

## ANOMALIAS DE ONDULACION DEL GEOIDE ISOSTATICO PARA LOS ANDES CENTRALES DE BOLIVIA EN 20° SUR

*S. Miranda*<sup>1</sup>, *A. Introcaso*<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de San Juan - FCFN. Meglioli 1160 S. 5400- Rivadavia-San Juan-Argentina

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Rosario – CONICET- IFIR. Pellegrini 250. 2000-Rosario-Argentina

### RESUMEN

Se evalúa el estado isostático y el grado de compensación a escala cortical para la banda WE de los Andes de Bolivia centrada en 20° S de latitud. El análisis hace uso de las anomalías de ondulación del geoide derivadas de un modelo geopotencial global, y de las anomalías de gravedad provenientes de datos terrestres. A partir de un modelo de corteza compensado en el concepto de Airy se calculan las ondulaciones geoídicas y anomalías de gravedad predictivas. Las anomalías isostáticas determinadas en forma independiente resultan consistentes, señalando por sus reducidas amplitudes relativas el estado de equilibrio a escala regional, con un alto porcentaje de compensación a niveles corticales.

### INTRODUCCIÓN

En la actualidad los modelos geopotenciales modernos, tales como el EGM96, constituyen una potente y cada vez más detallada fuente de información del potencial gravimétrico terrestre en el exterior. Así, los coeficientes de EGM96 hasta grado y orden 360 permiten modelar la ondulación geoídica para fuentes que abarcan un rango muy amplio de longitudes de onda y de profundidades. Particularmente, las fuentes corticales quedan descritas, en general, por los términos de mayor orden (superiores a  $n=m=10$  (Torge, 1989). El uso de los modelos geopotenciales desde el punto de vista del modelado geológico es cada vez más difundido, constituyéndose en un método complementario del modelado gravimétrico clásico.

El estado isostático de estructuras geológicas ha sido tradicionalmente evaluado a través de las anomalías de gravedad ( $g$ ) provenientes de datos de mediciones directas. Puesto que la isostasia parece ser operativa para estructuras superiores a 100 km de ancho (Woollard, 1969), ella también puede ser evaluada cualitativamente a partir del modelado de la ondulación del geoide ( $N$ ) (Turcotte and Schubert, 1982).

N es conceptualmente comparable, para longitudes de onda similares, con el campo de gravedad de las anomalías de aire libre (AAL), ya que ambos contienen información dipolar. Sin embargo, para compensación isostática perfecta, las anomalías de aire libre deberían ser cercanas a cero, mientras que las anomalías del geoide isostático serían distintas de cero (Turcotte and Schubert, 1982).

Los Andes Centrales bolivianos (figura 1) alcanzan elevaciones de 6000 m, abarcando una zona de deformación que se extiende, desde la línea de fosa, 1000 km hacia el interior del continente. De oeste a este están divididos en cinco unidades principales paralelas (figura 1): la Cordillera Occidental es un arco volcánico activo con altitudes que alcanzan localmente los 6000 metros; el Altiplano es un plateau relativamente plano con una elevación promedio de 3800 metros; al este del Altiplano se encuentra la Cordillera Oriental, y más al este aún las Sierras Subandinas, una cadena activa con deformación del tipo 'thin-skin'. Los espesores corticales determinados a partir de estudios de sismica de refracción (Wigger et al., 1993) y por medio de investigaciones telesísmicas (Beck et al., 1996) indican una corteza potente que alcanza 65-75 km. Desde el punto de vista isostático, este engrosamiento cortical sería compatible con un mecanismo isostático del tipo de Airy. Una componente menor de isostasia termal también ha sido propuesta (Isacks, 1988).

