

## INDICADORES ISOSTATICOS GEOIDICOS. UN EJEMPLO PARA LA SIERRA DE SAN LUIS.

Carolina Crovetto<sup>1</sup> y Antonio Introcaso<sup>2</sup>

Grupo de Geofísica - Instituto de Física Rosario (CONICET-UNR). Av. Pellegrini 250.  
(2000) Rosario, Santa Fe. Argentina. <sup>1</sup> crovetto@fceia.unr.edu.ar, <sup>2</sup> geofisic@fceia.unr.edu.ar

### RESUMEN

Con el fin de analizar el balance isostático de la Sierra de San Luis y su entorno, se prepararon tres modelos teóricos corticales con la topografía de la zona como señal de entrada. Dos de los tres modelos están localmente descompensados (subcompensación y sobrecompensación); el restante está perfectamente compensado. Inspirados en los indicadores de compensación isostática de la gravimetría tradicional, hemos propuesto indicadores isostáticos geoidicos con los cuales realizamos un análisis preliminar de la isostasia en San Luis. Para el cálculo de las ondulaciones del geoide hemos empleado fundamentalmente el método de fuentes equivalentes desarrollado por el grupo de Geofísica del IFIR (Guspí *et al.*, 2003). Este trabajo permite mostrar que al trabajar con ondulaciones del geoide  $N=h-H$ , independizadas del empleo de anomalías de gravedad, se dispone de otra herramienta para determinar las características de la estructura geológica. Combinando el estudio del geoide con la gravimetría clásica se obtiene una mejor validación del modelo.

**Palabras claves:** Geoide - Isostasia - Gravimetría

### ABSTRACT

With the aim of analyze the isostatic balance of the Sierra of San Luis and its surroundings, three theoretical cortical models were prepared using the zone's topography as the input signal. Two of the models are locally unbalanced (uncompensated and overcompensated); the third is perfectly compensated. Inspired on the isostatic indicators of traditional gravimetry, we have proposed isostatic geoidic indicators which we used to make a preliminary isostatic analysis of San Luis. To calculate geoid undulations we have employed mainly the equivalent source method developed by IFIR Geophysic's group (Guspí *et al.*, 2003). This work shows that working with geoid undulations  $N=h-H$ , avoiding the use of gravity anomalies, we dispose of a new tool to determine the characteristics of a geological structure. Combining the study of the geoid with classic gravimetry, we get a better validation of the model.

**Keywords:** Geoid - Isostasy - Gravimetry

### INTRODUCCION

Los cálculos del balance isostático de una estructura geológica se realizan usualmente comparando el modelo geofísico, obtenido con datos sísmicos, gravimétricos, sísmico-gravimétricos, con un modelo teórico perfecta-

mente compensado o con sus respuestas (por ejemplo anomalías de gravedad).

Para nuestro análisis de la corteza de San Luis hemos preparado tres modelos teóricos: uno compensado (1) y los restantes ((2) y (3)) desbalanceados en sentidos opuestos. Para cada uno de ellos calculamos las respuestas

de gravedad siguiendo la metodología tradicional. Comparando las anomalías de gravedad de (2) y (3) con las anomalías de gravedad de (1) obtuvimos indicadores de la compensación isostática. Luego extrapolamos la idea para obtener indicadores similares, pero para el geode.

De la comparación del estudio teórico con el geode observado en San Luis fue posible señalar expeditivamente la tendencia al balance isostático de esta comarca geológica.

### DESCRIPCION DE LA SIERRA DE SAN LUIS

La Sierra de San Luis se encuentra en la provincia homónima, entre las latitudes 32,2°S - 33,5°S, y las longitudes 66,5°O - 65,5°O como muestra la Figura 1. Pertenece a las llamadas Sierras Pampeanas y ha sido dividida en dos partes, una de ellas incluida dentro del grupo

de Sierras Pampeanas Orientales y la otra en el grupo de Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1999).

