y las misiones de gravedad como CHAMP, GRACE y GOCE); (ii) la información local que nos proporcionan las observaciones de gravedad; (iii) modelos digitales de elevación.

NUEVOS ESTANDARES PARA REDUCIR DATOS DE GRAVEDAD

Sobre la superficie de la tierra se tienen diferentes influencias que afectan los valores de gravedad medidos, vinculadas con la fuerza de mareas, la rotación de la tierra, la superficie topográfica irregular, la altura de la estación, la diferente influencia de la masa bajo el punto de medición, etc. Tradicionalmente se pensó en trasladar los valores observados mediante adecuadas reducciones a una misma superficie de referencia para hacerlos comparables. La superficie de referencia que se utilizaba es el geode. Las reducciones al geode requieren el conocimiento del gradiente del campo de gravedad real, difícil de determinar en la práctica, por lo que se reemplaza por el del gradiente del campo de gravedad normal. Debido al advenimiento de la era satelital es posible cambiar la superficie de referencia, lo que hace necesario revisar los procedimientos tradicionales de reducción y adecuarlos a ella, a través de los nuevos estándares para reducir datos de gravedad.

En los nuevos estándares se recomienda utilizar un único elipsoide, el del Sistema de Referencia Geodésico de 1980 (GRS80), recomendado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG), para los tres datums necesarios en los métodos gravimétricos: *el horizontal, el vertical y el de la gravedad teórica* (Li et al., 2006). Para fines prácticos GRS80, WGS84 (que utiliza GPS) e International Terrestrial Reference Frame (ITRF) (que es el sistema de coordenadas de los datos de gravedad derivados de la altimetría satelital en los océanos), no producen diferencias significativas en los cálculos de la anomalía de gravedad (Li et al., 2006). Tradicionalmente, se usa el geode o nivel del mar como datum

vertical, no el elipsoide. La altura H, (no la altura elipsoidal h), se utiliza para establecer la altura de una estación y por lo tanto es la que se usa en las reducciones gravimétricas y el cálculo de las anomalías de los procedimientos tradicionales. Los valores de gravedad medidos en el campo se hacen con gravímetros relativos vinculados a algún valor de gravedad conocido que está en algún sistema. Entre 1950 y 1970 se estableció un nuevo marco de gravedad global con la cooperación internacional, éste fue adoptado por la IUGG como International Gravity Standardization Net 1971 (I.G.S.N.71) para reemplazar al sistema Potsdam. Los valores de gravedad referenciados a I.G.S.N.71 incluyen una corrección, el *término de Honkasalo* (que remueve el promedio de la fuerza de mareas). Esta corrección se considera inapropiada ya que produce resultados erróneos en los cálculos del geoido utilizando valores de gravedad corregidos con éste término (Heikkinen, 1979).

Se recomienda remover el término de Honkasalo δg_H de los valores de gravedad del sistema I.G.S.N.71, adicionando una corrección dependiente de la latitud dada por la siguiente expresión en miligales (Hinze et al., 2005):

$$\delta g_H = 0.0371(1 - 3 \sin^2 \varphi) \text{ mGal} \quad (1)$$

donde φ es la latitud norte o sur de la estación

Después de aplicar ésta corrección, el valor medido incluye el promedio temporal de la fuerza de mareas. La gravedad normal calculada con la ecuación y parámetros del GRS80 contiene la gravitación de la masa de la atmósfera, al utilizarla en el cálculo de anomalías de gravedad se le debe aplicar una corrección de gravedad atmosférica (δg_{am}).

El efecto de la gravedad de la masa de la atmósfera se calcula usando la expresión analítica descrita por Ecker y Mittermayer (1969), para GRS80:

$$\delta g_{am} = 0.874 - 9.910^{-5} h + 3.5610^{-9} h^2 \text{ [mGal]} \quad (2)$$

donde el efecto gravitacional esta dado en mGal y h es la altura elipsoidal de la estación en metros.

En los nuevos estándares se utiliza el elipsoide como datum vertical o superficie de referencia para las alturas en vez del nivel del mar y se plantea comparar el valor de gravedad observado con el de un modelo al nivel de la estación. La corrección de aire libre se aplica al valor de gravedad del modelo, se utiliza una fórmula de aproximación de segundo orden (Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2005) para estimar la diferencia entre la gravedad teórica calculada sobre el elipsoide de referencia y la altura elipsoidal h. Usando los parámetros del elipsoide del GRS80 la fórmula de segundo orden que expresa la variación de la gravedad normal con la altura es:

$$\delta g_h = -(0.3087691 - 0.0004398 \sin^2 \varphi)h + 7.212510^{-8} h^2 \text{ [mGal]} \quad (3)$$

siendo h la altura elipsoidal en m y el efecto de gravedad en mGal.

En los nuevos estándares se propone cambiar la geometría para la corrección de Bouguer por una capa esférica cuyo espesor es la elevación de la estación y cuyo radio superficial

desde la estación (longitud de arco) es $s = 166.735$ km. (radio exterior del sistema topográfico de Hayford-Bowie).

La capa esférica tiene en cuenta la ecuación de una fórmula cerrada (LaFehr, 1991):

$$\delta g_{sc} = 2\pi G\rho[(1 + \mu)h - \lambda R] \quad (4)$$

donde: $\mu(h)$ y $\lambda(\alpha, h)$ son coeficientes adimensionales definidos por LaFehr (1991), $R = R_0 + h$ (R_0 es el radio medio de la tierra), h es la altura sobre el elipsoide, ρ es la densidad del material de la capa esférica, α es la mitad del ángulo subtendido desde el centro de la Tierra a la capa esférica a uno y otro lado de la estación.