En este trabajo analizamos el estado isostático para los Andes Centrales de Bolivia en 20°S a partir tanto del campo de gravedad como de la ondulación geoídica, considerando a la masa topográfica como carga única conocida. La parte de esta carga correlacionada con los campos de gravedad y ondulación observados permite definir modelos isostáticos predictivos en la hipótesis de Airy. Los modelos teóricos son comparados con los respectivos valores observados de gravedad proveniente de datos terrestres y del modelo geopotencial EGM96 para  $N$ . Este último debió ser adecuadamente filtrado para aislar las ondulaciones relacionadas con fuentes corticales. Este estudio confirma que los Andes centrales en 20° S se encuentran en estado isostático cercano al equilibrio.

### DATOS DE $g$ Y $N$

La ondulación geoídica, hasta grado y orden 360 (figura 2), fue calculada usando los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos correspondientes al modelo de geopotencial global EGM96. Esta

ondulación geoídica ( $N_T$ ) es una señal que admite ser descompuesta en componentes correspondientes a diferentes longitudes de onda, según los términos considerados en el desarrollo. Nosotros consideraremos la descomposición en dos longitudes de onda: (a) intermedias y largas y (b) cortas. Las ondulaciones intermedias y largas han sido vinculadas con los primeros 10 términos del desarrollo en armónicos esféricos (McKenzie et al., 1980). En nuestro caso, consideramos que la longitud de onda de los Andes a esta latitud es adecuadamente representada por el geoide  $N_6$ , que resulta de filtrar de  $N_T$  los términos  $n=2$  hasta 9 (figura 2).  $N_6$  representa entonces a las ondulaciones del geoide de fuente predominantemente cortical. Cabe señalar que el proceso de filtrado de  $N$  acusa similares características al filtrado gravimétrico en cuanto al carácter a veces subjetivo del mismo.

Los valores de gravedad pertenecientes a la base de datos del USGS, fueron digitalizados cada 10 km. Las altitudes corresponden a las del modelo digital de terreno GTOPO30. Para producir un perfil de altitudes medias se operó una ventana móvil, perpendicular a la sección, de 100 km de ancho y 10 km de alto. En la figura 2 se representan las anomalías de gravedad de aire libre y Bouguer, así como el perfil topográfico de esta sección a 20° S.

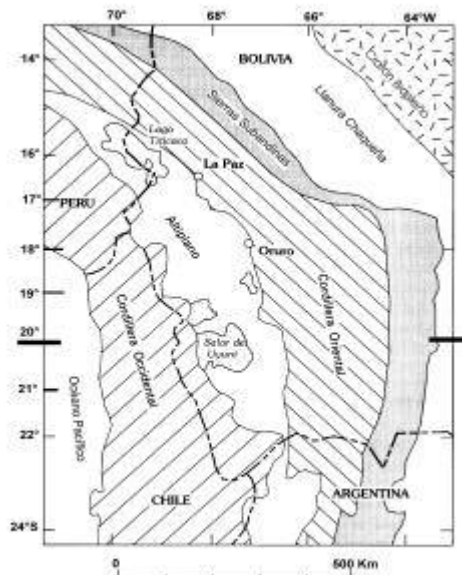


Figura 1: Mapa de los Andes de Bolivia, indicando los principales rasgos morfológicos y el trazado de la sección analizada (≡).

## EVALUACIÓN DEL ESTADO ISOSTÁTICO

La metodología a emplear en la evaluación isostática requiere que tanto el campo de gravedad como el geoide y la topografía exhiban coherencia en las siguientes longitudes de onda: cortas longitudes de onda geoidales y en las largas gravimétricas. En la figura 3 hemos representado los espectros de energía gravitacional:  $PG_c$  para AAL ( $o_c$  de la topografía compensada de densidad  $2.67 \text{ g/cm}^3$ ) y  $PG_{nc}$  para la topografía no compensada ( $g_{nc}$ ). A su vez, también en la figura 3 graficamos el espectro de energía de  $N$ :  $PN_c$  ( $o_c$  de la topografía compensada de densidad  $2.67 \text{ g/cm}^3$ ) y  $PN_{nc}$  correspondiente a la topografía no compensada ( $N_{nc}$ ), siendo:

$$g_{nc} [\text{mGal}] = 0.1118 \times h [\text{m}], \quad N_{nc} [\text{m}] = 5.7 \times 10^8 \times h^2 [\text{m}], \quad \text{para la zona continental, y}$$

$$g_{nc} [\text{mGal}] = 0.06872 \times h_a [\text{m}], \quad N_{nc} [\text{m}] = 3.5 \times 10^8 \times h^2 [\text{m}], \quad \text{para la zona oceánica.}$$

