

ESTUDIO ISOSTÁTICO EN UNA SECCIÓN ANDINA EN 20°S UTILIZANDO ONDULACIONES DEL GEOIDE Y ANOMALÍAS DE GRAVEDAD

ISOSTATIC ANALYSIS ON AN ANDEAN PROFILE AT 20°S USING GEOID UNDULATIONS AND GRAVITY ANOMALIES

C. B. Crovetto y A. Introcaso

Grupo de Geofísica – Instituto de Física Rosario (IFIR) – Universidad Nacional de Rosario – CONICET
Av. Pellegrini 250 – (2000) Rosario – Argentina
e-mail: crovetto@fceia.unr.edu.ar

A partir de un modelo geopotencial global (EGM96) se obtuvieron las ondulaciones del geoide en una sección Andina este-oeste ubicada en 20°S. Se filtraron estas ondulaciones utilizando la transformada de Fourier rala, para aislar el efecto local de la cordillera de los efectos excedentes. Desde las ondulaciones del geoide residuales observadas se derivaron las anomalías de gravedad de aire libre y de Bouguer, utilizando para ello la integral de Stokes en el plano.

Con el fin de evaluar el estado isostático de la zona en estudio, se construyó un modelo teórico a partir de un modelo digital de terreno, considerando a la zona perfectamente compensada isostáticamente en la hipótesis de Airy. Se calcularon las anomalías de gravedad y ondulaciones del geoide de este modelo teórico sobre la misma sección en 20°S utilizando fórmulas exactas y aproximaciones en una y dos dimensiones.

Se compararon las respuestas observadas y las predichas por el modelo teórico propuesto (anomalías de aire libre, anomalías de Bouguer y ondulaciones del geoide), encontrando un buen acuerdo entre ellas, lo cual reafirma la tendencia de la zona en estudio a la compensación isostática.

En este trabajo se muestra una metodología adecuada para realizar estudios isostáticos expeditivos de la corteza terrestre utilizando datos de libre acceso (EGM96 y modelos digitales de terreno), sin necesidad de disponer de valores observados de gravedad.

Palabras Claves: geoide – anomalías gravimétricas – isostasia

From a global geopotential model (EGM96), geoid heights in an east-west Andean section at 20°S were extracted. After filtering them with a sparse Fourier transform technique to isolate short-wavelengths effects, residual observed geoid undulations due to Andean structure were obtained. Observed free-air and Bouguer anomalies were evaluated from them, employing Stokes' planar integral.

To perform an isostatic analysis of the study area, a theoretical model was built using a digital elevation model and assuming isostatic balance in Airy's hypothesis. Theoretical free-air anomalies, Bouguer anomalies and geoid undulations were exactly evaluated in the profile at 20°S. Approximations in one and two dimensions were also employed for geoid undulations' computation.

Good agreement between observed and theoretical anomalies and geoid undulations was found, confirming the isostatic balance tendency of the study area.

This work shows an alternative methodology to make isostatic studies of Earth's crust employing free-access data (geopotential models and digital elevation models), without measured gravity values.

Key Words: geoid – gravity anomalies – isostasy

1. INTRODUCCIÓN

El método gravimétrico tradicional para estudiar el equilibrio de la corteza terrestre (isostasia), consiste en obtener las anomalías de gravedad, y compararlas con las anomalías generadas por un modelo teórico en perfecto equilibrio. Para obtener las anomalías observadas se necesitan mediciones de gravedad de la zona en estudio y algunas correcciones⁽¹⁾. Alternativamente, desde hace algunos años se han empezado a considerar a las ondulaciones del geoide como una herramienta muy útil para realizar estos análisis corticales cuando se carece de datos de gravedad⁽²⁾.

El geoide es la superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre que coincide con el nivel medio de los océanos en equilibrio prolongado por debajo de los continentes. Dicha superficie, esférica en primera y

rudimentaria aproximación, se deforma debido a la heterogénea distribución de masas del planeta. Se producen entonces "ondulaciones" de esta superficie, gobernadas por el potencial gravitatorio generado por las masas anómalas visibles y ocultas. Conociendo estas ondulaciones se pueden evaluar las características de dichas masas.

La forma de realizar análisis isostáticos a partir de las ondulaciones del geoide es similar al caso de la gravedad y consiste en comparar las ondulaciones observadas con las ondulaciones generadas por un modelo teórico perfectamente compensado, adoptando alguna hipótesis isostática. Para realizar análisis más consistentes, pueden utilizarse ambos métodos: la comparación tanto de las anomalías de gravedad como de



Figura 1: Ubicación del perfil estudiado en 20°S dentro de Sudamérica.

las ondulaciones del geode con sendos modelos teóricos.

