

GRAVEDAD, ISOSTASIA Y ONDULACION GEOIDICA DE LOS ANDES COLOMBIANOS

Silvia Miranda¹ y Antonio Introcaso²

¹ Instituto Geofísico Sismológico Volponi- Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales- Universidad Nacional de San Juan. Meglioli 1160 S - CP. 5400- San Juan. ARGENTINA. s_mirandaar@yahoo.com

² Instituto de Física de Rosario - CONICET- Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura - Univ. Nac. de Rosario - Avda. Pellegrini 250 - CP. 2000- Rosario. ARGENTINA. geofisic@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

Se han calculado recientemente para los Andes Centrales los acortamientos tectónicos, Sh , a partir de las áreas del excedente topográfico y de las raíces corticales obtenidas desde la inversión 2D de las anomalías de Bouguer observadas. También, en base a modelos isostáticos compensados en el sistema de Airy, utilizando la altimetría como señal de entrada, se han estimado los correspondiente acortamientos predictivos Sh' para esta región. De la comparación entre Sh y Sh' ha sido posible inferir el comportamiento isostático a escala regional. Además, el estado isostático ha sido evaluado a través de las anomalías del geoide isostático, brindando resultados consistentes con el modelado gravimétrico clásico. En este trabajo se aplica esta misma estrategia de estudio para ocho perfiles transversales a los Andes Septentrionales de Colombia. Ellos muestran que los Andes de Colombia se encuentran en términos generales compensados isostáticamente. Al igual que para los Andes Centrales, el mecanismo de acortamiento explicaría la mayor parte del levantamiento andino en esta zona estudiada.

Palabras claves: Andes Colombianos - Gravedad - Ondulación Geoídica

ABSTRACT

Tectonic shortenings, Sh , for the Central Andes have been recently calculated. They were derived from the topographic excesses and crustal roots obtained by means of the 2D inversion of observed Bouguer anomalies. Also, the corresponding predicted shortenings, Sh' , have been estimated based on compensated isostatic models in the Airy' system, which used the altitude as the input signal. The isostatic behavior at regional scale has been inferred from the comparison between Sh and Sh' . Besides, the isostatic state has been evaluated by means of the anomalies from the isostatic geoid. These results have shown to be consistent with those derived from the classic gravity modeling. In this paper the same strategy of study is applied to eight traverse profiles crossing the Northern Andes of Colombia. They point out that the Colombian Andes are in general terms isostatically compensated. Similar to the Central Andes, the shortening mechanism would explain most of the Andean uplift in this region.

Keywords: Colombian Andes - Gravity - Geoidal Undulation

1. INTRODUCCIÓN

La cordillera de Los Andes se extiende a lo largo del borde oeste de Sudamérica reconociéndose en su recorrido una gran variedad de procesos geológicos. A partir de los mismos es posible distinguir tres segmentos distintivos, con diversas características

y emplazamiento tectónico. Así, Gansser (1973), basado en diferencias tectónicas de primer orden reconoció tres unidades geológicas principales: Andes del Norte, Centrales y del Sur.

Los Andes del Sur ($46^{\circ}30'S$ - $52^{\circ}S$) se desarrollan al sur de un punto de triple unión. El levantamiento está asociado con colisiones de distintos segmentos de dorsales centro-oceánicas.

Los Andes Centrales entre el Golfo de Guayaquil ($4^{\circ}S$) y el Golfo de Penas ($46^{\circ}30'S$) constituyen un orógeno característico del tipo Andino donde la tectónica es principalmente el resultado de la subducción.

Los denominados Andes del Norte se extienden al norte del Golfo de Guayaquil (figura 1). Abarcan una extensa zona de deformación continental limitada por el cratón sudamericano al oriente y por las zonas de subducción de las placas Nazca y Caribe, situadas paralelamente a la costa. Son consecuencia de colisiones de terranes oceánicos acaecidas durante tiempos mesozoicos y cenozoicos. Provenientes del sur, los Andes del Norte comprenden tres cadenas montañosas independientes entre sí: las Cordilleras Occidental, Central y Oriental, separadas por valles y depresiones intramontañosas. La deformación intracontinental es el resultado de la compleja interacción entre tres placas litosféricas (figura 1). La placa oceánica de Nazca converge hacia el este a una velocidad de 7-6 cm/a, mientras que la placa Caribe se desplaza 1-2 cm/a hacia el este sureste, ambas con respecto a la placa Sudamericana (Freytmüller *et al.*, 1993). La compresión asociada con el movimiento de las placas es también responsable de los sistemas de fallas activas que afectan a la corteza continental. Debido a la partición de esfuerzos, sobreimpuesta con importantes desplazamientos de rumbo, el engrosamiento cortical de la deformación cenozoica es difícil de evaluar (Ramos, 1999).