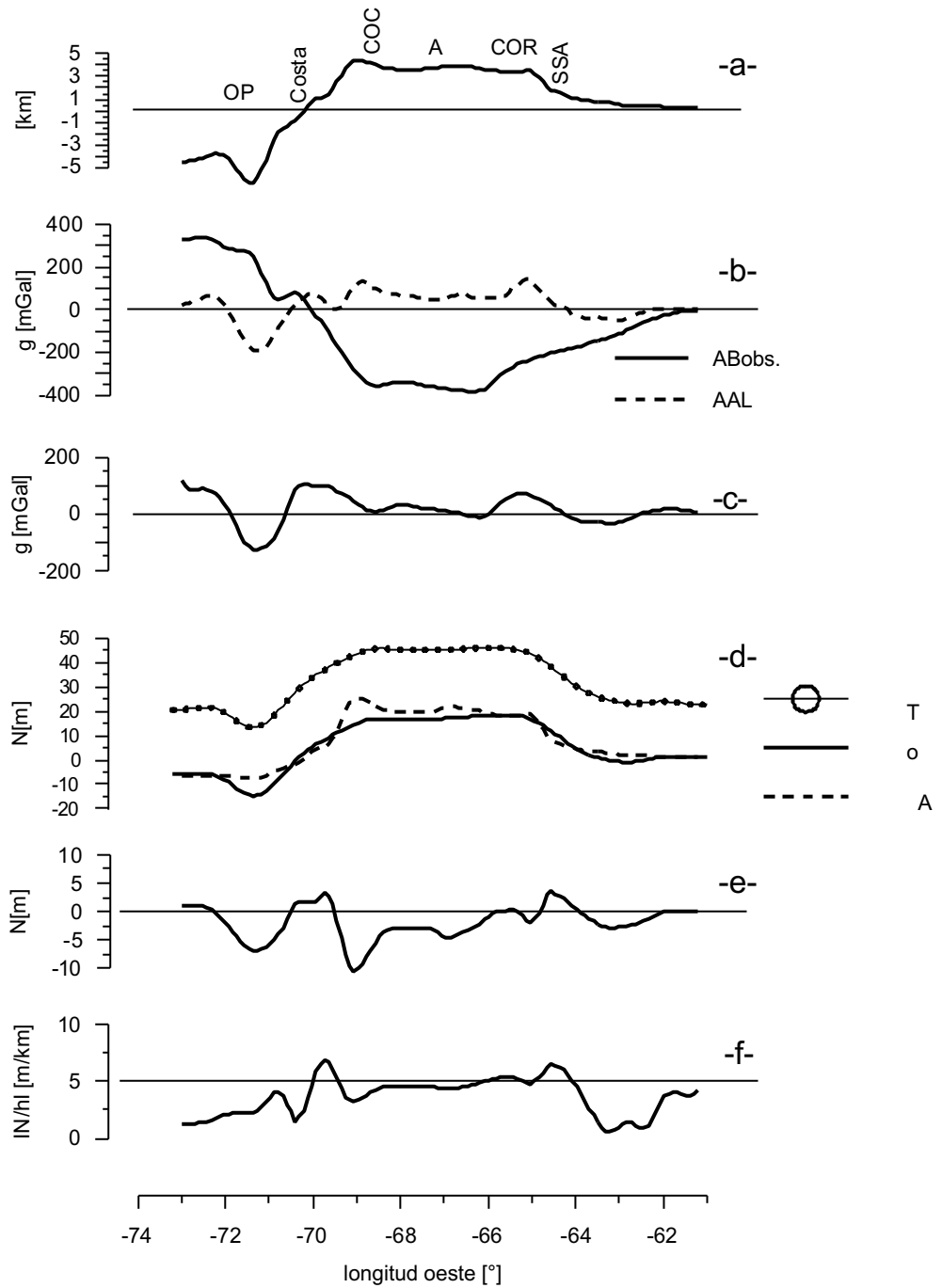


Figura 2: Anomalías de gravedad y ondulación del geode en 20° S de latitud. -a- Perfil topográfico; -b- Anomalías de Bouguer (ABobs.) y de aire libre (AAL); -c- Anomalías isostáticas; -d- Ondulación del geode usando los coeficientes del modelo EGM96 hasta grado y orden 360 ( $N_T$ ) y, desde 10 hasta 360 ( $N_o$ ), y anomalía de ondulación del geode isostático en el concepto de Airy ( $N_A$ ); -e- anomalía isostática de ondulación remanente ( $N_I$ ); -f- valor absoluto de la proporción  $\rho_o/h$ . OP: Océano Pacífico; COC: Cordillera Occidental; A: Altiplano; COR: Cordillera Oriental; SSA: Sierras Subandinas.

En el caso del campo de gravedad, la energía dipolar (o compensada) debería ser menor que la debida a la topografía no compensada (monopolo). Esta situación se verifica para longitudes de onda  $c$  mayores a 150 km aproximadamente (ver figura 3). Para el espectro de N, no debemos olvidar que por ser una medida del momento de densidad, la energía para la topografía compensada debe ser mayor que PNc. Ello ocurre para longitudes de onda  $c \leq 125$  km aproximadamente (ver figura 3). De este análisis concluimos que tanto N como g están relacionados con la topografía para longitudes de onda menores a 150 km, y en este sentido el estado isostático determinado a partir de dos variables diferentes (N y g) será válido y debiera ser en principio consistente.

Además, la proporción  $N_0/h$ , o anomalía de ondulación observada (metros/altitud en km), en las longitudes de onda consideradas, es útil para identificar el modo y la profundidad de compensación isostática para una región en particular (Sandwell and Renkin, 1988). En la figura 2 graficamos para el perfil bajo estudio las proporciones  $N_0/h$ . Ellas nos indican valores próximos a 4-5 o menores, señalando que un alto porcentaje de la compensación se produciría a escala cortical. Para la zona continental,  $N_0/h$  4-5 en el sistema de Airy corresponde a una profundidad de compensación de alrededor de 60 km, mientras que  $N_0/h$  1-2 indica 35-40 km de profundidad de compensación.