La parte más oriental de la Sierra de San Luis, considerada como Sierra Pampeana Oriental, corresponde a un orógeno generado durante el período Proterozoico, con una colisión cercana al límite Precámbrico-Cámbrico. Está caracterizada por metamorfitas proterozoicas en las que se emplazan granitoides calcoalcalinos asociados con subducción.

El sector occidental corresponde a un orógeno eopaleozoico. Está caracterizado por metamorfitas y migmatitas con una edad de metamorfismo ordovícica, alojando también granitoides calcoalcalinos de diversas composiciones.

La Sierra está cubierta por sedimentitas continentales de edad neopaleozoica asociadas a eventos glaciares del Carbonífero superior.

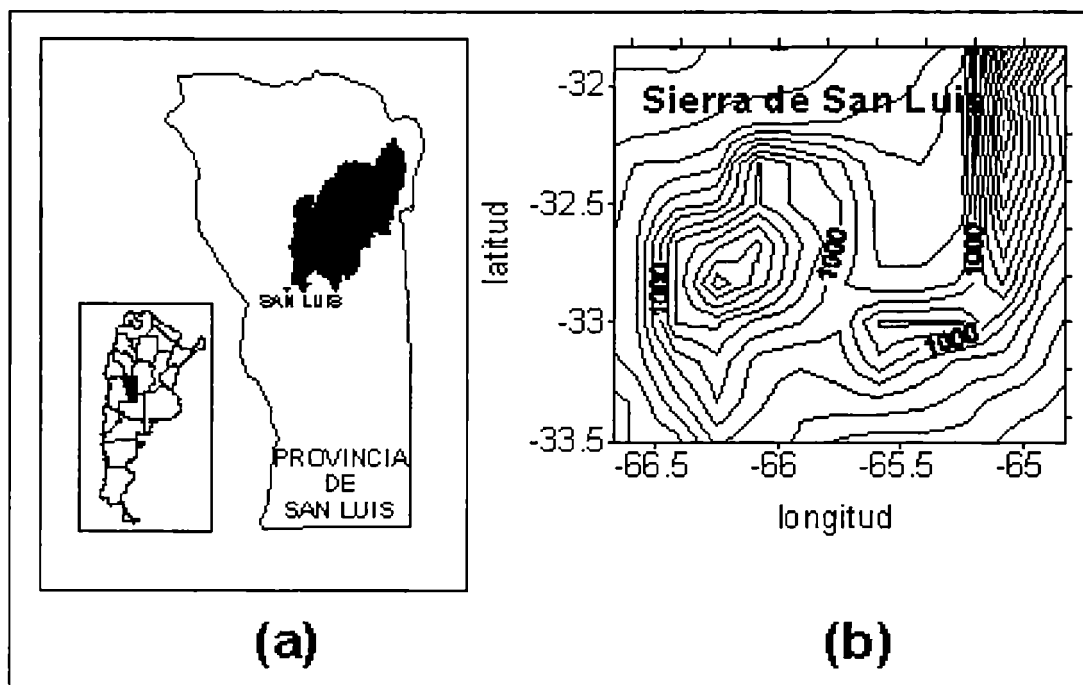


Figura 1. Zona de estudio. (a) Sierra de San Luis y ubicación relativa, (b) Curvas de nivel de la Sierra utilizando datos del modelo digital de terreno ETOPO5, equiespaciadas cada 100m.

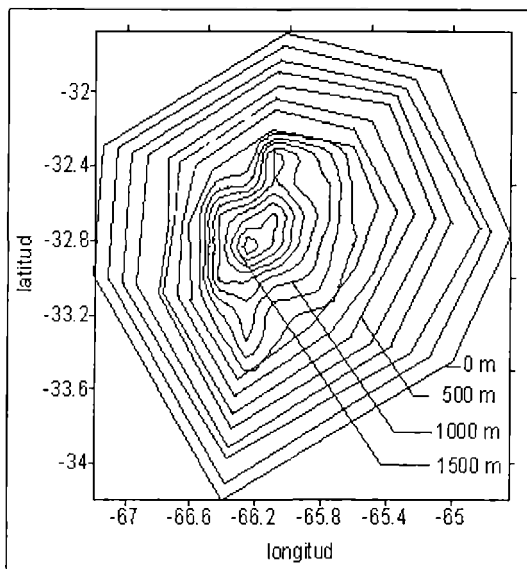
Junto con las otras Sierras Pampeanas forma un sistema de montañas en bloque, limitadas por fallas lístricas; en el caso de San Luis, estas fallas se alojan en antiguas fajas miloníticas de edad precámbrica o eopaleozoica.