La diferencia entre la placa de Bouguer y la capa esférica es la llamada corrección Bullard B (BB), que representa el efecto de la curvatura de la capa.

$$BB = 2\pi G\rho[\mu h - \lambda R] \quad (5)$$

La corrección (BB) modifica el valor de la placa simple de Bouguer al de una capa con un radio superficial s y del mismo espesor (elevación de la estación). En los nuevos estándares de reducción se propone hacer la corrección topográfica en tres partes: la primera parte involucra los efectos topográficos de hasta 100 m de la estación, la segunda de 100m a 895m y la tercera de 895 a 166.7 km. Tomando datos con GPS, instrumentos ópticos o electrónicos para la zona cercana y usando grillas topográficas de diferente resolución para las otras.

Se dispone de datos globales de elevación (altura ortométrica) y no de datos de altura elipsoidal, los errores causados al usar éstos datos para calcular la corrección topográfica son despreciables, debido en general a un gradiente horizontal suave del geoide (Hinze et al., 2005). En términos de los nuevos estándares para las reducciones de gravedad, se propone usar el modelo de Airy para la corrección isostática pero al que se le ha modificado la superficie a partir de la cual quedan expresadas las profundidades.

Se asume generalmente el valor de densidad $\rho_0 = 2.67 \text{ g/cm}^3$ para relevamientos de gravedad regionales. ¿Cuál es la fuente de este valor de densidad?, ¿Por qué se usa generalmente?, ¿Es un valor de densidad apropiado para los materiales de la superficie de los continentes? Éstos y otros interrogantes son el resultado de discusiones en la implementación de los nuevos estándares para las reducciones de datos de gravedad (Hinze, 2003).

El valor de densidad 2.67 g/cm^3 no es un valor que haya sido determinado experimentalmente, es el promedio de la densidad de las rocas de la corteza (Chapin, 1996).

El valor de 2.67 g/cm^3 generalmente es adoptado para la densidad de las rocas de superficie de los continentes que tienen composición cristalina y granítica. La densidad de las rocas graníticas se encuentra en el rango de $(2.5 \text{ a } 2.8) \text{ g/cm}^3$, con un valor promedio de 2.67 g/cm^3 .

Chapin (1996) desarrolló un nuevo método determinístico para ayudar a definir el mejor modelo isostático para Sudamérica. Dicho método halla un valor de densidad cuyo objetivo es encontrar la densidad de la corrección de Bouguer que minimice el efecto topográfico. Determinó para el modelo de Airy-Heiskanen en Sudamérica los parámetros:

$$\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3, \Delta\rho = -0.45 \text{ g/cm}^3, T = 30 \text{ Km}.$$

Para calcular la corrección isostática en Latinoamérica asumiremos los parámetros hallados por Chapin ρ , $\Delta\rho$, T. con lo que la condición de equilibrio isostático queda expresada como:

$$t = \frac{\rho_0}{\Delta\rho} h = 5.77h \quad (6)$$

donde h es la altura elipsoidal, t es el espesor de raíz bajo las montañas, $\Delta\rho$ es el contraste de densidad

En las anomalías de gravedad tradicionales existe un efecto indirecto que afecta el cálculo de todas las anomalías, es el efecto gravitacional producido por el uso de diferentes datums verticales para establecer la altura de la estación y para especificar la gravedad teórica. Con el término “geofísico” se lo diferencia del llamado efecto indirecto en geodesia, con el que se corrigen las anomalías de gravedad cuando son llevadas al geoide (para el cálculo de la ondulación vía la integral de Stokes), debido a un cambio en el potencial gravitacional dado por el desplazamiento de masas al mismo.

El efecto indirecto geofísico combina el efecto de la gravedad por la diferencia de altura y el efecto de gravedad de las masas entre los dos datums, el geoide y el elipsoide. El efecto indirecto tiene el mismo signo que la ondulación del geoide y varía lentamente con la distancia debido a que el gradiente horizontal del geoide es bajo. En áreas pequeñas donde son de interés las anomalías residuales, este efecto puede desprejarse dado que se remueve en los procesos de separación residual/regional (Hinze, 2005). Sin embargo el efecto puede interferir con la interpretación de larga longitud de onda que es de interés en mapeos a gran escala. El uso del elipsoide GRS80 como datum vertical o superficie de referencia para las alturas, reduce al mínimo el efecto indirecto y es por esto que ésta corrección no se incluye en los nuevos estándares.

En aplicaciones geofísicas donde el interés es remover los efectos de larga longitud de onda para relevamientos locales, es lógico pensar en una *anomalía* como la diferencia entre el valor observado de gravedad en un punto y el valor teórico predicho en el mismo punto (*perturbación de la gravedad*). Una *anomalía* de gravedad *geofísica* es la diferencia entre la gravedad medida y la del mejor modelo que represente a la gravedad observada.

En los nuevos estándares de reducción gravimétrica se propone definir la anomalía de gravedad como la diferencia entre el valor medido corregidos por variaciones temporales e irregularidades topográficas y el valor de gravedad normal reducido al nivel de la estación.

La tecnología del sistema de posicionamiento global (GPS) es un método de costo efectivo que reemplaza a los tradicionales de nivelación cuando se requiere una precisión para fines geofísicos, su uso creciente en relevamientos geofísicos conduce al término “perturbación de la gravedad” que resulta ser conceptualmente la expresión más simple para el campo anómalo de gravedad de la tierra (Fairhead y Green, 2003).

