

Indicadores gravimétricos isostáticos en cuencas sedimentarias

M. P. Martínez⁽¹⁾, M. E. Giménez⁽²⁾ y A. Introcaso⁽³⁾

(1) CONICET. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. Séptimo Volponi. Av. Ignacio de la Roza y Meglioli. Rivadavia. CP: 5400. San Juan. Correo electrónico: mpm@unsj.edu.ar

(2) Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. Séptimo Volponi. Av. Ignacio de la Roza y Meglioli. Rivadavia. CP: 5400. San Juan. Correo electrónico: cea@unsj.edu.ar

(3) Universidad Nacional de Rosario. Instituto de Física de Rosario. CONICET. Ayacucho 1435. CP: 2000. Rosario. Santa Fé. Correo electrónico: Grupo de Geofísica@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

Investigamos las respuestas gravimétricas teóricas de modelos de cuencas sedimentarias suponiendo dos mecanismos de compensación, 1) hidrostático del tipo Airy (lo denominamos "modelo de estiramiento"), y 2) flexural elástico (lo llamamos "modelo de flexión"). Analizamos las anomalías tanto de Bouguer como isostáticas que producen modelos compensados y descompensados en los casos anteriores. Luego, en el modelo de estiramiento de una capa, corregimos la anomalía de Bouguer suponiendo una raíz elástica y viceversa; en el modelo de flexión de una capa la corregimos como si existiera una antirraíz en la discontinuidad de Mohorovicic. Finalmente, repetimos este procedimiento pero planteando un modelo teórico de cuenca de corteza de dos capas, con intrusión diapírica y corteza inferior de baja viscosidad.

Nuestros resultados señalan que cuando proponemos un modelo isostático en la hipótesis equivocada, la anomalía isostática (AI) tiene grandes magnitudes comparada con el efecto gravimétrico de los sedimentos ($g_{(hs)}$), o sea $|AI| > |g_{(hs)}|$. Existen, no obstante, indicadores que nos proporcionan el mecanismo de formación de la cuenca. El primer indicador a considerar surge de la comparación entre los valores absolutos de la anomalía de Bouguer (AB) y del efecto gravimétrico de los sedimentos. En los mecanismos de estiramiento, la tendencia es $|AB| < |g_{(hs)}|$. Además $AI \sim 0$, indica estabilidad primaria; $AI < 0$ indica ascenso, y $AI > 0$, subsidencia. En el caso del modelo flexural, siempre que se elija una rigidez flexural D adecuada, la tendencia es $|AB| > |g_{(hs)}|$. En ese caso $AI \sim 0$, indica estabilidad; $AI > 0$, indica subsidencia y $AI < 0$, indica elevación. Se debe tener en cuenta que trabajando con datos reales, se tendrá que separar la anomalía de Bouguer Regional y Residual. Sólo en ese caso se podrá someter la anomalía Residual a los indicadores mencionados.

Palabras clave: cuencas, Geofísica, Gravimetría, isostasia

Isostatic gravity indicators on sedimentary basins

ABSTRACT

We investigate the theoretical gravity results of the sedimentary basin models assuming two compensation mechanisms, 1) hydrostatic of the Airy type (we denominate it "stretching model"), and 2) elastic flexural (we call it "flexural model"). We analyze both the Bouguer and Isostatic anomalies, causing a compensated model and a non-compensated model using both mechanisms. Then, in the stretching model of a layer, we have corrected the Bouguer anomaly assuming an elastic root, and vice versa, in the flexural model of a layer we have corrected it as if existed an anti-root in the Mohorovicic discontinuity. Finally, we have repeated this procedure but using a theoretical model of two layers, sedimentary basin with both, intrusion and lower viscosity in lower crust. Our results point out that when we propose an isostatic model in the wrong hypothesis, the isostatic anomaly (AI) exhibits big magnitudes compared with the gravimetric effect of the sediments ($g_{(hs)}$), then $|AI| > |g_{(hs)}|$. Nevertheless, there are indicators that provide us the mechanism of the basin formation. The first indicator arises from the comparison between the absolute values of the Bouguer anomaly (AB) and of the gravimetric effect of the sediments. In the stretching mechanisms, the tendency is: $|AB| < |g_{(hs)}|$. Also $AI \sim 0$ indicates primary stability; $AI < 0$ ascent, and $AI > 0$ indicates subsidence. In the case of the flexural model, when an appropriate flexural rigidity D is selected, the tendency chosen is $|AB| > |g_{(hs)}|$. In that case $AI \sim 0$ indicates stability; $AI > 0$ indicates subsidence and $AI < 0$ indicates elevation. It should be kept in mind that working with real data, Bouguer anomaly will have to be separated in Regional and Residual effects. Only in such case the Residual anomaly could be analyzed using the mentioned indicators.