Las ondulaciones del geode se pueden obtener por medio de métodos geométricos de medición, desvíos de la vertical, modelos geopotenciales, etc. Las ondulaciones del geode obtenidas desde modelos geopotenciales son datos de libre circulación en Internet; es decir, se puede obtener el geode para cualquier zona de estudio en forma gratuita. Sin embargo, no pasa lo mismo con los datos de gravedad y muchas veces se carece de valores observados en la zona de interés, con lo cual no se pueden obtener las anomalías de gravedad. De todas formas, el problema queda solucionado ya que las anomalías de gravedad se pueden derivar desde las ondulaciones del geode. De esta manera, ambas respuestas observadas se pueden comparar con las teóricas, realizando así análisis isostáticos consistentes.

En el presente trabajo, esta metodología será aplicada al estudio de una sección de los Andes ubicada en 20°S, la cual se sabe de antemano que presenta tendencia al equilibrio isostático^{(3),(4),(5)}. Esta certeza permitirá evaluar las técnicas desarrolladas, y confirmar dichos resultados.

2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio elegida para el presente trabajo es una sección de la cordillera de los Andes, ubicada en 20°S, desde los 72°W hasta los 60°W. Se extiende desde la fosa chilena en el océano Pacífico hasta las planicies del norte de Paraguay, atravesando a la cordillera de los Andes en los sectores chileno y boliviano (Fig. 1).

Los Andes en esta zona alcanzan altitudes superiores a los 5000m (Fig. 2a). La zona de deformación andina se extiende desde el eje de la fosa Chilena unos 1000km hacia adentro del continente. En esta latitud, la cordillera se encuentra dividida en cuatro unidades principales: la cordillera occidental, que es un arco volcánico activo, el altiplano, que es una meseta alta a 3800m, la cordillera oriental, y el cordón subandino.

Los antecedentes geofísicos^{(3),(4),(5)} señalan que los Andes centrales presentan equilibrio isostático según el sistema de Airy, encontrándose espesores corticales duplicados respecto de los normalmente aceptados.

Existen estudios anteriores sobre perfiles en esta zona de los Andes; uno en 20°S⁽⁶⁾ y otro en 22°S⁽⁷⁾, donde se analizan ondulaciones geoidales, pero en otro sentido que el aquí propuesto. En forma reciente, Crovetto e Introcaso^{(8),(2)} han estudiado los Andes en forma bidimensional, aunque restringiendo el análisis a la zona Boliviana. A partir de dicho trabajo, surgió la necesidad de estudiar detalladamente algunos perfiles extendiéndolos hasta el océano pacífico de forma de incorporar la fosa Chilena y la porción Chilena de la cordillera Andina, dando origen a la presente contribución.

3. MODELO TEÓRICO

El modelo teórico de comparación se construyó a partir de un modelo digital de elevación de libre acceso, denominado ETOPO2⁽⁹⁾ (Fig. 2a). Éste posee una resolución de 2' x 2', es decir existe una separación de 3.5 km x 3.7 km entre las estaciones en esta zona.

Como muchos cálculos teóricos así lo requieren, el modelo de comparación se construyó dentro de una región bidimensional comprendida entre los 18°S y los 22°S. Sin embargo, los análisis se realizaron sobre el perfil en 20°S objeto de nuestro estudio.

Utilizando las elevaciones provenientes del ETOPO2, se construyó el modelo teórico de comparación suponiendo a la estructura en equilibrio según la hipótesis de Airy. En esta hipótesis, la corteza se presupone divide en bloques adyacentes de igual densidad, que se encuentran flotando en el manto en perfecto equilibrio hidrostático. Para ello los bloques que sobresalen del nivel medio del mar poseen una "raíz compensadora" que los mantiene en equilibrio; los bloques corticales se introducen dentro del manto desplazándolo. En el caso de cuencas (oceánicas o sedimentarias), el equilibrio hidrostático exige que el manto se eleve e introduzca, desplazando a la corteza de su posición original, generando "antirraíces" (Fig. 2b).

Para topografías elevadas, el equilibrio hidrostático presupone la existencia de una raíz cortical ΔR de espesor igual a:

$$\Delta R = \frac{\rho_{\text{topografía}}}{(\rho_{\text{manto}} - \rho_{\text{corteza inferior}})} h \quad (1)$$

En esta expresión, h representa la altura topográfica, y están involucradas las densidades de la topografía, de la corteza inferior y del manto superior. Esta raíz se ubica por debajo de la corteza de espesor normal T_N (Fig. 2b).

En el caso de las cuencas, la antirraíz $\Delta R'$, ubicada por encima del fondo de la corteza de espesor normal T_N , debe tener un espesor igual a:

$$\Delta R' = \frac{(\rho_{\text{corteza superior}} - \rho_{\text{agua}})}{(\rho_{\text{manto}} - \rho_{\text{corteza inferior}})} h' \quad (2)$$

h' representa la profundidad de la cuenca, y las densidades involucradas son la del agua (en el caso de cuencas oceánicas como la de nuestro trabajo), de la corteza superior, de la corteza inferior y del manto superior.