Tradicionalmente en geodesia y geofísica nos referimos con el termino anomalía cuando comparamos el valor de la gravedad observada (g_p) en la superficie terrestre y reducida al geoide con el valor de la gravedad normal (γ) en el elipsoide, es decir valores de la gravedad dados para diferentes superficies de referencia (anomalía mixta). Una anomalía mixta no sólo contiene información sobre la distribución de masas, sino también sobre la geometría del problema dada por las superficies de referencia utilizadas. La superficie de referencia utilizada era el geoide o nivel de mar, porque las alturas sobre dicha superficie o alturas ortométricas eran conocidas y en cambio las alturas sobre el elipsoide o alturas elipsoidales

no lo eran. Hoy en día, éstas alturas se obtienen de GPS, por lo que ahora también resultan conocidas. Las reducciones al geode requieren el conocimiento del gradiente del campo de gravedad real, difícil de determinar en la práctica, que se reemplaza por el del gradiente del campo de gravedad normal. Por ello se considera que aplicar las reducciones al valor normal de gravedad para llevarlo al punto de observación resulta más correcto que el procedimiento tradicional. La gravedad observada y la gravedad normal se comparan en la misma superficie de referencia, por lo tanto la perturbación de gravedad solo contiene información referente a las masas anómalas.

En los nuevos procedimientos de reducción la superficie de referencia para las alturas es el elipsoide, por ello para ser consistente con la nomenclatura geodésica, el término perturbación debería considerarse como nuevo término para estudios de gravedad en geofísica. Sin embargo el término anomalía está diseminado en el lenguaje y literatura geofísica. Es por ello que el uso del término perturbación mas que anomalía es improbable que sea aceptado por la comunidad geofísica y podría traer confusión a usuarios de los métodos de gravedad.

Se propone modificar el termino anomalía con el adjetivo elipsoidal y cuando nos referimos a la expresión anomalía de gravedad *elipsoidal* estamos diciendo que el datum vertical es el elipsoide y que fue calculada utilizando los nuevos estándares de reducción (Hinze et al., 2005). En los nuevos estándares se propone calcular la anomalía de aire libre al nivel de la estación. Para la cual se ha propuesto el término *Anomalía de aire libre elipsoidal*, que se indica con el subíndice *e*, con la expresión:

$$AAL_e = g_0 + \delta g_H - (\gamma_0^{GRS80} - \delta g_{am} - \delta g_h) \quad (7)$$

donde $g_0 + \delta g_H$ es la gravedad observada con la aplicación de la corrección de Honkasalo (δg_H) (1), δg_h es la corrección de altura vista en (3), δg_{am} es la corrección atmosférica (2).

En áreas marinas, la corrección de Bouguer implica reemplazar la densidad del agua por la de un material rocoso con densidad 2.67 g/cm^3 . Hacer este reemplazo produce, en aguas oceánicas profundas, grandes anomalías de gravedad positivas con un gradiente abrupto complicado para la interpretación. Esta es la razón por la que se usan anomalías de aire libre en el mar como más adecuadas para la interpretación (Keller et al., 2006).

En los nuevos estándares se propone calcular la anomalía de Bouguer al nivel de la estación como:

$$AB_e = (g_0 + \delta g_H) - (\gamma_0^{GRS80} - \delta g_{am} - \delta g_h + \delta g_{sc}) \quad (8)$$

donde δg_{sc} es la corrección de Bouguer dada por la capa esférica (4).

La necesidad de realizar correcciones isostáticas proviene de asumir que el campo isostático regional es causado por la compensación en profundidad de la carga topográfica y sumarlo al valor de gravedad normal corregido al nivel de la estación. La anomalía isostática elipsoidal omite el efecto gravimétrico causado por el déficit de densidad bajo las áreas elevadas (raíces isostáticas). El mapa resultante muestra las anomalías de gravedad producidas por el contraste de densidad de la corteza y permite definir con mayor resolución

los límites entre ellos. La anomalía isostática elipsoidal, solo contiene información de las masas anómalas que son el principal interés de los relevamientos geofísicos.

En los nuevos estándares se propone calcular la anomalía isostática al nivel de la estación como:

$$AI_e = (g_0 + \delta g_H + C_p) - (\gamma_0^{GRS80} - \delta g_{atm} - \delta g_h + \delta g_{sc} - C_i) \quad (9)$$

AREA DE ESTUDIO Y DATOS DISPONIBLES

La zona de estudio se encuentra inmersa en la denominada Cuenca Austral, en el extremo sur del continente americano. La Cuenca Austral está delimitada al oeste por la tectónica terciaria de la Cordillera Patagónica y al este por el alto Río Chico. Abarca parte de Santa Cruz hasta la isla Grande de Tierra del Fuego, la zona del sur de Chile y una porción de la plataforma continental argentina.

La región de Tierra del Fuego está separada en dos bloques continentales por el sistema de fallas Magallanes Fagnano (MFS) que se extiende desde el extremo occidental de la dorsal norte de Scotia hasta la trinchera chilena al sur de los 50° S. El sistema de fallas Magallanes Fagnano representa el límite de las placas Sudamericana y Scotia en dicha región (Tassone et al., 2005).

El área de trabajo se encuentra en la provincia de Tierra del Fuego, donde las estaciones gravimétricas están comprendidas entre las latitudes 52.66° S a 54.98° S y las longitudes entre 68.61° W y 67.82° W. En la Figura 1 puede verse la distribución espacial de las estaciones que limitan el área de trabajo. Parte de ésta área se encuentra en el océano Atlántico en donde fueron utilizadas anomalías de aire libre derivadas de altimetría satelital del modelo V18.1 (Sandwell y Smith, 2009) (Sandwell, 1997) con el fin de integrar la información gravimétrica terrestre y marina, en un mapa combinado de anomalía isostática elipsoidal.