Key words: basin, Geophysics, Gravimetric, isostasy

Introducción

Cuando se habla de mecanismos de compensación isostática, se reconocen dos (y un caso extremo de ellos): de Pratt o térmico (Pratt, 1859), y el de Vening Meinesz, también llamado regional o flexural (Vening Meinesz, 1939).

Walcott (1970) considera que el mecanismo de Airy (Airy, 1855) es sólo un caso particular del mecanismo flexural. Pues el caso más simple corresponde a una litosfera de rigidez flexural $D=0$. En esta situación toda la deformación se produce exclusivamente por debajo de la carga, de tal manera que se genera una raíz que la compensa por flotación. Es decir, se obtienen las clásicas expresiones de compensación hidrostática de Airy. Para una litosfera que tiene cierta rigidez, en cambio, la zona de deformación se ensancha y la raíz es mucho menos profunda. Se habla en estos casos de compensación regional.

En este sentido varios estudios demuestran que una gran parte de la Cordillera de Los Andes está mayormente compensada según el sistema de Airy (Introcaso 1991, Introcaso *et al.*, 1992, entre otros). Sin embargo, se han realizado algunos estudios para combinar ambos mecanismos, termal y Airy (Kono *et al.*, 1989; Martínez *et al.*, 1995; Introcaso *et al.*, 1997) y en algunas zonas andinas el mecanismo flexural ha sido analizado por Lyon y Caen (1985), Farn *et al.* (1996), entre otros.

Por otro lado, revisando antecedentes que se refieren a densidades, Woollard (1969) sostuvo que cualquiera que sea la densidad σ_c adoptada para los excesos topográficos (por ejemplo, de altitudes h), la densidad de compensación $\Delta\sigma$ proporciona un valor $\Delta\sigma \times \Delta R$ (con ΔR : raíz cortical) que balancea a $\sigma_c \times h$.

Introcaso (1993) señaló el camino a seguir cuando se trata de compensación hidrostática de cuencas (mecanismo de Airy), tanto oceánicas como continentales. Propone ecuaciones que consideran una corteza de dos capas e involucra antirraíces en la discontinuidad intermedia.

En este trabajo investigamos las respuestas gravimétricas teóricas que producen modelos (bidimensionales) teóricos de cuencas insertas en una corteza simple (de una capa) compensadas y descompensadas isostáticamente. Para ello suponemos dos mecanismos de compensación, 1) hidrostático del tipo Airy, y 2) flexural elástico. Vemos también cuales son las anomalías isostáticas que producen modelos descompensados en los casos anteriores.

Luego planteamos un modelo de cuenca teórico inserto en una corteza de dos capas, con intrusión diapírica y corteza inferior de baja viscosidad.

Comparamos las magnitudes de las anomalías de

Bouguer y las anomalías isostáticas *versus* el efecto gravimétrico de los sedimentos.

Modelo de estiramiento compensado

Modelamos una cuenca con 8 km de profundidad y 200 km de ancho como la de la figura 1 (arriba). Suponemos que fue producto de un estiramiento de 48 km ($S_t = 200\text{km} \times 8\text{km}/33\text{km}$, ver Introcaso *et al.*, 1992) y que se encuentra compensada hidrostáticamente (compensación isostática de Airy). El cálculo de la antirraíz surge a partir de plantear ecuaciones de equilibrio de dos bloques de corteza compensados hidrostáticamente al nivel de la discontinuidad de Mohorovicic. El primero es un bloque de corteza con espesor normal ($T_n = 33\text{ km}$) y densidad uniforme (σ_c). El segundo bloque tiene una depresión (cuenca) rellena con sedimentos de otra densidad (σ_s) y una antirraíz en la base de la corteza (en esta última se considera la densidad del manto superior σ_m). Para más detalles, ver Introcaso (1993).