La génesis y evolución de los Andes son bien explicados en el marco de la teoría de tectónica de placas (Kono *et al.*, 1989). Para evaluar a escala continental el comportamiento tectónico de los Andes, Introcaso *et al.* (2000), Cabassi e Introcaso (1999), Miranda e Introcaso (2000) entre otros, han realizado estudios basados especialmente en datos del campo de gravedad terrestre sobre distintos segmentos de los Andes Centrales. Los trabajos aludidos, haciendo uso de las anomalías de gravedad clásicas permitieron calcular los espesores corticales y los acortamientos tectónicos. Además, el estado isostático actual ha sido evaluado en la hipótesis de Airy, a partir de las anomalías de gravedad y de las ondulaciones del geoide. Estos últimos estudios adicionados a modelos de isostasia flexural elástica condujeron a inferir algunas características mecánicas de litosfera andina a escala regional (Tassara y Yáñez, 1996; Introcaso *et al.*, 2000).

En este trabajo se presentan para los Andes de Colombia resultados de estudios análogos a los antes mencionados. Se calculan, sobre ocho secciones ubicadas entre los paralelos de $1^{\circ}N$ y $8^{\circ}N$, los acortamientos tectónicos Sh derivados de las áreas de las raíces corticales definidas a partir de la inversión 2D del campo de gravedad observado. En base a un modelo isostático en el sistema de Airy, y utilizando a la topografía como señal de entrada, se calculó el acortamiento predictivo Sh' para esta región. De la comparación entre Sh y Sh' fue posible inferir el comportamiento mecánico de la litosfera a escala regional. La evaluación isostática se completó con el

Gravedad, isostasia y ondulación geoidica de los Andes Colombianos

análisis de las anomalías del geode extraídas de un modelo de geopotencial global comparadas, luego de remover las longitudes de onda intermedia y largas, con aquellas predichas según un modelo de corteza compensado en el concepto de Airy. Los resultados se compararon con los correspondientes a los segmentos andinos de Ecuador y de los Andes Centrales.