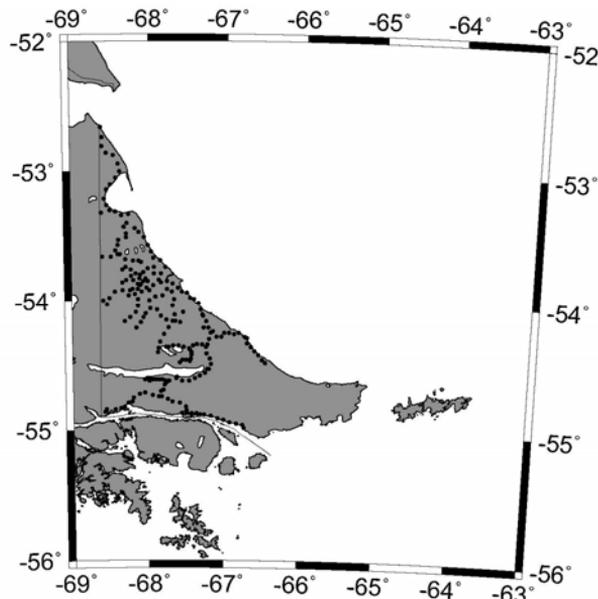


Figura 1. Ubicación de estaciones gravimétricas

Los datos utilizados corresponden a cuatro campañas gravimétricas realizadas por el Departamento de Gravimetría de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas en la isla

de Tierra del Fuego entre los años 1996 a 2007. La precisión de lectura es de 0.01 mGal y todas las estaciones fueron georeferenciadas con GPS. Los valores promedios en divisiones se transformaron a miligales con las constantes de temperatura de los gravímetros Worden N° 1211 perteneciente a José Kostadinof de la Universidad Nacional del Sur y Worden N° 773 del Departamento de Gravimetría de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas utilizados en las diferentes campañas. Luego los datos fueron corregidos por mareas terrestres adicionando la corrección a cada uno de los valores medidos y posteriormente fueron corregidos por deriva con cierres diarios.

La ondulación del geoide se puede calcular a partir de un modelo geopotencial. En particular, en este estudio utilizamos el modelo EGM96 (Lemoine et al., 1998). Se dispone de información topográfica del Modelo Digital de Elevación SRTM3, de resolución 3 segundos de arco (Farr T. G et. al., 2007) y del modelo SRTM30_Plus, de resolución 30 segundos de arco (aproximadamente a 1 Km) (incluye batimetría), (Becker J. J. et al., 2008). Se cuenta con los productos *anomalía de Bouguer* y *perturbación* del modelo geopotencial EGM2008 (Pavlis, 2008) (<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>).

APLICACIÓN DE LOS NUEVOS ESTANDARES EN TIERRA DEL FUEGO

Con la implementación de los nuevos estándares para las reducciones de gravedad surge la necesidad de disponer de un modelo digital de altura elipsoidal (DTH) más que de un modelo digital de elevaciones. Para ello se requiere la ondulación del geoide EGM96 (consistente con el modelo digital de elevaciones SRTM3) (<http://cdis.nasa.gov/926/egm96/doc/S11.HTML>). En base a la relación entre la altura ortométrica y la altura elipsoidal con la ondulación del geoide, se construye una grilla de altura digital (DTH) con:

$$h = H + N \quad (10)$$

siendo H la altura ortométrica y h la altura elipsoidal.

Con el fin de validar el modelo digital de alturas, se obtuvo el valor interpolado de las alturas calculadas en los mismos puntos de las estaciones de gravedad medida utilizando el programa *Geoip* del paquete Gravsoft (Tscherning et al., 1992). La altura interpolada del modelo DTH se comparó con la altura elipsoidal medida, para ver si el modelo es una buena representación en la zona de trabajo. Llamando a las diferencias de altura, discrepancias ($h_{GPS} - h_{DTH}$) del modelo digital, se pretende asegurar la validez de la corrección topográfica, que depende del modelo digital utilizado. Luego se aplica iterativamente un criterio de $\pm 3\sigma$ para eliminar errores, σ es la desviación standard, quedando 18 estaciones en las que se considera grosera la discrepancia, de un total de 218.

Todas las correcciones que requieren de la altura se han calculado con la altura elipsoidal medida. Los valores de gravedad observados se corrigen primero por mareas, adicionando la corrección de mareas a cada uno de los valores medidos y después, los valores son corregidos por drift. Al aplicar primero la corrección por mareas y luego calcular el drift se evita las restricciones de volver a la estación base en intervalos cortos de tiempo para asegurar la linealidad de la corrección cuando se la aplica conjuntamente.

Los valores de gravedad observados, corregidos por drift y mareas, están referenciados a la red International Gravity Standardization Net (I.G.S.N.71) por lo que se les debe aplicar la corrección de Honkasalo. Se aplica la corrección topográfica para minimizar las influencias de las masas en los alrededores de la estación. Se obtiene el valor de gravedad normal en el

elipsoide de referencia (GRS80) con la formula de Somigliana a la latitud de cada estación, (γ_0^{GRS80}). Se le aplica la corrección atmosférica, la corrección de altura y de la capa esférica de Bouguer para reducirlo al nivel de la estación, luego se calculan anomalías elipsoidales.

RESULTADOS Y DISCUSION

Si bien, los nuevos estándares, proponen hacer la corrección topográfica en tres pasos, en este caso particular se está trabajando con valores ya medidos por el Departamento de Gravimetría, el cálculo de la corrección topográfica se hizo como se hacía tradicionalmente al no contar con mediciones mas precisas en los alrededores de las estaciones, ni cartas topográficas con la debida resolución.

Se usaron dos programas de cálculo de la corrección topográfica, el programa TC desarrollado por Rene Forsberg en 1983, en la Universidad del Estado de Ohio (EEUU), que usa varias fórmulas de integración numérica y Tc2DFT desarrollado por Yecai Li en 1993, en el departamento de Geomática de la Universidad de Calgary (Canadá), que usa transformada de Fourier 2D.

En un principio el programa Tc2DFT se corrió con el modelo digital DTH de resolución 3 segundos de arco pero se obtuvieron valores de un orden de magnitud menor que con el programa TC. Luego se corrió con el modelo de resolución 30 segundos de arco y se obtuvieron valores del mismo orden de los valores obtenidos del programa TC. Las razones de esta gran diferencia se deben a que la grilla del modelo digital de 3 segundos de arco está espaciada en aproximadamente 90 m en la dirección N-S y E-O, pero debido a la convergencia entre los meridianos, este espaciamiento varía de acuerdo a la latitud, lo que genera inestabilidades numéricas. Además en el caso del Tc2DFT debe verificarse que las aproximaciones que se hicieron para calcular la corrección topográfica con transformada de Fourier sean válidas.