### CONSTRUCCION DE MODELOS TEORICOS PARA SAN LUIS

Se utilizó el ETOPO5 como modelo digital de terreno 5' x 5' (Lemoine *et al.*, 1998). A partir de los datos de altitud, se construyeron curvas de nivel con 100m de equidistancia. Estas curvas dieron origen al modelo propuesto para la Sierra y para las raíces corticales.

Aproximadamente la altitud media de la región que rodea a la Sierra de San Luis es de unos 800 m. Las curvas de nivel de la topografía conocida, desde 800m hasta 1600m, fueron rectificadas con un software específico, quedando representadas por una serie detallada de polígonos equiespaciados. Los polígonos correspondientes a altitudes menores a la altitud media no pudieron obtenerse de la misma forma, ya que dentro del área en estudio no aparecen las curvas de nivel de dichas cotas. A fin de realizar los cálculos sobre un modelo asumido bien definido, se construyeron los polígonos inferiores de la siguiente manera. Se seleccionaron varios perfiles sobre la Sierra y en cada uno se extendieron ambas laderas mediante funciones lineales hasta sus intersecciones con planos de altitudes de 700m, 600m, ..., 0m, quedando así conformados los polígonos de menor altitud. De esta forma la Sierra quedó representada mediante 17 polígonos desde 0m hasta 1600m de altitud, que simulan las curvas de nivel, y por lo tanto la forma de la Sierra (Fig. 2).

Trabajando con la hipótesis de Airy (Fig. 3), la raíz de una estructura en equilibrio isostático está dada por la bien conocida expresión (Introcaso, 1997):



**Figura 2.** Polígonos que representan a la altimetría de la Sierra de San Luis. Entre 0m y 700m fueron asumidos; entre 800m y 1600m los polígonos siguen a las curvas de nivel que expresan el relieve de la Sierra.

$$\Delta R = \left( \frac{\sigma_c}{\sigma_m - \sigma_c} \right) \cdot H \quad (1)$$

en donde  $\Delta R$  es el espesor de la raíz,  $H$  la altitud de la estructura,  $\sigma_c$  y  $\sigma_m$  las densidades de la corteza y el manto respectivamente.

Considerando la densidad de la corteza superior como  $\sigma_{cs} = 2,67 \text{ g/cm}^3$ , la densidad de la corteza inferior como  $\sigma_{ci} = 2,9$  y la del manto superior como 3,3 y siguiendo la propuesta de Introcaso *et al.* (1992) en la cual considera  $\Delta R = \left[ \frac{\sigma_{cs}}{\sigma_m - \sigma_{ci}} \right] \cdot H$ , un modelo compensado isostáticamente exige una raíz de espesor. En virtud de esta relación, se propusieron los siguientes modelos para las raíces corticales:

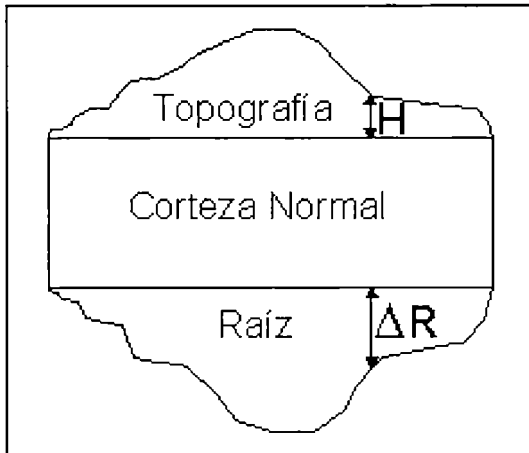


Figura 3. Corteza en la hipótesis de Airy.