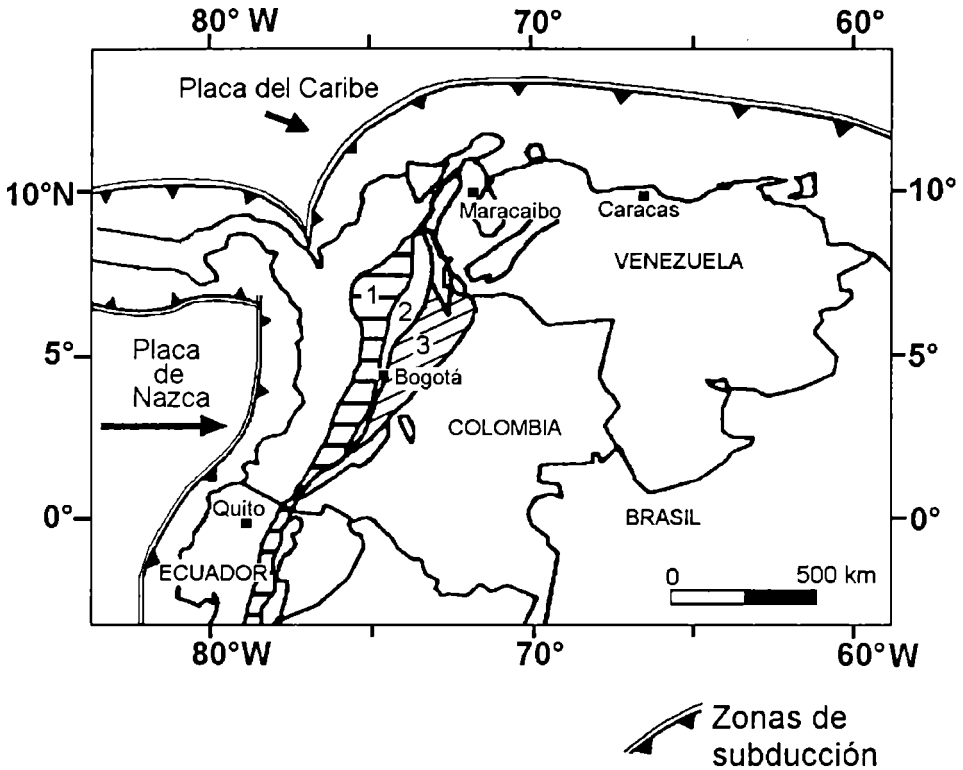


Figura 1: Mapa de ubicación de los Andes colombianos, indicando las zonas de subducción del Pacífico y del Caribe.

1: Cordillera Occidental; **2:** Cordillera Central; **3:** Cordillera Oriental.

Las flechas indican los movimientos relativos de las placas con respecto a Sudamérica.

2. ANOMALIAS DEL GEOIDE ISOSTATICO

El estado isostático de estructuras geológicas ha sido tradicionalmente evaluado a través de las anomalías de gravedad. No obstante, el campo de gravedad real, y sus anomalías de densidad, quedan también reflejados en las ondulaciones del geode, *N*. Es así que, el estado isostático en particular puede ser evaluado cualitativamente a partir del modelado de *N*.

En la actualidad los modelos geopotenciales modernos, tales como EGM96, constituyen una potente y cada vez más detallada fuente de información del potencial gravitacional terrestre en el exterior. Los coeficientes de EGM96 hasta grado y orden 360, con una resolución de alrededor de 55 km, 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 descriptas, en general, por los términos de mayor orden. Puesto que la isostasia parece ser operativa para estructuras superiores a 100 km de ancho (Turcotte y Schubert, 1982), podemos usar las anomalías de altura (o, prácticamente las ondulaciones de geoide) derivadas de EGM 96 para evaluar el estado de balance de masas.

La metodología a emplear, considerando a la masa topográfica como carga única conocida, requiere que tanto las anomalías de gravedad como del geoide y la topografía exhiban alta coherencia en las longitudes de onda del orden de las centenas de kilómetros, las cuales corresponden a las largas longitudes de onda gravimétricas y a las cortas longitudes de onda geoidales, respectivamente. De esta manera, la parte de esta carga correlacionada con las anomalías de gravedad y con la ondulación observadas permite definir modelos isostáticos predictivos, por ejemplo en la hipótesis de Airy.

La ondulación geoídica (figura 2) fue calculada usando los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos correspondientes al modelo de geopotencial global EGM96 hasta grado y orden 360. La anomalía de altura dada por EGM96 es consistente con los valores de ondulación del geoide gravimétrico para Colombia calculados por Sánchez *et al.* (1999). Esta ondulación geoídica (N_T) es una señal que admite ser descompuesta en componentes correspondientes a diferentes longitudes de onda, de acuerdo al número de 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 términos del desarrollo en armónicos esféricos (Mc Kenzie *et al.*, 1980). En nuestro caso, consideramos que la longitud de onda de los Andes a estas latitudes es en general, adecuadamente representada por el geoide N_0 , que resulta de filtrar de N_T los términos $n=m= 2$ hasta 9 (figura 2). N_0 representa entonces a las ondulaciones del geoide de fuente predominantemente cortical. Cabe señalar que el proceso de filtrado de N exhibe similares características al filtrado gravimétrico en cuanto al carácter ambiguo del mismo.