Determinamos las antirraíces en la corteza inferior a partir de las clásicas expresiones:

$$\Delta SR = h_s * (\sigma_c - \sigma_s) / (\sigma_m - \sigma_c) \quad (1)$$

siendo, ΔSR : antirraíz en la discontinuidad de Mohorovicic; h_s : profundidad máxima de los sedimentos; σ_c : densidad de la corteza ($2,9\text{ g/cm}^3$); σ_s : densidad de los sedimentos ($2,5\text{ g/cm}^3$); σ_m : densidad del manto superior ($3,3\text{ g/cm}^3$).

Las densidades mencionadas son las normalmente utilizadas como promedios mundiales (Woollard, 1969) y han sido tomadas en muchas oportunidades por nuestro grupo de trabajo (Pacino e Introcaso, 1988; Giménez *et al.*, 2000, entre otros). Por otro lado, nos resultan convenientes para la simplificación de los cálculos. De manera que, involucrando estas densidades, la ecuación 1 se reduce a :

$$\Delta SR = h_s \quad (2)$$

Luego la anomalía de Bouguer "teórica" (AB_1) será la suma del efecto gravimétrico que produce el relleno sedimentario, $g_{(h_s)}$, más el efecto gravimétrico que produce la antirraíz, $g_{(\Delta SR)}$.

$$AB_1 = g_{(h_s)} + g_{(\Delta SR)} \quad (3)$$

Los efectos gravimétricos directos son calculados

mediante programas de computación del IFIR (Instituto de Física de Rosario) que se basan en el método de Talwani *et al.* (1959).

Así planteado el modelo y siendo la anomalía de Bouguer solamente el resultado de esta suma, la anomalía Isostática (AI_1) será:

$$AI_1 = AB_1 + Cg_{(hs)} + Cg_{(\Delta SR)} \quad (4)$$

donde, $Cg_{(hs)}$: corrección por relleno sedimentario; $Cg_{(\Delta SR)}$: corrección por antirraíz.

Siendo las correcciones de signo contrario a los efectos gravimétricos y estando frente a un modelo compensado hidrostáticamente, entonces la anomalía isostática será $AI_1 = 0$, ver figura 1. Notemos que el efecto negativo de los sedimentos es muy superior a la anomalía de Bouguer que los contiene. Inferimos pues que tiene que existir un exceso de masa (por ejemplo, la antirraíz).

Modelo de estiramiento descompensado

Modelamos la misma cuenca pero suponemos distintos grados de descompensación. Esto se corresponde con modelar antirraíces que no estén compensadas hidrostáticamente, por ejemplo al 25, al 50, y al 75% de una antirraíz compensada. En la figura 2, se representa el caso de subcompensación y en la figura 3 el caso de sobrecompensación.

Puede verse que en el caso de subcompensación, las anomalías AB_1 (a, b y c) serán menos intensas que la anomalía AB_1 calculada con una antirraíz compensada. Mientras que en el caso de sobrecompensación, las anomalías AB_1 (d, e y f) serán mayores que la anomalía AB_1 .

Las anomalías isostáticas, calculadas por analogía con la ecuación 4 serán:

$$AI_{1-a} = AB_{1-a} + Cg_{(hs)} + Cg_{(\Delta SR)} \quad (5)$$

De igual modo se calculan AI_{1-b} , AI_{1-c} , AI_{1-d} , AI_{1-e} y AI_{1-f} . En el caso de subcompensación (figura 2), al igual que en el caso compensado (figura 1) las anomalías de Bouguer son negativas y de menor amplitud que el efecto sedimentario. Existen pues excesos de masas (por ejemplo antirraíces), aunque la única forma de saber el grado de balance es calculando las anomalías isostáticas.

Las tres anomalías isostáticas resultan negativas y la "predicción a futuro" respecto de la evolución de la cuenca es ascenso cortical.