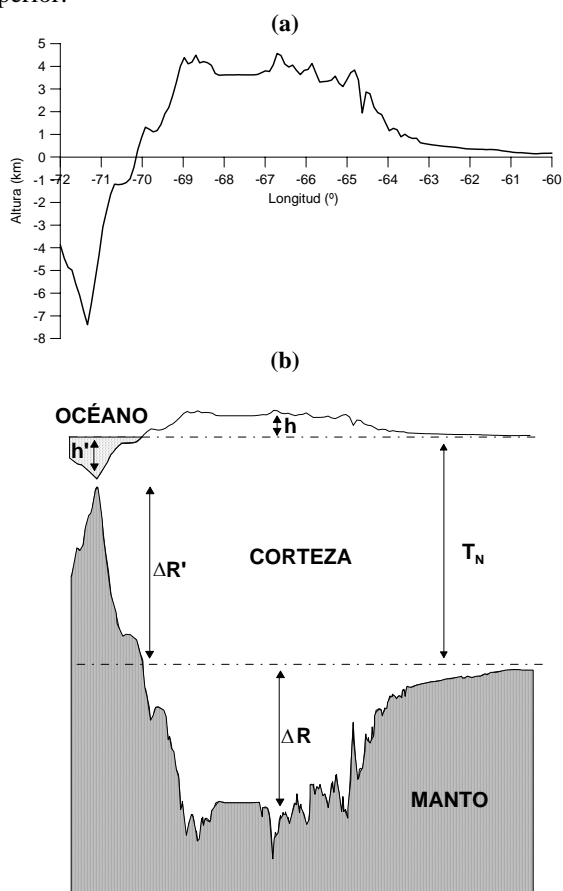


Figura 2: (a) Topografía. Modelo digital de elevación para 20°S. (b) Modelo cortical teórico en la hipótesis de Airy.

El perfil en 20°S del modelo teórico propuesto para la zona puede apreciarse en la Fig. 2b, para el cual se adoptaron los siguientes valores constantes⁽¹⁰⁾:

$$\begin{aligned} T_N &= 33 \text{ km} \\ \rho_{\text{corteza superior}} &= \rho_{\text{topografía}} = 2,67 \text{ g/cm}^3 \\ \rho_{\text{agua}} &= 1,03 \text{ g/cm}^3 \\ \rho_{\text{manto}} - \rho_{\text{corteza inferior}} &= 0,4 \text{ g/cm}^3 \end{aligned} \quad (3)$$

4. RESPUESTAS DEL MODELO TEÓRICO

4.1. Cálculos realizados

El modelo teórico propuesto (Fig. 2b), compuesto por las masas topográfica y oceánica, y sus masas compensadoras, genera atracción gravitatoria y ondulaciones en el geode. Ambas respuestas fueron evaluadas teóricamente a los fines de compararlas con las respuestas observadas. Los cálculos se realizaron en forma exacta, a través del empleo de fórmulas en tres dimensiones. Para las ondulaciones del geode, se utilizaron además aproximaciones en una y dos dimensiones, con el fin de evaluar sus eficacias.

Las anomalías gravimétricas se derivan de las atracciones gravitatorias generadas por las masas del modelo. En forma simplificada, las anomalías de aire libre muestran la influencia de todas las masas, visibles y ocultas, mientras que las anomalías de Bouguer reflejan únicamente el efecto de las masas compensadoras ocultas. Por lo tanto, las masas topográficas y el relleno oceánico influirán sólo en la anomalía de aire libre, mientras que las masas compensadoras tendrán influencia sobre ambas.

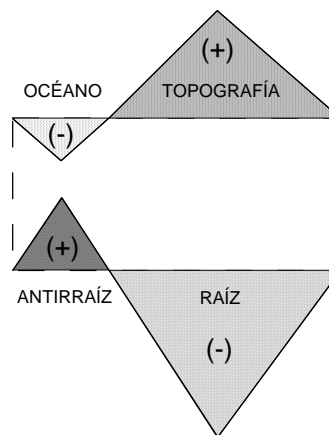


Figura 3: Modelo dipolar en la hipótesis de Airy.

En nuestro modelo podemos distinguir dos zonas diferentes: la zona de topografía elevada y la porción oceánica. En la hipótesis de Airy, ambas regiones se comportan en forma dipolar inversa (Fig. 3). La masa topográfica interviene con una densidad positiva real, por lo cual su efecto será positivo. La masa compensadora por debajo de la topografía (raíz) se comporta como una masa negativa de densidad igual al contraste entre corteza y manto, ya que corteza de menor densidad desplaza de su lugar al manto más denso. La masa de agua oceánica interviene con una densidad menor que la normal de la corteza, por lo cual se comporta también como una masa negativa de densidad igual al contraste entre agua y corteza. Finalmente, la masa compensadora por debajo del océano (antirraíz) se comporta como una masa positiva de densidad igual al contraste entre el manto y la corteza, ya que el manto más denso se introduce dentro de la corteza de menor densidad.

Una vez calculadas las atracciones g de cada una de las zonas (véase sección 4.2), las anomalías se definen como:

$$\begin{aligned}
 AAL &= (g_T + g_O) + (g_R + g_A) \\
 AB &= (g_R + g_A)
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

AAL es la anomalía de aire libre, AB es la anomalía de Bouguer, T significa masa topográfica, O masa oceánica, R raíz y A antirraíz. Los signos de las contribuciones de cada masa en (4) pueden extraerse de la Fig. 3.