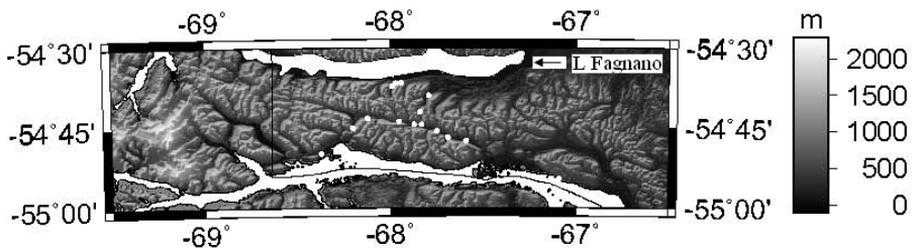


Figura 2. Estaciones filtradas con corrección topográfica > 5 mGal con TC.

Se hizo un filtrado de las estaciones que presentan mayor corrección con el programa TC para ver su ubicación espacial, que puede observarse en la Figura 2. El máximo desnivel inmediatamente cercano para las estaciones que están al sur del lago Fagnano no es pequeño, por lo que en ésta zona sería más adecuado evaluar la corrección topográfica con el programa TC, si se quiere utilizar la resolución 3 segundos de arco pero existe gran discrepancia del modelo digital. En la Figura 3 se observa la comparación entre los métodos de corrección topográfica Tc2DFT y TC, a 30 y 3 segundos de arco, respectivamente. Puede observarse que las discrepancias no afectan al método Tc2DFT como lo hacen con el TC. Para ello se contrasta con la Figura 4 en la que se muestra la discrepancia en función de la latitud.

Prácticamente no existe variación entre los modelos DTH y SRTM3 calculados con los dos programas TC y el TC2DFT. Con respecto al programa Tc2DFT la discrepancia del modelo digital lo afecta en menor grado que al TC, (puede verse en la Figura3 valores de corrección topográfica muy altos en una zona prácticamente plana), por lo que con éste método podrían utilizarse modelos digitales de elevación para calcular la corrección topográfica dentro de los nuevos estándares y el error no será significativo, siempre que sean válidas las aproximaciones del método y de una adecuada resolución.

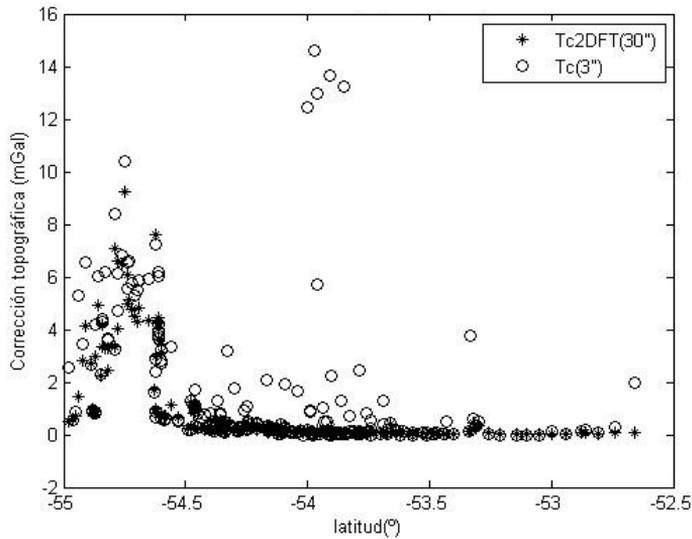


Figura 3. Tc2DFT y TC (mGal) en función de la latitud (°).

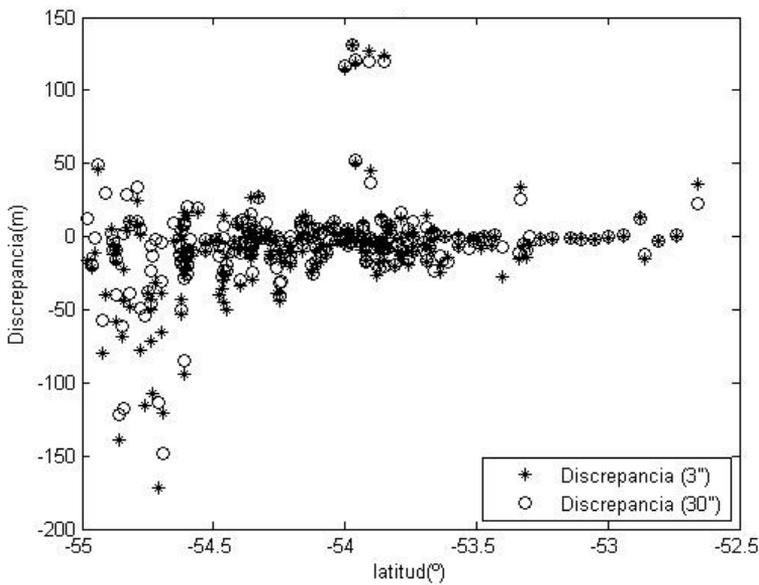


Figura 4. Discrepancia (m) en función de la latitud (°).

Se decide usar el programa Tc2DFT con el modelo a 30 segundos para el cálculo de la corrección topográfica. Se calcula el efecto isostático con el programa TC, que da como salida el efecto topo-isostático con:

$$A_{comp} = \delta A_{AH}(h) - A_T(h) = -C_i \quad (11)$$

donde δA_{AH} es el efecto Topo-isostático, $A_T(h)$ es el efecto topográfico (sobre el elipsoide), calculado para el modelo DTH y C_i es la corrección isostática.

$$A_T(h) = \delta g_{SC}(h) + C_p(h) \quad (12)$$

en la que $\delta g_{SC}(h)$ es el efecto de la placa esférica de Bouguer y $C_p(h)$ la corrección topográfica.