Para el cálculo de las anomalías del geoide isostático usamos un modelo de dipolo planar bidimensional (Turcotte y Schubert, 1982). Esta aproximación es válida para longitudes de onda cortas con relación al radio terrestre (Dahlen, 1982). Las anomalías predictivas del geoide isostático en el sistema de Airy (N_A) resultan ser:

En zonas continentales para la topografía positiva h

$$N_A = \frac{\pi G}{g_0} \sigma_t \left[2Th + \frac{\sigma_m - \sigma_c + \sigma_t}{(\sigma_m - \sigma_c)} h^2 \right]$$

Gravedad, isostasia y ondulación geodica de los Andes Colombianos

En zonas oceánicas para la topografía negativa (h_a) por debajo del nivel medio del mar.

$$N_A = \frac{\pi G}{g_0} (\sigma_t - \sigma_a) \left[2Th_a + \frac{\sigma_m - \sigma_a - \sigma_c + \sigma_t}{(\sigma_m - \sigma_c)} h_a^2 \right]$$

Donde: $G=6,67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ seg}^{-2}$ es la Constante de Gravitación Universal, $g_0=981.000 \text{ mGal}$ es la gravedad media; T es el espesor de la corteza de referencia o normal (33 km), σ_c es la densidad de la corteza ($2,9 \text{ g/cm}^3$), σ_m es la densidad del manto superior ($3,3 \text{ g/cm}^3$), σ_a es la densidad del agua ($1,03 \text{ g/cm}^3$), σ_t es la densidad de la carga topográfica ($2,67 \text{ g/cm}^3$).