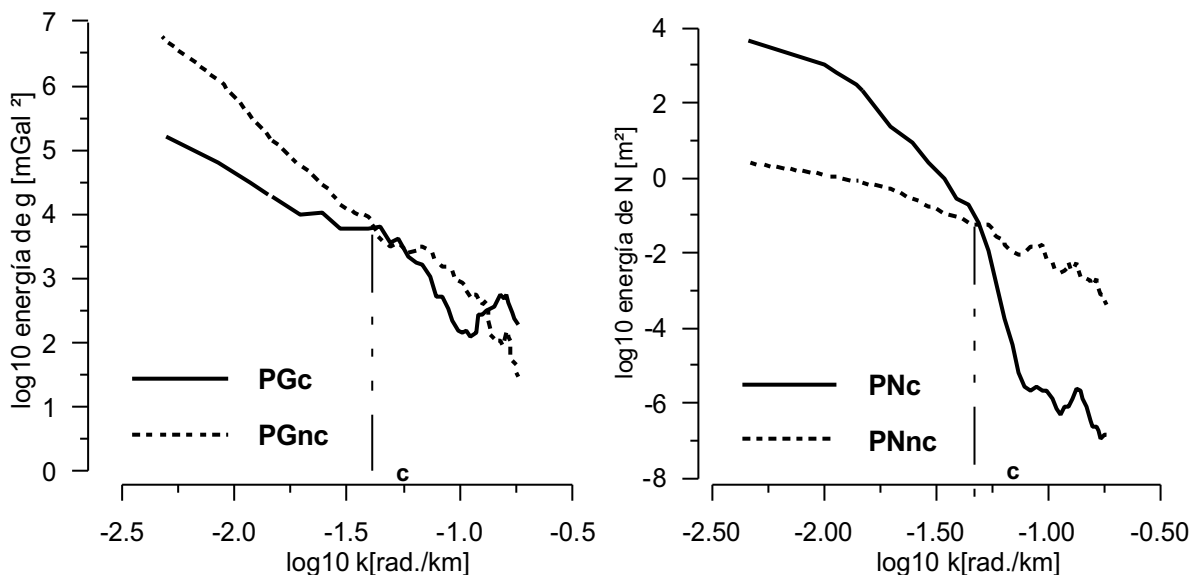


Figura 3: Espectros de potencia de las anomalías de gravedad y de la ondulación del geode para la carga topográfica compensada y no compensada. PGc: energía de AAL; PGnc: energía de la topografía expresada en unidades de gravedad; PNc: energía de la ondulación  $N_0$ , y PNnc: energía para la topografía no compensada expresada en unidades de ondulación.  $c$  indica la longitud de onda mínima para la cual la carga topográfica es coherente con la gravedad o la ondulación de acuerdo a la relación entre las energías contenidas en los mismos.

Para el cálculo de las anomalías del geode isostático usaremos un modelo de dipolo planar bidimensional (Turcotte and Schubert, 1982). Esta aproximación es válida para para longitudes de onda cortas con relación al radio terrestre (Dahlen, 1982), tal como en el caso de la sección andina en 20° S. Las anomalías predictivas del geode isostático en el sistema de Airy resultan ser:

$$N_{Ah} = \frac{G}{g_0} \rho_t \left[ 2Th - \frac{m}{m_c} \frac{c}{c} t h^2 \right] ; \quad N_{Aa} = \frac{G}{g_0} \rho_t \left[ 2Th_a - \frac{m}{m_c} \frac{a}{c} \frac{c}{c} t h_a^2 \right]$$

Donde:  $N_{Ah}$  es la ondulación del geode para la topografía positiva  $h$ , y  $N_{Aha}$  es la ondulación para la topografía negativa ( $h_a$ ) por debajo del nivel medio del mar;  $G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ seg}^{-2}$  es la Constante de Gravitación Universal,  $g_0 = 981000 \text{ mGal}$  es la gravedad media;  $T$  es el espesor de la corteza de referencia o normal (33 km),  $c$  es la densidad de la corteza ( $2.9 \text{ g/cm}^3$ ),  $m$  es la densidad del manto superior ( $3.3 \text{ g/cm}^3$ ),  $a$  es la densidad del agua ( $1.03 \text{ g/cm}^3$ ),  $t$  es la densidad de la carga topográfica ( $2.67 \text{ g/cm}^3$ ).

La anomalía isostática  $N_i$ , en dimensiones métricas, se obtiene comparando la ondulación observada ( $N_0$ ), la cual es compatible con las longitudes de onda andinas, con la ondulación calculada a partir de la aproximación de dipolo planar  $N_A$  (Introcaso, en prep.). En la figura 2 hemos representado  $N_A$  y  $N_i$ .