Luego se calculan las diferencias de anomalías calculadas bajo los procedimientos de los nuevos estándares y anomalía bajo los procedimientos tradicionales. Se trabaja utilizando la altura elipsoidal para los cálculos de las reducciones en los nuevos estándares, y con valores de altura ortométrica (estimada con la altura elipsoidal menos la ondulación calculada en las estaciones) para los métodos tradicionales.

Si se contara con valores de la altura ortométrica medida o con un geoide gravimétrico preciso las diferencias se estimarían de forma mas exacta (sin relevancia en el cálculo de anomalías de gravedad), básicamente la mayor contribución a esa diferencia va estar dada por el efecto indirecto. En los métodos tradicionales de reducción usualmente no se calcula la corrección atmosférica, no se usa una placa esférica de Bouguer, ni tampoco se tiene en cuenta la corrección de Honkasalo, como ocurre en los nuevos estándares. Los mapas de la Figura 5 muestran la distribución espacial de las diferencias entre anomalías de gravedad calculadas con las reducciones tradicionales y con las de los nuevos estándares de reducción. Puede verse las estadísticas de las diferencias en la Tabla 1.

Tabla 1. Estadística de las diferencias de Anomalía de aire libre y Bouguer (mGal).

<i>Diferencias</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>	<i>Media</i>	σ
$AL_e - AL$	4.18	5.14	4.65	0.15
$AB_e - AB$	2.77	3.58	3.17	0.14

En la Figura 5 (a) se muestra el mapa de las diferencias entre anomalías de aire libre, en la Figura 5 (b) el mapa con la diferencia de la anomalía de Bouguer. En ambos mapas de la Figura 5 la mayor contribución es dada por el efecto indirecto geofísico, en (a) por la parte del efecto indirecto que involucra sólo la diferencia de alturas entre el geoide y el elipsoide, en (b) el efecto indirecto completo y las diferencias entre las correcciones clásicas y la de los nuevos estándares acumuladas.

La utilización de los nuevos estándares respecto a los procedimientos tradicionales produce diferencias significativas en las anomalías regionales, de un valor promedio de 3.17 mGal en Tierra del Fuego (Tabla 1). Para interpretar anomalías de gravedad en términos de

estructuras geológicas y su continuación en el mar, es conveniente trabajar con anomalías compuestas por diferentes tipos.

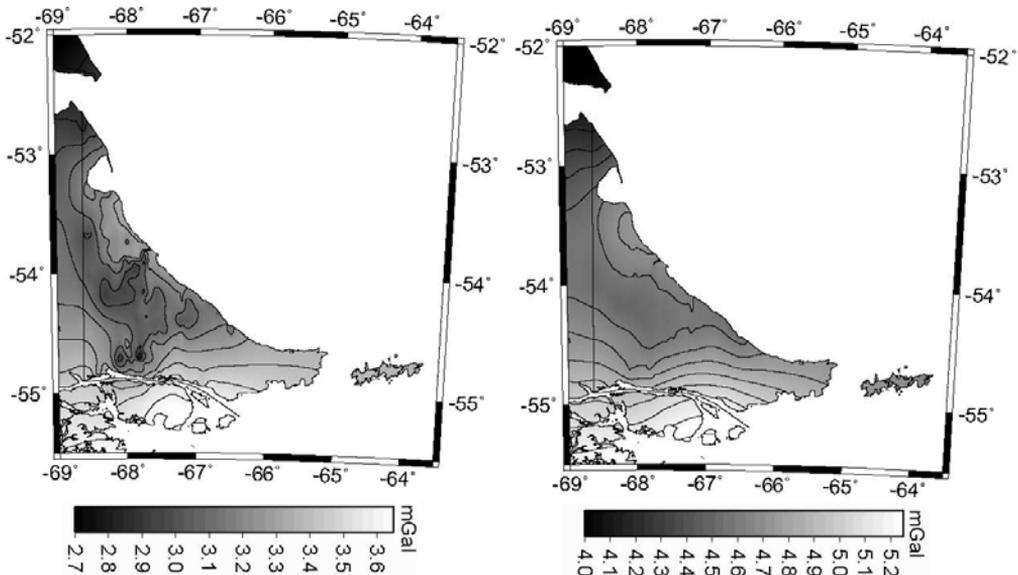


Figura 5. Mapas de las diferencias $AL_e - AL$ (a) y $AB_e - AB$ (b).

Se construye un mapa integrando anomalías isostáticas (en tierra) y anomalías de aire libre derivadas de altimetría satelital (en el mar). Se filtran los datos de anomalías de aire libre con un filtro espacial que da valores en el mar, luego se corrige por la parte del efecto indirecto que representa la corrección de altura entre el elipsoide y el geoide, para convertirlas en anomalías de aire libre elipsoidales. El mapa de la Figura 6 (a) contiene ambas anomalías integradas. En la Figura 6 (b) se muestra el mapa de perturbación del modelo EGM2008.

Al hacer la comparación entre los mapas de la Figura 6 se advierte que tienen diferentes resoluciones. El mapa de perturbación del modelo geopotencial EGM2008 presenta mayor resolución en tierra (aproximadamente 9 km) respecto al obtenido con las estaciones gravimétricas (las estaciones no están densificadas uniformemente en toda el área). En contraste, en el mar, las anomalías de aire libre derivadas de altimetría satelital presentan más resolución que la perturbación derivada del modelo geopotencial EGM2008, dado que en la Figura 6 (a) se identifican los mínimos en la región de valores negativos con curvas cerradas, respecto a la misma región en el de la Figura 6 (b).