El cálculo de las ondulaciones del geoides se realiza a través de la fórmula de Bruns. Si una masa anómala produce una perturbación en el potencial gravitatorio normal, la ondulación que genera esta masa en la superficie del geoides está dada por:

$$N(x, y) = \frac{T(x, y, 0)}{\gamma}
 \tag{5}$$

N representa la ondulación del geoides, T es el potencial perturbador generado por la masa en el geoides, y γ es la gravedad normal, adoptada generalmente como 980 Gal.

Calculados los potenciales de cada una de las cuatro masas (Fig. 3), la ondulación total del geoides producida por el modelo teórico resulta igual a:

$$N = \frac{1}{\gamma} (T_T + T_O + T_R + T_A)
 \tag{6}$$

Nuevamente los signos de los potenciales de cada masa se corresponden con los signos de la Fig. 3.

4.2. Fórmulas exactas para el cálculo de la gravedad en tres dimensiones

El cálculo de la atracción gravitatoria vertical generada por las cuatro masas anómalas del modelo teórico (Fig. 3), se realizó descomponiéndolas en conjuntos de paralelepípedos rectos verticales y sumando con sus signos sus contribuciones. Para cada paralelepípedo la atracción vertical g sobre un punto $P(x, y, z)$ está dada por⁽¹¹⁾:

$$g(x, y, z) = G \cdot \rho \left\| \left\| \left\| x \ln(y+r) + y \ln(x+r) + 2z \arctan \frac{x+y+r}{z} \right\| \right\| \right\|_{\Delta x_1}^{\Delta x_2} \left\| \right\|_{\Delta y_1}^{\Delta y_2} \left\| \right\|_{\Delta z_1}^{\Delta z_2}
 \tag{7}$$

En esta relación $G = 6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 / \text{gs}^2$ es la constante de gravitación universal, ρ es la densidad del paralelepípedo (véase ec. (3)), x_i, y_i, z_i son las coordenadas de las caras del paralelepípedo, $\Delta x_i = x - x_i$, $\Delta y_i = y - y_i$, $\Delta z_i = z - z_i$, $i = 1, 2$ y $r = \sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2}$.

4.3. Fórmulas exactas para el cálculo de las ondulaciones del geoides en tres dimensiones

Como establecimos en la ecuación (6), el cálculo de las ondulaciones del geoides implica el cálculo de los potenciales perturbadores de las masas anómalas. Una forma simple de realizarlo es también dividir a cada masa en un conjunto de paralelepípedos rectos, y calcular el potencial como la suma de las contribuciones de todos ellos. El potencial $T(x, y, z)$ de cada paralelepípedo en el punto $P(x, y, z)$ puede ser calculado en forma exacta a través de la siguiente expresión⁽¹²⁾:

$$\begin{aligned}
 T(x, y, z) &= G \cdot \rho \left\| \left\| \left\| xy \ln(z+r) + xz \ln(y+r) + yz \ln(x+r) + x^2 \arctan \frac{y+z+r}{x} + \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. + y^2 \arctan \frac{x+z+r}{y} + z^2 \arctan \frac{x+y+r}{z} \right\| \right\| \left\| \right\|_{\Delta x_1}^{\Delta x_2} \left\| \right\|_{\Delta y_1}^{\Delta y_2} \left\| \right\|_{\Delta z_1}^{\Delta z_2}
 \end{aligned}
 \tag{8}$$

En esta expresión, $\Delta x_i = x - x_i$, $\Delta y_i = y - y_i$, $\Delta z_i = z - z_i$, $r = \sqrt{\Delta x_i^2 + \Delta y_i^2 + \Delta z_i^2}$ es la distancia entre el punto $P(x, y, z)$ y cada uno de los ocho vértices del paralelepípedo, G es la constante de gravitación universal y ρ la densidad volumétrica de masa del paralelepípedo, cómo viéramos en 4.2.

4.4. Fórmulas aproximadas para el cálculo de las ondulaciones del geoides en dos dimensiones

Muchas veces se considera a la estructura en estudio como una estructura bidimensional; es decir, una estructura infinita en la dirección perpendicular a su sección transversal. Esta aproximación es suficientemente adecuada en los casos de estructuras muy extendidas en una dirección como es el caso de la cordillera Andina, notablemente extendida en dirección Norte-Sur.

El cálculo de las ondulaciones del geoides para estructuras de este estilo presenta expresiones simplificadas (desaparece una dimensión) respecto a las expresiones de una estructura tridimensional. Nuevamente, dada una estructura compensada isostáticamente, los potenciales de la masa topográfica, del relleno de la cuenca y de las masas compensadoras pueden obtenerse dividiendo a la estructura en rectángulos infinitos en dirección transversal a una sección central. El potencial sobre el geoides ($z = 0$) de cada rectángulo (infinito en dirección x) puede integrarse como⁽¹³⁾:

$$T(x, y, 0) = -G \rho [H(y_2 - y, z_2) - H(y_1 - y, z_2) - H(y_2 - y, z_1) + H(y_1 - y, z_1)]
 \tag{9}$$

y_1, y_2, z_1, z_2 son las coordenadas de las caras del rectángulo infinito, y la función H se define en la forma:

$$H(y, z) = yz \log_e [y^2 + z^2] - 3yz + 2y^2 \arctan \left(\frac{z}{y} \right) + (z^2 + y^2) \arctan \left(\frac{y}{z} \right)
 \tag{10}$$

Nuevamente G y ρ son como viéramos en 4.2. Notemos que en (9) y (10) desaparece la variable x .