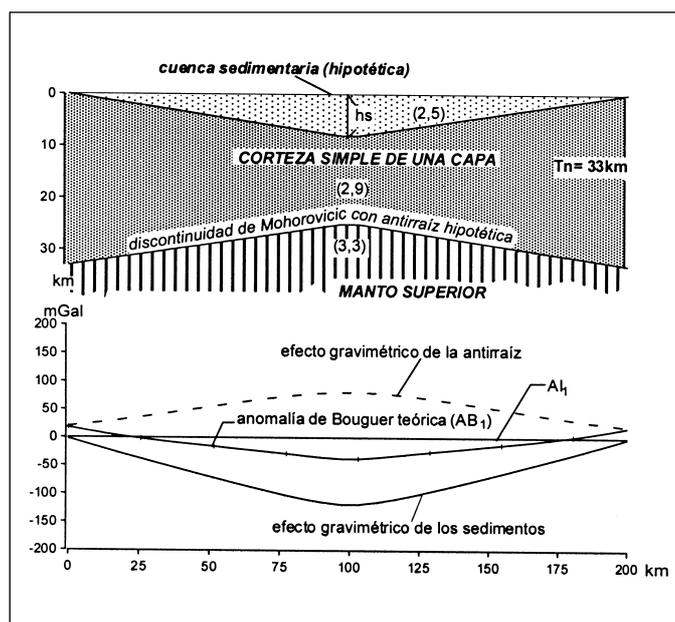


Fig. 1. Modelo de cuenca sedimentaria en la hipótesis de estiramiento. Compensación hidrostática del tipo Airy. Arriba: cuenca sedimentaria hipotética, inserta en una corteza de una capa simétrica, de 8 km de profundidad máxima y 200 km de ancho. La antirraíz produce la compensación hidrostática. Los valores entre paréntesis son las densidades usadas en gramos por centímetros cúbicos. T_n es el espesor normal de corteza considerado de 33 km. Abajo: efectos gravimétricos de los sedimentos y de la antirraíz; anomalías teóricas de Bouguer e Isostáticas

Fig. 1. Model of sedimentary basin in the stretching hypothesis. Compensation hydrostatic of the Airy type. Top: hypothetical sedimentary basin, inserted at a crust of a symmetrical layer, 8 km maximum deep and 200 km wide. The anti-root produces the hydrostatic compensation. The values among parenthesis are the densities used in grams by cubic centimeters. T_n is normal crust thickness of 33 km. Bottom: gravity effect of the sediments and the anti-root; theoretical Bouguer and Isostatic anomalies

El caso de sobrecompensación (figura 3) es diferente, las anomalías de Bouguer empiezan a ser positivas. Crece el efecto positivo de la antirraíz y las anomalías isostáticas resultan positivas, aumentando a medida que crece el grado de sobrecompensación.

Modelo de flexión compensado

Supondremos ahora que el mismo modelo de cuenca produce flexión en la corteza inferior debido al peso de los sedimentos (figura 4). Es decir, suponemos que el mecanismo de compensación es la flexión elástica.

De acuerdo con Jeffreys (1959), al describir el comportamiento mecánico y los esfuerzos de la litosfera, el parámetro importante no es la resistencia de

las rocas, sino la rigidez flexural "D", que define la máxima magnitud y la máxima longitud de onda de las cargas superficiales que pueden ser soportadas sin fracturación elástica de la litosfera. Esta "litosfera equivalente (Te)", no tendría la rigidez real de la corteza, si no que es la rigidez de una capa elástica uniforme que responde a la aplicación de una carga de la misma manera que lo haría la corteza.

Siendo "D" la rigidez flexural de la lámina:

$$D = ET^3 / 12(1 - \nu^2) \quad (6)$$

donde: E: módulo de Young (para la corteza $E = 1 \times 10^{12}$ dyn/cm²); T: espesor cortical; ν : relación de Poisson (para la corteza $\nu = 0,25$) y D: rigidez flexural (dyn x cm).

Para una carga repartida en forma cualquiera (Walcott, 1970), la flecha bajo la carga se calcula:

$$W(x) = \frac{aP}{2(\sigma_m - \sigma_c)g} \frac{e^{-ax(\cos ax + \sin ax)}}{\quad} \quad (7)$$

donde: $a = ((\sigma_m - \sigma_c)g/4D)^{1/4}$, se denomina parámetro flexural inverso; $\alpha = 1/a$, Parámetro Flexural, tiene dimensiones de longitud; g: gravedad media (980

cm/s²); x: abscisa donde se calcula la flecha W(x); $\Delta\sigma$: contraste de densidad ($\sigma_m - \sigma_c$) = 0, 4 g/cm³; D: rigidez flexural elástica, (dyn x cm); P: carga en gramos