$$\text{Compensado} \quad \Delta R = 6,675.H \quad (2)$$

$$\text{Subcompensado} \quad \Delta R = 3,3375.H \quad (3)$$

$$\text{Sobrecompensado} \quad \Delta R = 9,175.H \quad (4)$$

en donde (3) y (4) han sido asumidos con un déficit de raíz del 50% y un exceso de raíz del 37,5% respectivamente. Estos porcentajes fueron elegidos de forma arbitraria pero con la intención de marcar fuertes descompensaciones, y teniendo en cuenta casos reales observados en la zona Andina. Las raíces propuestas quedan también representadas por un conjunto de polígonos a distintos niveles. La altitud correspondiente a cada poligonal topográfica (Fig. 2) es el H que determina el espesor de la raíz  $\Delta R$  según las ec. 2, 3 y 4.

### CALCULOS REALIZADOS

Superponiendo la topografía H con las distintas raíces  $\Delta R$ , obtuvimos tres modelos corticales, utilizando como espesor normal de la corteza 33km (Wollard, 1969; Introcaso *et al.*, 1992). La masa H genera una respuesta gravitatoria positiva, mientras que por el contrario la gravedad de  $\Delta R$  será negativa por el defecto de densidad que produce la raíz al introducirse dentro del manto. Las respuestas gravitatorias de H y  $\Delta R$  se calcularon a

través del método propuesto por Talwani y Ewing (1960), en el que un cuerpo irregular se descompone en placas horizontales y se integra la gravedad sobre ellas.

Suponiendo que las únicas masas anómalas son las de la topografía y la raíz, se obtuvieron las anomalías de gravedad de aire libre (AAL), de Bouguer (AB) e isostáticas (AI) de acuerdo con (Introcaso, 1997):

$$AAL = grav(H) + grav(\Delta R) \quad (5)$$

$$AB = grav(\Delta R) \quad (6)$$

$$AI = AB + CI \quad (7)$$

siendo la corrección isostática

$$CI = \left| grav(\Delta R)_{compensado} \right|.$$

A partir de las Anomalías de Aire Libre obtenidas desde (5), se calcularon las ondulaciones del geoides de los tres modelos teóricos a través del método de fuentes equivalentes (Guspí *et al.*, 2003). El método propone un conjunto de masas puntuales que reproducen a las anomalías de aire libre y a partir de ellas calcula el potencial gravitatorio y como consecuencia la ondulación del geoides utilizando la expresión de Bruns (Introcaso, 1999). Estos geoides que obtenemos son geoides locales desvinculados del geoides de larga longitud de onda; por lo tanto sólo podemos comparar las diferencias de amplitudes entre ellos. Luego veremos que estos geoides también serán llevados al mismo sistema de referencia que los obtenidos con el método geométrico h-H.

### RESULTADOS OBTENIDOS Y DISCUSION

El trabajo se inició en una ventana de estudio de 2,6° en sentido latitudinal x 2,8° en sentido longitudinal, abarcando la Sierra de San Luis y gran parte de los alrededores, entre las latitudes 31,6° y 34,2° S y las longitudes 64,55°

y 67,35° O. Allí se calcularon las anomalías de gravedad que originan los tres modelos teóricos y las correspondientes ondulaciones del geode (Tabla 2 en el Apéndice). Luego, a fin de trabajar en una ventana cubierta razonablemente con datos de gravedad observados (para poder hacer una comparación), se redujo la anterior a la zona comprendida entre las latitudes 33,5° y 32° S y las longitudes 66,7° y 64,9° O (ventana 1,5° x 1,8°). Las ondulaciones del geode obtenidas para los tres modelos teóricos y para el geode observado (calculado a partir de anomalías de gravedad medidas) se muestran en la Figura 4 y los valores máximos de cada uno se indican en la tabla 1. Se calcularon también las desviaciones geoidicas  $\eta$  (en m) de la isostasia (ver Apéndice).