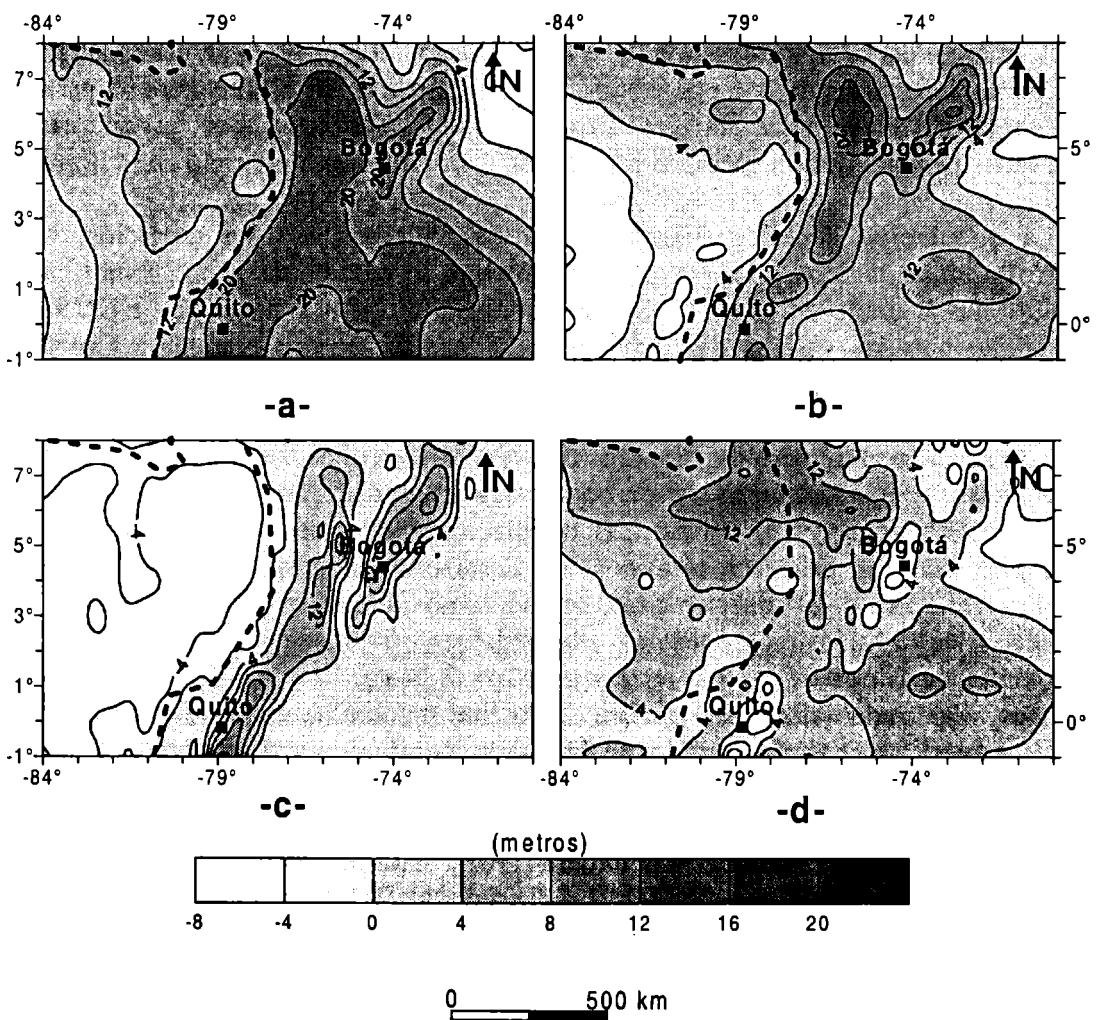


Figura 2: Ondulaciones del geode para los Andes colombianos. -a- Ondulación del geode derivada de EGM96 ($n=m=360$), N_T (cada 4 metros). -b- Ondulaciones ΔN_0 de fuente principalmente cortical (cada 4 metros). -c- Anomalías del geode isostático, ΔN_{Ab} (cada 4 metros). -d- Anomalia residual isostática, ΔN_I (cada 4 metros).

Las altitudes corresponden a las del modelo digital de terreno ETOPO5; para construir un perfil de altitudes medias se consideró una ventana móvil, perpendicular a cada sección, de 100 km de ancho y 10 km de alto (Isacks, 1988).

La anomalía residual isostática ΔN_I , en dimensiones métricas, se obtiene comparando la ondulación observada y filtrada (N_o), compatible con las longitudes de onda andinas, con la ondulación calculada a partir de la aproximación de dipolo planar N_A . En la figura 2 hemos representado N_A y ΔN_I . Estas anomalías ΔN_I calculadas indican que el sistema andino a estas latitudes exhibe un estado regional con tendencia a la compensación isostática en el sistema de Airy.

3. ACORTAMIENTOS

La metodología seguida consistió en la determinación del Moho gravimétrico a partir de la inversión de las anomalías de Bouguer observadas. El modelo base de estructura cortical es de una capa simple, con espesor de referencia $T=33$ km, y densidad de contraste homogénea $\Delta\sigma=-0,4$ g/cm³ entre corteza inferior y manto superior. Estos parámetros son coincidentes con aquellos usados en estudios similares sobre los Andes Centrales (por ejemplo, Introcaso *et al.*, 2000).

Se prepararon perfiles transversales coincidiendo con los ocho paralelos, de grado en grado, comprendidos entre 8°N y 1°N. Los datos de gravedad para Colombia fueron extraídos de las respectivas cartas de gravedad publicadas por la Universidad de Leeds y el Instituto Geográfico Agustín Codazzi. La curva integrada de las altitudes topográficas sobre cada perfil permite calcular el área topográfica total, A_T . En figura 3 se muestran los mapas de anomalías de Bouguer y de altitudes de esta región de los Andes del Norte en base a los cuales se calcularon los acortamientos.