4.5. Fórmulas aproximadas para el cálculo de las ondulaciones del geoides en una dimensión

Las aproximaciones en una dimensión^{(14),(15)} para el cálculo del geoides isostático remiten a la idea de losa plana indefinida introducida por Bouguer, aunque se basan en el concepto del dipolo masivo⁽¹⁶⁾. Estas aproximaciones reemplazan a la masa topográfica (y al relleno de una cuenca) por una losa plana indefinida, y a la masa compensadora por otra losa plana indefinida. Las ondulaciones del geoides N que produce el conjunto dependen de las densidades adoptadas, y para la hipótesis de Airy resultan iguales a:

$$\begin{aligned}
 \text{Topografías} &\Rightarrow N = \frac{\pi G}{\gamma} \rho_{cs} \left[2T_N h + \frac{\rho_m + \rho_{cs} - \rho_{ci}}{\rho_m - \rho_{ci}} h^2 \right] \\
 \text{Cuencas} &\Rightarrow N = \frac{\pi G}{\gamma} (\rho_{cs} - \rho_a) \left[-2T_N h' + \frac{\rho_m - \rho_{ci} + \rho_{cs} - \rho_a}{\rho_m - \rho_{ci}} (h')^2 \right]
 \end{aligned}
 \tag{11}$$

En estas relaciones T_N es el espesor normal de la corteza ρ_{cs} , ρ_{ci} , ρ_m y ρ_a son las densidades de la corteza superior, inferior, del manto y del agua, $\gamma = 980$ Gal es la gravedad normal asumida y G es la constante de gravitación universal. En topografías elevadas h representa la altura y se considera positiva, y en cuencas h' representa la profundidad y también se considera positiva. Notemos que las expresiones (11) son independientes de x e y .

5. VALORES OBSERVADOS DE ONDULACIÓN Y ANOMALÍAS

Las ondulaciones del geode observadas se obtuvieron desde el modelo geopotencial global EGM96⁽¹⁷⁾, de libre acceso. Este modelo, generado a partir de datos de órbitas de satélites, altimetría satelital y datos de gravedad, tiene precisiones del orden de ± 1 m⁽¹⁸⁾, las cuales resultan satisfactorias para la estructura en estudio.

Las ondulaciones surgidas de este modelo geopotencial contienen la influencia de las masas de todo el planeta, involucrando diferentes longitudes de onda que deben ser separadas para identificar la contribución local de nuestra estructura. Existen en principio dos longitudes de onda diferentes: las debidas a las masas continentales, y la debida a los Andes. Para poder apreciar correctamente estas contribuciones, se generó una carta de ondulaciones desde el EGM96 para el perfil en estudio, extendiéndolo lateralmente 10° a cada lado.

Para filtrar las ondulaciones y separar las diferentes longitudes de onda, se utilizó el método de la Transformada de Fourier rala⁽¹⁹⁾. Este método está basado en la estimación de una transformada de Fourier discreta de alta resolución incorporando información a priori para encontrar un espectro ralo, de forma que el campo

potencial queda definido utilizando unas pocas funciones simples. Al mismo tiempo, las componentes de baja y alta frecuencia son fácilmente distinguibles, permitiendo aislar las bajas frecuencias que son las correspondientes a las ondulaciones regionales. Las ondulaciones residuales se obtienen como la diferencia entre las ondulaciones totales y las regionales surgidas de este filtro. En la Fig. 4 se muestran las tres ondulaciones (total, regional y residual) para el perfil en estudio. Obsérvese la buena separación entre las distintas contribuciones, la cual ya había sido indicada en forma cualitativa por Froideveaux & Isacks⁽²⁰⁾ para la misma zona.

Utilizando las ondulaciones residuales se construyó una carta de anomalías de aire libre a través de la integral de Stokes en el plano^{(21),(22)}:

$$N(x, y) = \frac{1}{2\pi\gamma} \iint_{-\infty}^{\infty} AAL(x', y', 0) \left[(x-x')^2 + (y-y')^2 \right]^{-1/2} dx'.dy'
 \tag{12}$$

Aquí, $N(x, y)$ representa la ondulación en un punto $P(x, y)$ y $AAL(x', y', 0)$ es la anomalía de aire libre en otro punto sobre el geode. Si asumimos la condensación de Helmert, el efecto indirecto producido por la topografía de 3 km de altura media se puede estimar fácilmente⁽²³⁾, resultando 0.52 m, mientras que el efecto directo sobre las anomalías es de 3 mGal. Debido a que el cambio es pequeño para nuestro propósito, trabajamos con el co-geode en lugar del geode, desestimando las correcciones.