**Tabla 1.** Ondulaciones del geode máximas (en m) obtenidas a partir de tres modelos teóricos dentro de una ventana de 1,5° x 1,8°. Se incluye también el máximo valor observado. La última columna contiene las diferencias con la ondulación que origina el modelo compensado.

Modelo	Ondulación del geode máxima (m)	Desviaciones $\eta$ (m)
Compensado	3,7	0
Subcompensado	5,2	+1,5
Sobrecompensado	2,7	-1,0
Observado	4	+0,3

Observando los resultados obtenidos para las ondulaciones del geode, la Sierra y su entorno parecen tener una tendencia cercana al equilibrio isostático, aunque reduciendo la ventana en estudio se observó un leve indicio de subcompensación. Si tenemos en cuenta que en 1969 Woollard demostró que la isostasia parece ser operativa en áreas de por lo menos 1° x 1°, entonces por más que la Sierra tomada localmente puede parecer levemente subcompensada, si extendemos el entorno las cosas

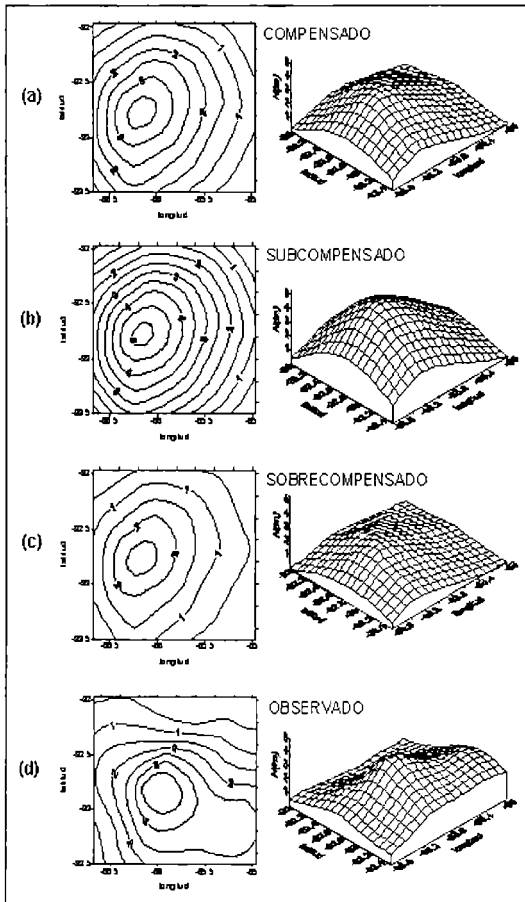
cambian y la corteza de mayor extensión parece estar balanceada.

Vemos entonces que las diferencias entre las ondulaciones del geode que genera una estructura real y las de un modelo compensado, pueden utilizarse como indicadores del estado isostático de la misma. Si la diferencia es positiva será un indicador de subcompensación; si es negativa será una sobrecompensación, y si es nula indicará compensación isostática.

Se han realizado otros ensayos para completar este estudio, como por ejemplo la utilización del citado método de fuentes equivalentes (Guspi *et al.*, 2003) agregando valores conocidos de ondulación del geode a los valores de anomalías de gravedad de aire libre. Esta técnica proporciona un geode local vinculado a la larga longitud de onda, es decir, referido directamente al elipsoide WGS84. Se utilizaron para esto 6 valores de ondulación conocidos, calculados mediante la diferencia de  $h$  (altura elipsoidal obtenida a través de posicionamiento global satelital, referida al sistema WGS84) y  $H$  (cota geométrica asumida como ortométrica, obtenida por el Instituto Geográfico Militar a partir de nivelaciones de precisión). Si bien la  $H$  empleada no posee correcciones por gravedad, nuestros cálculos indican que la diferencia entre ésta y la correspondiente altura corregida es del orden de 10 cm. Por ello se consideró despreciable para el objetivo de este trabajo.

Este estudio arrojó como resultado ondulaciones del geode con diferencias más pequeñas entre los tres modelos teóricos, debido a que el método de fuentes equivalentes reconoce una menor sensibilidad cuando se aplica admitiendo valores fijos de  $h-H$ . Este hecho advierte sobre la necesidad de una mayor precisión en los cálculos del geode, para la utilización de éste como parámetro isostático.