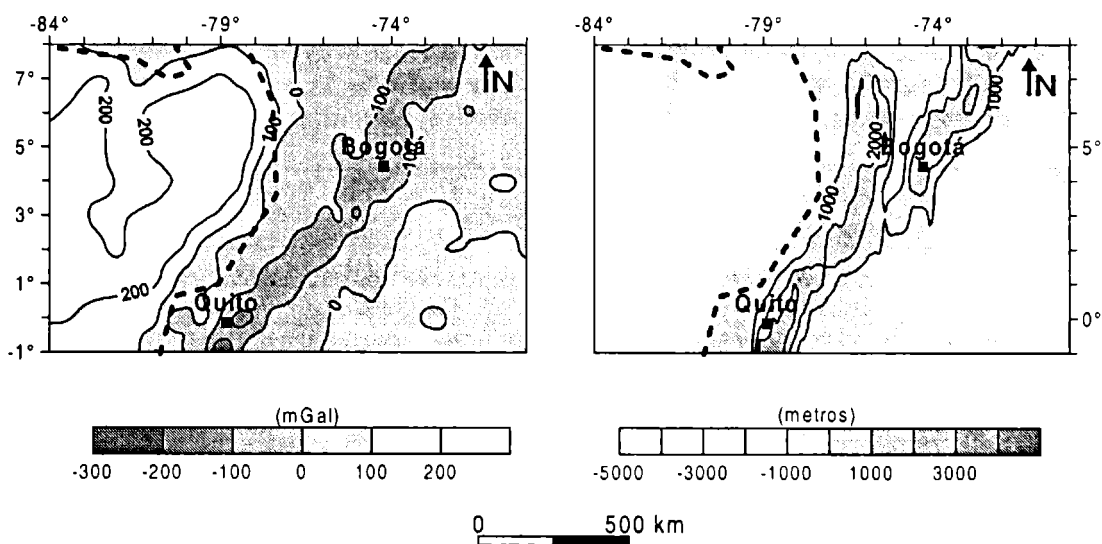


Figura 3: Contornos de anomalías de Bouguer observadas (izquierda) y altitudes topográficas (derecha) sobre los Andes de Colombia.

Gravedad, isostasia y ondulación geoidica de los Andes Colombianos

A su vez, el área de raíces corticales A_R es la curva integrada de la raíz cortical. A_R fue determinada a partir del modelado bidimensional de las anomalías de gravedad de Bouguer, en términos de la topografía de la interfase corteza inferior-manto superior. El acortamiento, $Sh=(A_T+A_R)/T$, calculado tiene en cuenta sólo el mecanismo de compresión para justificar el engrosamiento cortical para un espesor inicial de corteza de 33 km.

En Tabla 1 se detallan las máximas altitudes, anomalías de Bouguer, profundidades de Moho gravimétrico, las áreas A_T y A_R , los acortamientos brutos Sh y la longitud L considerada para cada sección.

Los acortamientos brutos así calculados toman valores entre 90-150 km (6,23% en promedio), en consistencia con las mayores áreas topográficas involucradas. Notemos que los acortamientos tectónicos son altamente dependientes del espesor inicial de la corteza, por ejemplo, si T varía entre 30 y 40 km, Sh , inicialmente de 100 km, cambia en un 25%.

El acortamiento predictivo Sh' en Tabla 1 fue calculado mediante un modelo de compensación isostática local del tipo de Airy. Así, las raíces corticales teóricas fueron definidas a partir de la topografía expresada en kilómetros y amplificada por un coeficiente de 6,675 ($\sigma/\Delta\sigma= 2,67g\text{ cm}^{-3}/0,4g\text{ cm}^{-3}$). Sh' cotejado con Sh es un indicador alternativo del estado isostático en la hipótesis local de Airy.

El ajuste entre Sh y Sh' (Tabla 1) sugiere que en una aproximación de primer orden la corteza de los Andes del Norte se encuentran en un estado próximo al balance isostático, aunque probablemente levemente subcompensados. El coeficiente de isostasia A_R/A_T resulta en promedio 5,5, denunciando un leve defecto de raíz. Debemos señalar que en la totalidad de las secciones se observa una alta coherencia en las longitudes de onda largas de la topografía y las anomalías de gravedad de Bouguer.

TABLA 1: Para las ocho secciones de los Andes de Colombia se detallan: alturas máximas promediadas, $h_{m\acute{a}x.}$; anomalía de Bouguer máxima, $AB_{m\acute{a}x.}$; área de raíces corticales, A_R ; área de la topografía, A_T ; longitud actual del área acortada, L ; acortamiento bruto, Sh ; coeficiente de isostasia, A_R/A_T ; acortamiento predictivo, Sh' ; error relativo entre Sh y Sh' ,

ϵ .

Sección	$h_{m\acute{a}x.}$ km	$AB_{m\acute{a}x.}$ mGal	$M_{m\acute{a}x.}$ Km	A_T km ²	A_R km ²	L km	Sh km	A_R/A_T	Sh' km	ϵ %
8° N	2,1	-166	45	470	3475	700	119,5	7,4	109,3	9,3
7° N	2,9	-143	44	759	4130	740	148,1	5,4	176,4	-16,0
6° N	3,0	-177	47	911	3960	750	147,6	4,3	211,9	-30,3
5° N	3,1	-186	48	763	4065	550	146,3	5,3	177,4	-17,5
4° N	2,9	-161	46	581	2675	400	98,7	4,6	135,1	-27,0
3° N	2,6	-180	47	578	3350	450	119,0	5,8	134,3	-11,4
2° N	2,6	-171	49	545	3025	500	108,2	5,6	126,7	-14,6
1° N	3,0	-200	52	475	2595	320	93,0	5,5	110,5	-15,8

En la figura 4 hemos representado los valores de los acortamientos brutos y predictivos para los Andes Centrales y del Norte. Se han incluido los respectivos

valores correspondientes a los Andes de Ecuador con el fin de completar este estudio, aunque los resultados son todavía preliminares. En ella puede verse que el mayor acortamiento se observa sobre la región del Altiplano-Puna, con el mayor valor de alrededor de 450 km centrado en 18°S de latitud. Hacia el norte y al sur los acortamientos disminuyen progresivamente con altos gradientes hasta los 5°S y 37°S, respectivamente (también en Kley *et al.*, 1999).