La integral (12) se puede resolver dividiendo la superficie de integración en celdas rectangulares, y considerando constante la gravedad dentro de cada una. Así, la ecuación se convierte en⁽²²⁾:

$$N(x, y) = \frac{1}{2\pi\gamma} \sum_i \sum_j AAL(x_i, y_j, 0) \cdot F(x-x_i, y-y_j)
 \tag{13}$$

Siendo F una función que se integra analíticamente⁽¹³⁾:

$$F(x-x_i, y-y_j) = \iint_{ij-cell} \left[(x-x')^2 + (y-y')^2 \right]^{-1/2} dx'.dy'
 \tag{14}$$

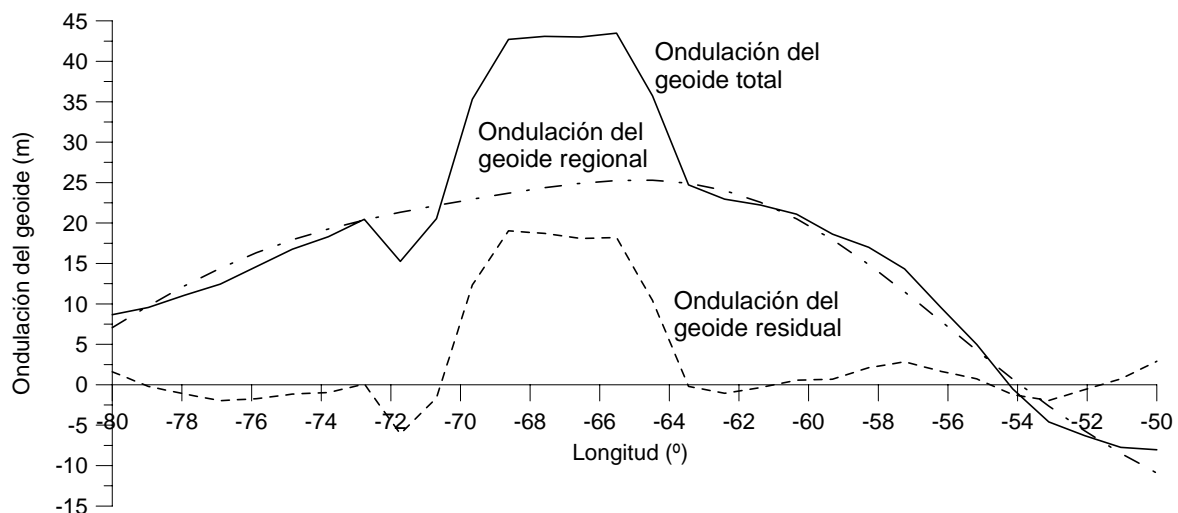


Figura 4: Ondulación del geode total, regional y residual para un perfil Andino ubicado en 20° S.

El sistema (13) puede resolverse a partir de valores conocidos de ondulación, para obtener las anomalías de aire libre en los mismos puntos.

Desde las anomalías de aire libre (AAL) se pueden encontrar las anomalías simples de Bouguer (AB). En zonas continentales, las anomalías de Bouguer se obtienen utilizando la corrección clásica de Bouguer:

$$AB = AAL - C_B = AAL - 2\pi Gh\rho_{\text{topografía}} \quad (15)$$

En zonas oceánicas, se corrige por el efecto del relleno de la cuenca; es decir:

$$AB = AAL - C_{\text{agua}} = AAL + 2\pi G|h'|(\rho_{\text{corteza superior}} - \rho_{\text{agua}}) \quad (16)$$

En las expresiones (15) y (16) nuevamente $\rho_{\text{topografía}}$, $\rho_{\text{corteza superior}}$ y ρ_{agua} son las densidades de la topografía, de la corteza superior y del agua, G es la constante de gravitación universal y h representa la altura en zonas elevadas y h' la profundidad en cuencas.

6. COMPARACIONES Y DISCUSIÓN

Para realizar un estudio isostático de la zona, comparamos las respuestas observadas con las calculadas a partir del modelo teórico. En la Fig. 5a se observan las ondulaciones del geoide obtenidas para el modelo teórico utilizando las fórmulas exactas en tres dimensiones (en línea sólida) y las fórmulas aproximadas en una (en línea a trazos) y dos dimensiones (en línea a trazos y puntos). Podemos observar que la aproximación bidimensional proporciona resultados muy cercanos a los exactos, como era esperable para una estructura alargada como los Andes. La unidimensional es sumamente accidentada, ya que depende sólo de las alturas⁽²⁴⁾, por lo que la descartaremos de aquí en adelante.

En la Fig. 5b se muestran las ondulaciones del geoide del modelo teórico en línea sólida y en línea a trazos las ondulaciones observadas obtenidas a partir del filtrado del EGM96 (Fig. 4). Vemos que el acuerdo entre ambas es muy bueno, separando bien la zona Andina y la fosa.