Hay que tener presente que para los cálculos se han usado modelos digitales de terreno diferentes, en el caso de la anomalía isostática se ha usado el modelo llamado DTH (tierra) y en el caso de la perturbación se utiliza el modelo DTM2006 (<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>). En ambos mapas puede asociarse la región de anomalías negativas que atraviesa el continente y se continúa hacia el mar, a la zona de fallas Magallanes Fagnano. El mínimo que se presenta en la región del lago Fagnano tiene diferencias importantes en cuanto a su forma, esto proviene de la desigual resolución espacial de los datos respecto a los valores dados por el modelo geopotencial.

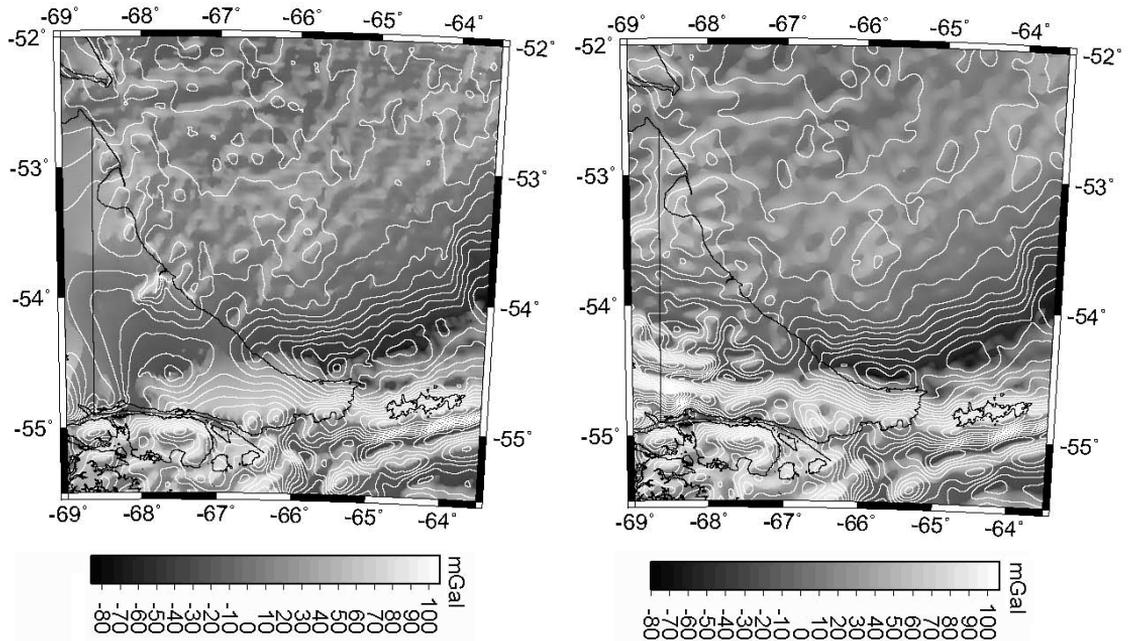


Figura 6 . Anomalías isostática elipsoidal (tierra) con anomalías de aire libre (mar) (a) y perturbación (EGM2008) (b).

Se recomienda planificar mediciones gravimétricas tendientes a mejorar la resolución del mejor modelo geopotencial disponible en el momento de su realización, dependiendo de las exigencias del relevamiento. Un relevamiento gravimétrico demasiado denso incrementaría los costos y el tiempo requerido para su ejecución. Si se desea contrastar la información gravimétrica con la de un modelo geopotencial debe tenerse en cuenta éste factor a la hora de planificar un relevamiento gravimétrico.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La tecnología del sistema de posicionamiento global (GPS) da un método de costo efectivo que reemplaza a los tradicionales de nivelación cuando se requiere una precisión adecuada para fines de relevamientos geofísicos en los que se necesite georeferenciar las estaciones de medición. El uso de GPS en relevamientos gravimétricos produce la diferencia más significativa en los procesos de reducción, que es el uso del elipsoide como datum vertical en vez del convencionalmente usado nivel del mar.

La diferencia más notable en la comparación de anomalías de gravedad en términos de los nuevos estándares y de los procedimientos tradicionales de reducción es el llamado efecto indirecto en geofísica. El uso del elipsoide del GRS80 como datum vertical reduce al mínimo el efecto indirecto y es por esto que éste efecto no se tiene en cuenta en los nuevos estándares de reducción gravimétrica.

La utilización de la corrección de Honkasalo, la corrección atmosférica, el efecto de la capa esférica de Bouguer (dentro de los nuevos estándares de reducción gravimétrica) no producen grandes diferencias en la interpretación de anomalías locales, aunque sí introducen

mejoras en los estudios regionales, por lo que su implementación se considera indispensable en relevamientos de escala continental.

Se aconseja trabajar con las correcciones temporales separadamente, aplicando primero la corrección por mareas y luego calcular la deriva instrumental. Este procedimiento evita las restricciones de volver a la estación base cada intervalos cortos de tiempo para asegurar la linealidad de la corrección cuando se aplica conjuntamente.

Usar modelos digitales de elevación para evaluar la corrección topográfica involucra conocer la discrepancia del modelo digital con respecto a la altura de la región. El programa TC, que usa integración numérica, tiene errores en la estimación de la corrección topográfica debido a la discrepancia del modelo digital. El programa Tc2DFT, que usa transformada de Fourier, presenta inestabilidades numéricas cuando se calcula a una resolución muy alta en una grilla extensa, por lo que es necesario disminuir la resolución para que de resultados aceptables y además en regiones de topografía abrupta, debe considerarse tener especial cuidado de que las simplificaciones del método sean válidas con una resolución pequeña.

Utilizar modelos digitales de elevación para obtener la corrección topográfica en los nuevos estándares de reducción, no produce errores significativos con el programa Tc2DFT a una adecuada resolución para una región de gradiente del geoide bajo.