En el análisis isostático a partir de las anomalías de gravedad, las raíces ( $R$ ) y antirraíces ( $R'$ ) corticales en el sistema de Airy, se calculan a partir de la señal topográfica amplificada por un coeficiente que garantiza la igualdad de masas. De esta manera para las densidades aquí consideradas ellas resultan ser:

$R[\text{km}] = 6.675 \times h [\text{km}]$ , y  $R'[\text{km}] = 4.675 \times h_a [\text{km}]$ . Las densidades utilizadas son las mismas que las consignadas para calcular la ondulación geóidica. Luego, el efecto de gravedad de estas raíces predictivas, una vez descontado de las anomalías AB observadas, nos permite determinar las anomalías isostáticas de gravedad en el sistema de Airy (ver figura 2). El efecto de gravedad del Moho predictivo se calculó para un sistema de prismas bidimensionales de 50 km de ancho, con techo en  $T = 33$  km (corteza normal) y fondo en  $T + R$  para la topografía positiva, y fondo en  $T$  con techo en  $T - R'$  para la topografía negativa.

Estas anomalías  $N_i$  y AI calculadas (figura 2) indican que el sistema Andino en  $20^\circ$  S (Cordillera Oriental, Altiplano y Cordillera Oriental), exhibe un estado regional cercano a la compensación isostática en el sistema de Airy. Ello se infiere de los reducidos valores de anomalías isostáticas tanto de gravedad como de la ondulación geóidica. Sobre el flanco este de la Cordillera Oriental destaca un leve exceso de masa evidenciado en las anomalías isostáticas de gravedad positivas ( $+70$  mGal) y la correspondiente anomalía métrica negativa ( $-5$  m) de menor longitud de onda. En la región de la costa las respuestas de gravedad y también las de la ondulación geóidica son las típicas para un sistema de subducción océano-continente. La interpretación en términos de isostasia no es directa sobre esta discontinuidad.

## CONCLUSIONES

De estudio para los Andes en  $20^\circ$  S de latitud pudimos concluir que:

- 1- Los términos 10 hasta 360 del modelo geopotencial EGM96 ( $N_0$ ) son una buena representación de las fuentes predominantemente corticales, compatibles con la longitud de onda de los Andes a  $20^\circ$ S.
- 2- Las proporciones  $N_0/h$  4-5 señalan que la mayor parte de la compensación se produce a escala cortical.
- 3- Las señales de gravedad  $g$  y de ondulación del geoide  $N$  utilizadas se relacionan con la topografía y su compensación para longitudes de onda mayores a 150 km.
- 4- Las reducidas amplitudes de las anomalías isostáticas AI y de ondulación  $N_i$  señalan a escala regional un estado actual cercano al balance de masas en la hipótesis de Airy.
- 5- La consistencia exhibida por nuestros resultados constituye de alguna manera, una validación para el modelo EGM96 en las longitudes de onda analizadas.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Beck, S.; G. Zandt; S. Myers; T. Wallace; P. Silver; L. Drake, 1996. Crustal-thickness variations in the Central Andes. *Geology*, v5, p. 407-410.
2. Dahlen, F., 1982. Isostatic geoid anomalies on a sphere. *Journal of Geophysical Research*, V 87: 3943-3947.
3. Introcaso, A., El uso de un filtro plano para el estudio de la corteza andina a partir de las ondulaciones del geoide.
4. Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, V 93 (B4): 3211-3231.
5. McKenzie, D.; A. Watts; B. Pearson y M. Roufousse, 1980. Platform and mantle convection beneath the Pacific Ocean, *Nature* (288): 442-446.
6. Sandwell, D. T. and M. L. Renkin, 1988. Compensation of swells and plateaus in the North Pacific: no direct evidence for mantle convection. *Journal of Geophysical Research*, V93 : 2775-2783.
7. Torge, W., 1989. *Gravimetry*. de Gruyter, Berlín-New York, 465pp.
8. Turcotte, D. and G. Schubert, 1982. *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons Inc, New York. 450 pp.
9. Wigger, P.; P. Giese; M. Schmitz, 1993. Main crustal anomalies of the central Andean lithosphere. In *Proceedings: 2<sup>nd</sup> International Symposium of Andean Geodynamics*, p. 45-48, Oxford, United Kingdom.
10. Woollard, G. P., 1969. Regional variations in gravity. *Geophys. Monograph* 13, AGU : 320-341.