En la Fig. 5c vemos las anomalías de aire libre teóricas (en línea sólida) y las observadas obtenidas desde ondulaciones observadas (en línea a trazos). Vemos una buena coincidencia, aunque más irregular debido a que las anomalías teóricas son sumamente oscilantes debido a la accidentada topografía de la zona. No obstante, vemos también la clara resolución en la zona de la fosa y el límite Este, resultando las anomalías observadas un promedio suavizado de las teóricas.

En la Fig. 5d vemos las anomalías de Bouguer del modelo teórico (en línea sólida) y las observadas (en línea a trazos). Nuevamente aquí encontramos una muy buena coincidencia, reflejando la separación entre la fosa con anomalías positivas y la zona montañosa con anomalías fuertemente negativas, como es esperable en estas regiones.

La comparación de las tres respuestas (ondulaciones del geoide, anomalías de aire libre y anomalías de Bouguer), nos permiten asegurar que la zona de los Andes centrada en 20°S presenta una clara tendencia al equilibrio isostático en la hipótesis de Airy.

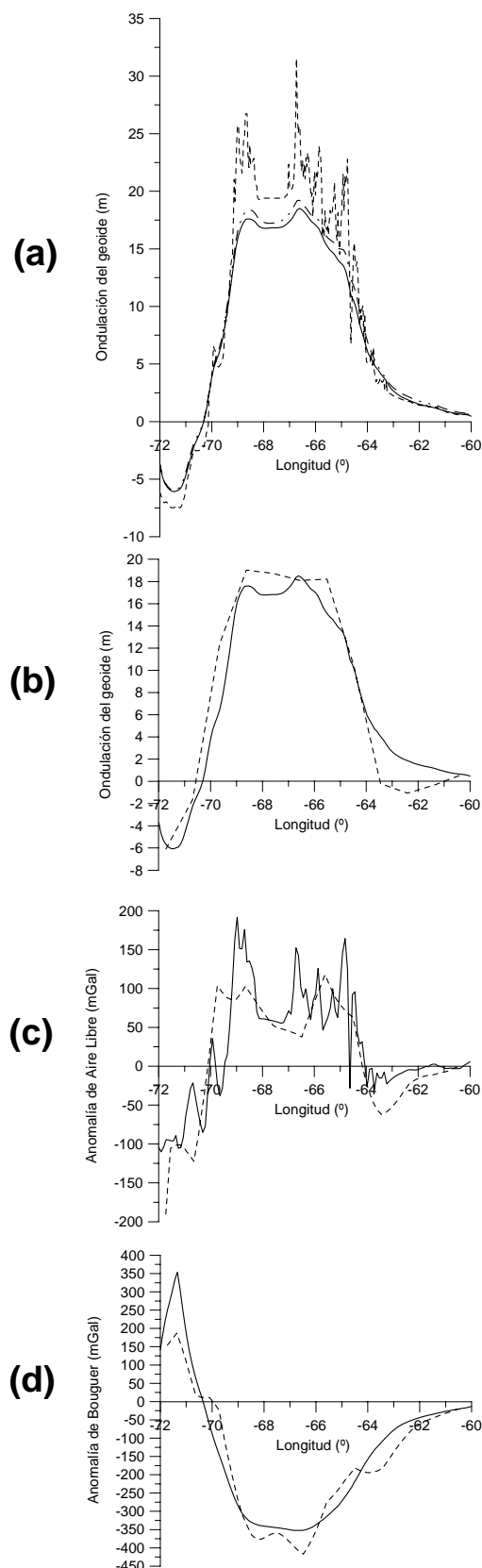


Figura 5: (a) Ondulaciones del geoide teóricas obtenidas con fórmulas en una (- -), dos (- · -) y tres (—) dimensiones. (b) Ondulaciones del geoide: modelo teórico (línea sólida) y ondulación residual observada (en línea a trazos) (Véase Fig. 4). (c) Anomalías de aire libre: modelo teórico (línea sólida) y observadas obtenidas desde las ondulaciones (en línea a trazos). (d) Anomalías de Bouguer: modelo teórico (línea sólida) y observadas obtenidas desde (c) (en línea a trazos).

7. CONCLUSIONES

Luego de la evaluación realizada, la zona en estudio confirma la clara tendencia al equilibrio isostático en escala global que presentan los Andes.

Por otro lado, y cumpliendo con el objetivo principal de este trabajo, hemos mostrado que es posible realizar estudios isostáticos expeditivos empleando únicamente los siguientes datos de libre acceso: un modelo digital de elevación y un modelo geopotencial global.

Por último, cabe destacar que estudios más precisos y exhaustivos requerirían el empleo de ondulaciones del geoide más precisas (por ejemplo obtenidas a través de mediciones de $h-H$) y de valores de gravedad medidos en la zona.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente financiado con la Ayuda Económica de la Fundación Josefina Prats para becarios del CONICET del Instituto de Física Rosario, con el subsidio de CONICET PIP N° 03056: "Estudio de la evolución futura de cuencas sedimentarias (continuación)" y con el subsidio de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica PICTR 2002-00166: "Estudio del margen continental argentino y áreas adyacentes por métodos geopotenciales".