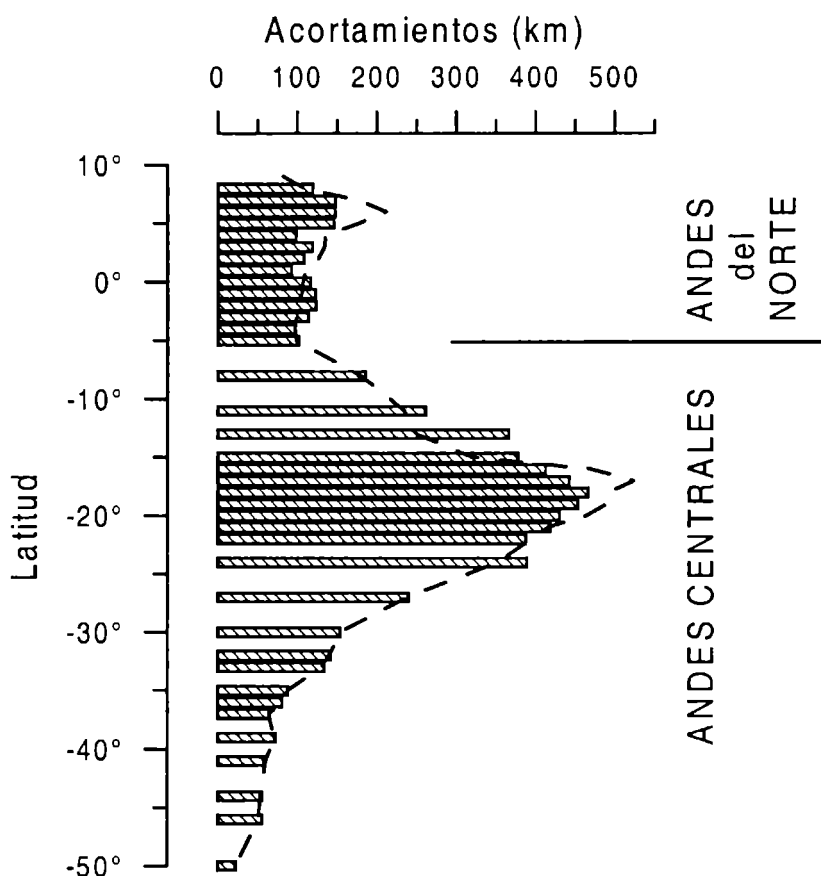


Figura 4: Acortamientos brutos (barras en rayado) y predictivos (línea de trazos) para los Andes Septentrionales (este trabajo), de Perú (Cabassi e Introcaso, 1999), de Bolivia (Miranda e Introcaso, 2000) y de Chile-Argentina (Introcaso *et al.* 2000). Notar que los mayores acortamientos se producen en el segmento del Altiplano boliviano.

El engrosamiento cortical para los Andes Centrales ha sido explicado aludiendo a la combinación de varios procesos combinados: atenuación litosférica y acortamiento cortical (Isacks, 1988; Okaya *et al.*, 1996; Springer, 1999; Whitman *et al.*, 1996; Miranda e Introcaso, 2000), y componentes de adición magmática (Kono y Fukao, 1989; Schmitz, 1994; Miranda e Introcaso, 2000).