Es poco probable que la comunidad geofísica acepte el término *perturbación* como más adecuado que el término *anomalía*. Se ha propuesto utilizar el adjetivo elipsoidal (Hinze et al., 2005) para modificar a las anomalías calculadas bajo los nuevos estándares de reducción para evitar confusiones y para permitir que coexistan procedimientos tradicionales y nuevos estándares hasta tanto se tome uno como definitivo.

Se recomienda planificar mediciones gravimétricas tendientes a mejorar la resolución del mejor modelo geopotencial disponible. Un relevamiento gravimétrico demasiado denso incrementaría los costos y el tiempo requerido para su realización. Dependiendo de las exigencias del relevamiento puede utilizarse un modelo geopotencial inicialmente en gabinete y decidir aumentar la densificación a posteriori de las áreas de mayor interés.

Los modelos de gravedad obtenidos de las misiones de satélites como CHAMP, GRACE y GOCE proporcionan una mejora en un orden de magnitud de nuestro conocimiento del campo de gravedad global. La ventaja de los datos de estos satélites es que dan total independencia de la información del campo de gravedad, esto remueve los problemas asociados con la correlación de los datos usados en los modelos geopotenciales globales existentes.

La disponibilidad de geoides de alta resolución sumada a la accesibilidad de alturas elipsoidales (GPS) permitirá que datos de bases de gravedad calculados bajo un procedimiento de reducción puedan obtenerse bajo el otro y ambos procedimientos coexistan para su uso en geodesia y geofísica.

Agradecimientos: Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de los revisores, que han contribuido a la mejora de este trabajo.

REFERENCIAS

Becker, J. J. , D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S-H. Kim, R. Lander, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, R. Trimmer, J. Von Rosenberg, G. Wallace, P. Weatherall, 2008. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arcs Seconds Resolution: SRTM30_PLUS, submitted Marine Geodesy, October 8.

- Chapin, D. A., 1996. A deterministic approach toward isostatic gravity residuals – A case study from South America, *Geophysics*, vol. 61, no. 4, p. 1022-1033.
- Ecker, E. and E. Mittermayer, 1969. Gravity corrections for the influence of the atmosphere, *Bulletin of Theoretical and Applied Geophysics*, **11**, 70-80.
- Fairhead, J. D. & C. M. Green, 2003. The use of GPS in gravity surveys, *The Leading Edge*, no. 18, p. 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, 2007. The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi: 10.1029/2005RG000183.
- Heikkinen, M., 1979. On the Honkasalo term in tidal corrections to gravimetric observations, *Bull. Geod.*, no. 53, p. 239-245.
- Hinze, W. J., 2003. Short note. Bouguer reduction density, why 2.67? , *Geophysics*, vol. 68, no. 5, p. 1559-1560.
- Hinze, W. J. , C. Aiken, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G. Flanagan, R. Forsberg, T. Hildenbrand, G. R. Keller, J. Kellogg, D. Plouff, D. Ravat, D. Roman, J. Urrutia-Fucugauchi, M. Véronneau, M. Webring, D. Winester, 2005. New standards for reducing gravity data: the North American gravity database, *Geophysics*, vol. 70, no. 4, p. J25-J32.
- Hofmann-Wellenhof, B. H. and H. Moritz, 2005. *Physical Geodesy*, Springer Wien New York.
- Keller, G. R. , T. G. Hildenbrand, W. J. Hinze, X. Li, D. Ravat, M. Webring, 2006. The quest for the perfect gravity anomaly: Part 2 — *Mass* effects and anomaly inversion, *SEG expanded Abstracts* 25, p. 864-868.
- LaFehr, T. R., 1991. An exact solution for the gravity curvature, *Bullard B*, *Geophysics*, vol. 56, no. 8, p. 1179-1184.
- LaFehr, T. R., 1998. On Talwani's "Errors in the total Bouguer reduction", *Geophysics*, vol. 63, p. 1131-1136.
- Lemoine, F. G. , Kenyon, S. C., Factim, J. k., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S., Cox, C. M., Klosko, S. M. , Luthcke, S. B., Torrence, M. H., Wang, Y. M., Williamson, R. G. , Pavlis, E. C. , Rapp, H. and Olson, T. R., 1998. The Development of the Joint NASA GSFC and the National IMagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96; NASA Technical Paper NASA/TP1998206861, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, USA.
- Li, X. , F. Robertson, T. G. Hildenbrand, W. J. Hinze, G. R. Keller, D. Ravat, M. Webring, 2006. The quest for the perfect gravity anomaly: Part 1 — New calculation standards, *SEG Expanded Abstracts* 25, p. 859-863.
- Pavlis, N. K., S.A Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor, 2008. An earth Gravitational Model to degree 2160:EGM2008, presented at the 2008 general assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18, (pdf file whit the original power point presentation).
- Sandwell, D., 1997. Marine gravity anomaly from geosat and ERS 1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical research*, vol. 102, no. B5, p. 10,039-10,054.
- Sandwell, D. & W. H. Smith, 2009. Globan marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, *Journal of Geophysical Research*, vol.114, no. B01411, doi: 10.1029/200JB006008.
- Tassone, A., H. Lippai, E. Lodolo, M. Menichetti, A. Comba, J. L. Hormaechea, and J. F. Vilas, 2005. A geological and geophysical crustal section across the Magallanes-Fagnano

fault in Tierra del Fuego, *Journal of South American Earth Sciences*, 19 (1 SPE .ISS.), p. 99-109.

Tscherning, C. C., R. Forsberg and P. Knudsen, 1992. The GRAVSOFTE package for geoid determination. Proc. 1. Continental Workshop on the Geoid in Europe, Prague, p. 327-334, Prague.

<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>, 2009.

<http://cdis.nasa.gov/926/egm96/doc/S11.HTML>, 2009.

ftp://topex.ucsd.edu/pub/srtm30_plus, 2009.

Recibido: 12 de diciembre de 2010

Aceptado: 25 de marzo de 2011