REFERENCIAS

- 1 - Introcaso, A. Gravimetría. UNR Editora, Rosario (1997).
- 2 - Crovetto, C., A. Introcaso. A modern gravimetric methodology applied to the study of the Bolivian Andes. Enviado a Journal of South American Earth Sciences (2005).
- 3 - Abriata, J.C., A. Introcaso. Contribución gravimétrica al estudio de la transecta ubicada al sur de Bolivia. Revista del Instituto Geográfico Militar, Año 5, N° 7, 8-19 (1990).
- 4 - Isacks, B. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal of Geophysical Research, 93, 3211-3231 (1988).
- 5 - Miranda, S., A. Introcaso. Acortamientos corticales para los Andes Centrales Bolivianos a partir de datos de gravedad. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, Actas N° 2, 593-597 (2000).
- 6 - Miranda, S., A. Introcaso. Anomalías de ondulación del geoide isostático para los Andes Centrales de Bolivia en 20°S. XX Congreso de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Mendoza, Argentina (formato digital) (2000).
- 7 - Introcaso, A., B. Introcaso. Estudio cortical en una sección de los Andes Bolivianos a partir de ondulaciones del geoide. XVI Congreso Geológico Boliviano, Oruro, Bolivia (formato digital) (2004).
- 8 - Crovetto, C., A. Introcaso. A modern gravimetric methodology applied to the study of the Bolivian Andes. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, España, Extended Abstracts, 198-201 (2005).
- 9 - NGDC. 2-Minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2). National Geophysical Data Center, NOAA, Boulder, Colorado, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html> (2001).
- 10 - Introcaso, A., M.C. Pacino and H. Fraga. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30°S and 35°S. Tectonophysics, Vol. 205, 31-48 (1992).
- 11 - Nagy, D. The gravitational attraction of a right rectangular prism. Geophysics, Vol. 31, N° 2, 362-371 (1966).
- 12 - Guspí, F. Fórmulas compactas para el cálculo del potencial gravitatorio de prismas rectangulares. En "Contribuciones a la geodesia a fines del siglo XX. Homenaje a Oscar Parachú", UNR Editora, 129-133, Rosario (1999).
- 13 - Chapman, M. Techniques for interpretation of geoid anomalies. Journal of Geophysical Research, Vol. 84 (B8), 3793-3801 (1979).
- 14 - Haxby, W. and D. Turcotte. On isostatic geoid anomalies. Journal of Geophysical Research, Vol. 94 (B4), 3876-3890 (1978).
- 15 - Turcotte, D. and G. Schubert. Geodynamics. Application of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons, New York (1982).
- 16 - Introcaso, A. Introducción a la inversión desde las ondulaciones del geoide. En "Contribuciones a la Geodesia en la Argentina de fines del Siglo XX. Homenaje a Oscar Parachú", UNR Editora, 135-164, Rosario (1999).
- 17 - Lemoine, F., S. Kenyon, J. Factor, R. Trimmer, N. Pavlis, D. Chiuw, C. Cox, S. Klosko, S. Lutheke, M. Torrence, Y. Wang, R. Williamson, H. Pavlis, R. Rapp and T. Olson. The development of the joint NASA, CSFC and NIMA geopotential model EGM96, NASA/TP, 1998 - 206861, Goddard Space Flight Center (1998).
- 18 - Sideris, M. International tests of the new GSFC/DMA Geopotential Models. In "Gravity, Geoid and Marine Geodesy", International Association of Geodesy Symposia, Tokyo, Japan, Vol. 117, 478-485 (1996).
- 19 - Guspí, F., B. Introcaso. A sparse spectrum technique for gridding and separating potential field anomalies. Geophysics, Vol. 65, N° 4, 1154-1161 (2000).
- 20 - Froideveaux, C., B. Isacks. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. Earth & Planetary Science Letters, Vol. 71, 305-314 (1984).
- 21 - Blitzkow, D. O problema de Valor de Contorno da Geodésia. Resultados Práticos para a América do Sul. Tese apresentada à Escola Politécnica da Universidade de Sao Paulo para obtenção do título de Professor Livre Docente junto ao Departamento de Engenharia de Transportes, Sao Paulo, Brazil, Cap. 5 (1996).
- 22 - Introcaso, A., C. Crovetto. Introducción a la construcción del geoide. Temas de Geociencias N° 12, UNR Editora, Rosario (2005).
- 23 - Rapp, R., C. Wichiencharoen. A Comparison of Satellite Doppler and Gravimetric Geoid Undulations Considering Terrain-Corrected Gravity Data. Journal of Geophysical Research, Vol. 89 (B2), 1105-1111 (1984).
- 24 - Crovetto, C., R. Molinari, A. Introcaso. Alcances y limitaciones de las aproximaciones en una y dos dimensiones para evaluar el estado isostático desde las ondulaciones del geoide. Enviado a RAGA (2005).