Ramos (1999) advierte que la geometría de la subducción define sobre Los Andes cuatro zonas particulares de volcanismo activo. La zona volcánica norte entre 5°N y 2°S

Gravedad, isostasia y ondulación geoidica de los Andes Colombianos

comprende una serie de volcanes activos desarrollados en las Cordilleras Occidental y Central de Colombia continuando en la depresión interandina de Ecuador. Es decir que sería factible considerar un porcentaje menor de adición magmática para explicar el levantamiento de los Andes del Norte. Sin embargo, a partir de nuestro análisis concluimos que el mecanismo de acortamiento consigue justificar una gran parte de las elevación actual, al igual que en los Andes Centrales. Taboada *et al.* (1998) señalan, teniendo en cuenta información sobre la sismicidad, neotectónica y resultados GPS para Colombia, que el acortamiento se reparte entre las subducciones y la deformación de corteza, evidenciando una situación compleja respecto de la subducción.

4. CONCLUSIONES

- 1- El estado de balance general de masas para los Andes de Colombia es señalado tanto por las anomalías de gravedad como por las anomalías del geoid ΔN_1 .
- 2- Los acortamientos tectónicos para los Andes de Colombia varían entre 90-150 km ($\approx 23\%$), en coincidencia con la magnitud de las masas topográficas involucradas.
- 3- El mecanismo de acortamiento ante fuerte compresión explica un alto porcentaje del levantamiento de los Andes de Colombia.
- 4- Los acortamientos brutos Sh para los Andes Centrales y Septentrionales indican que existen dos zonas de alto gradiente de acortamientos ubicadas al norte y al sur del Altiplano. Los Andes Septentrionales acusan un gradiente menor de acortamientos.

REFERENCIAS

- Cabassi, I. y A. Introcaso, 1999. Los Andes peruanos y argentino-chilenos: un estudio cortical preliminar comparativo. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 295-297, Salta, República Argentina.
- Dahlen, F., 1982. Isostatic geoid anomalies on a sphere. *Journal of Geophysical Research*, V 87: 3943-3947.
- Frey Mueller, J.; J. Kellog and V. Vega, 1993. Plate motions in the North Andean Region. *Journal of Geophysical Research*, V 98, N° B12: 21853-21863.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of Geological Society*, v129: 93-131.
- Introcaso, A.; M. Pacino and F. Guspi, 2000. The Andes of Argentina and Chile: crustal configuration, isostasy, shortening and tectonic features from gravity data. UNR Editora, Universidad Nacional de Rosario: 31 pp. Rosario, Argentina.
- Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, V 93 (B4): 3211-3231.
- Kley, J.; C. Monaldi and J. Salfity, 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301: 75-94.
- Kono, K.; Y. Fukao and A. Yamamoto, 1989. Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, V94: 3891-3905.
- Mc Kenzie, D.; A. Watts; B. Pearson & M. Rofosse, 1980. Platform and mantle convection beneath the Pacific Ocean. *Nature* (288): 442-446.

Silvia Miranda y Antonio Introcaso

- Miranda, S. y A. Introcaso, 2000. Acortamientos corticales para los andes centrales bolivianos a partir de datos de gravedad. IX Congreso Geológico Chileno, Simposio Internacional de tectónica Andina. Puerto Varas, Chile, Julio de 2000, Actas Vol. 2, pp. 593-597.
- Okaya, N.; S. Tawackoli and P. Giese, 1996. An area balanced model of the late Cenozoic tectonic evolution of the southern Bolivian arc and back arc. In Proceedings: 3rd International Symposium of Andean Geodynamics, p. 457-460, St. Maló, France.
- Ramos, V., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes, V22, no. 3: 183-190.
- Sánchez, L; W. Martínez y J. Flórez, 1999. Determinación de un geoide gravimétrico para Colombia. Bulletin International Geoid Service. Special Issue for South America, N° 9: 87-97.
- Schmitz, M., 1994. A balanced model of the southern Central Andes. Tectonics, v13, n2: 484-492.
- Springer, M., 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. Tectonophysics, 306: 377-395.
- Taboada, A.; C. Dimaté y A. Fuenzalida, 1998. Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. Física de la Tierra, n.º 10: 111-147, Madrid.
- Tassara, A. and G. Yáñez, 1996. Thermomechanic segmentation of the Andes (15° S-50° S): a flexural analysis approach. Third ISAG, St. Maló (France): 115-118.
- Turcotte, D. and G. Schubert, 1982. Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons Inc, New York. 450 pp.
- Whitman, D.; B. Isacks and S. Kay, 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. Tectonophysics, 259: 29-40.