Por último se emplearon las expresiones planas de Haxby y Turcotte 1978, las que



**Figura 4.** Geoides locales obtenidos por el método de fuentes equivalentes. a) Modelo teórico Compensado. b) Modelo Subcompensado. c) Modelo Sobrecensado. d) Geoide calculado con anomalías de gravedad de aire libre observadas.

proporcionaron amplitudes geóidicas exageradas respecto de los geoides antes obtenidos (máxima ondulación modelo compensado 7,4m) destacando que la longitud de onda de la Sierra de San Luis es incompatible con aquellas longitudes de onda involucradas en las expresiones planas. Podemos decir que las expresiones simplificadas obtenidas por ellos quedan relegadas ante la mejor resolución que proponemos en este trabajo, al comparar la ondulación local observada con la ondulación teórica de un modelo perfectamente compensado que involucra exactamente la misma se-

ñal de entrada (relieve) que la de la ondulación observada.

## CONCLUSIONES

En este trabajo demostramos que las ondulaciones del geoides pueden ser utilizadas como indicadores del equilibrio isostático de una estructura geológica. Esto se hace calculando los “indicadores isostáticos”, que son las diferencias entre las ondulaciones del geoides en estudio con las de un modelo perfectamente compensado, que involucra la misma señal de entrada que el primero (relieve).

Debemos destacar que si bien estos indicadores son consistentes con los gravimétricos tradicionales, deben utilizarse con precaución, ya que sus amplitudes son pequeñas.

Se puede rescatar como conclusión final que las ondulaciones del geoides además de ser una herramienta de análisis isostático alternativa, permiten validar resultados obtenidos por la vía tradicional.

## REFERENCIAS

Guspi, F., A. Introcaso and B. Introcaso, 2003. Gravity-enhanced representation of measured geoid undulations using equivalent sources. Enviado a Geophysical Journal International (Royal Astronomical Society).

Haxby, W. and D. Turcotte, 1978. On isostatic geoid anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5473-5478.

Introcaso, A., M.C. Pacino and H. Fraga, 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30°S and 35°S. *Tectonophysics*, 205:31-48.

Introcaso, A., 1997. *Gravimetría*. UNR Editora, pp. 355.

Introcaso, A., 1999. Introducción a la inversión desde las ondulaciones del geoides. *Contribuciones a la Geodesia en la Argentina de fines del siglo XX*. UNR Editora. 135-164.

Lemoine, F., S. Kenyon, J. Factor, R. Trimmer, N. Pavlis, D. Chinn, C. Cox, S. Klosko, S. Lutche, M. Torrence, Y. Wang, R. Williamson, E. Pavlis,

*Indicadores isostáticos geóidicos. Un ejemplo para la Sierra de San Luis.*

R. Rapp and T. Olson, 1998. The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA). Geopotential Model EGM96. NASA/TP206861: 2.1-2.30.

Ramos, V., 1999. Las provincias geológicas del territorio Argentino. Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29:41-96.

Talwani, M. and M. Ewing, 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25:203-225.

Woollard, G., 1969. Regional Variations in Gravity. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 13:320-341.

**APENDICE: INDICADORES ISOSTATICOS**

Supongamos un bloque topográfico cilíndrico de 167km de radio con densidad cortical  $\sigma_c = 2,67 g / cm^3$ , altitud topográfica  $H=1km$ , el cual bajo la hipótesis de Airy posee una raíz cortical cilíndrica de igual radio y de espesor  $\Delta R = 6,675.H$ , ubicada dentro del manto a una profundidad igual al espesor cortical normal  $T=33km$  y con una densidad diferencial corteza-manto  $\Delta\sigma = -0,4 g / cm^3$ .

Este modelo de comparación compensado isostáticamente genera una  $grav(H)=110mGal$  y una  $grav(\Delta R)=-90 mGal$  en el centro de la tapa del cilindro (Introcaso, 1997). Así resultarán los siguientes valores redondeados:

$$AAL_{comp} = 110 - 90 = 20mGal$$

$$AB_{comp} = -90mGal$$

$$AI_{comp} = -90 + CI = -90+90 = 0mGal$$

Si consideramos un caso de subcompensación, en el cual la raíz tiene menor espesor que en el modelo compensado, esta generará una gravedad inferior en valor absoluto. Por ejemplo, con una raíz que produce una

gravedad de  $-70mGal$ , las anomalías de gravedad y las diferencias de ellas respecto del modelo compensado serán:

$$AAL_{obs} = 110 - 70 = 40mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_{AL} = AAL_{obs} - AAL_{comp} = +40 - (+20) = +20mGal$$

$$AB_{obs} = -70mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_B = AB_{obs} - AB_{comp} = -70 - (-90) = +20mGal$$

$$AI_{obs} = -70 + 90 = 20mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_I = AI_{obs} - AI_{comp} = 20 - 0 = +20mGal$$

Para un caso de sobrecompensación en donde la raíz tiene mayor espesor que en el compensado, y la gravedad generada por ella sea por ejemplo  $-110mGal$ , resultan:

$$AAL_{obs} = 110 - 110 = 0mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_{AL} = AAL_{obs} - AAL_{comp} = 0 - (+20) = -20mGal$$

$$AB_{obs} = -110mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_B = AB_{obs} - AB_{comp} = -110 - (-90) = -20mGal$$

$$AI_{obs} = -110 + 90 = -20mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_I = AI_{obs} - AI_{comp} = -20 - 0 = -20mGal$$

Así para cualquier anomalía considerada (aire libre, Bouguer o isostática), las diferencias con el modelo compensado (a las cuales llamaremos indicadores isostáticos) son perfectamente consistentes entre sí. Demostremos así que los indicadores  $\zeta_{AL}, \zeta_B, \zeta_I$  y  $\zeta'_{AL}, \zeta'_B, \zeta'_I$  y mantienen sus valores siempre que realicemos la comparación de las anomalías observadas con las provenientes de un modelo perfectamente compensado.

La ecuación general es:

$$\text{Apartamiento de la isostasia } (\zeta) =$$

$$= \text{An. observada} - \text{An. modelo compensado} \quad (8)$$

$$\text{con}$$

$$\text{An. observada} =$$

$$= \text{An. modelo compensado} \pm \Delta An' \quad (9)$$

en donde  $\Delta An'$  es la anomalía debida al apartamiento de las masas del modelo compensado.

Entonces resulta

$$\zeta = \pm \Delta An' \quad (10)$$

Para el caso de las ondulaciones del geoides se obtiene una expresión similar:

$$\eta = \pm \Delta An' = \text{Ond. geoides} - \text{Ond. geoides compensado} \quad (11)$$

en donde  $\Delta An'$  es el apartamiento de la isostasia de la ondulación del geoides.

Como ejemplo de indicadores isostáticos, se muestra la Tabla 2, en la cual se indican tanto los tradicionales como los geoidicos. Los valores indicados de anomalías de gravedad y de ondulaciones del geoides son los valores máximos obtenidos al realizar los cálculos a partir de los modelos teóricos propuestos para la Sierra de San Luis, dentro de la ventana original de 2,6° x 2,8°.

**Tabla 2.** Indicadores isostáticos clásicos y geoidicos para la Sierra de San Luis dentro de una ventana de 2,6° x 2,8°.

Modelo	VALORES OBTENIDOS				INDICADORES ISOSTÁTICOS			
	máx AAL (mGal)	máxAB (mGal)	máxAI (mGal)	máxN (m)	$\zeta_{AL}$ (mGal)	$\zeta_B$ (mGal)	$\zeta_I$ (mGal)	$\eta$ (m)
<i>Comp</i>	103	-68	0	3,9	-	-	-	-
<i>Subc</i>	135	-36	32	5,9	32	32	32	2,0
<i>Sobrec</i>	81	-90	-22	2,7	-22	-22	-22	-1,2