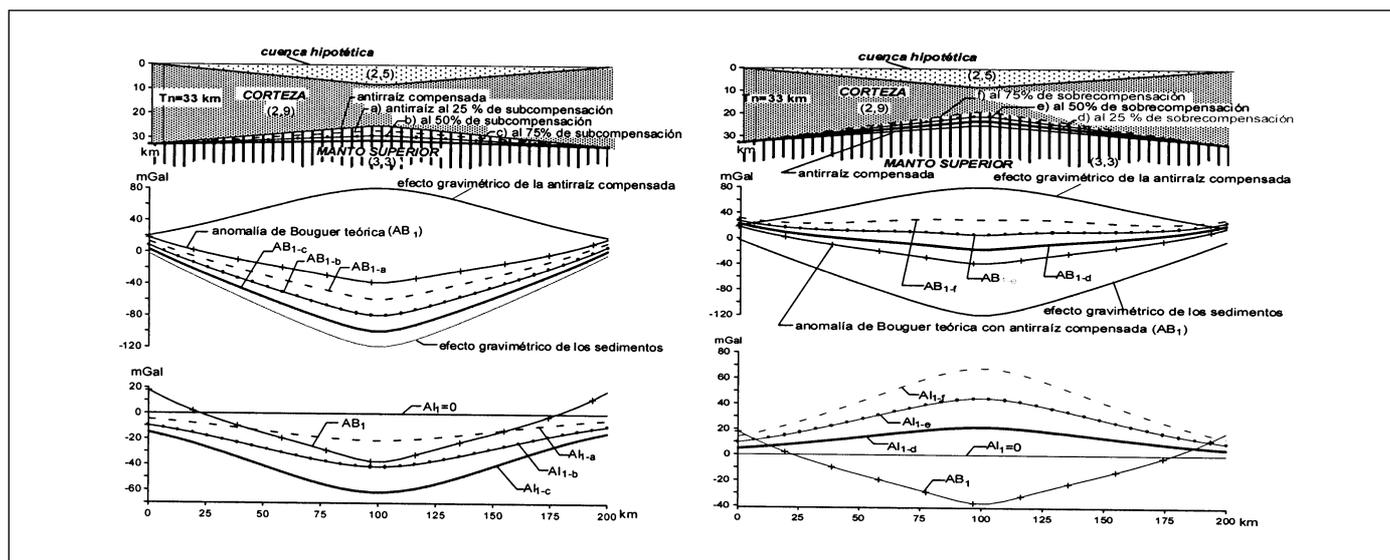
En este caso, la raíz (flecha), depende del espesor litosférico equivalente elegido, Te, (figura 4). Como era de esperar, vemos que estas flechas disminuyen al aumentar el espesor litosférico. Decidimos tomar la raíz causada por un espesor litosférico equivalente de 0,5 km pues es el que produce una flecha aproximadamente de la misma amplitud y longitud de onda del depósito sedimentario. Nuestro modelo así elegido proporciona resultados más claros para el análisis.

Luego la anomalía de Bouguer "teórica" (AB₂) será la suma del efecto gravimétrico que produce la cuenca sedimentaria, $g_{(hs)}$, más el efecto gravimétrico que produce la raíz, $g_{(\Delta R)}$.

$$AB_2 = g_{(hs)} + g_{(\Delta R)} \quad (8)$$

En la figura 4 notamos que tanto el efecto gravimétrico de las raíces como las anomalías de Bouguer teóricas disminuyen (en valor absoluto) a medida que aumenta el espesor litosférico equivalente.

Nos encontramos con una anomalía de Bouguer cuya máxima amplitud es aproximadamente 6 veces



Figs. 2 y 3. Hipótesis de estiramiento. Arriba: cuenca sedimentaria hipotética con raíces compensadas y descompensadas (al 25, 50 y 75 %). Centro: efectos gravimétricos y anomalía de Bouguer. Abajo: anomalías de Bouguer e Isostáticas. Caso subcompensación (fig. 2, a la izquierda). Caso sobrecompensación (fig. 3, a la derecha)

Figs. 2 and 3. Stretching hypothesis. Top: hypothetical sedimentary basin with compensated and non-compensated root (at 25, 50 and 75%). Center: gravity effect and Bouguer anomalies. Bottom: Bouguer and Isostatic anomalies. Undercompensation case (figure 2, on the left). Overcompensation case (figure 3, on the right)

mayor que la correspondiente a un modelo de estiramiento (figura 1) y que además duplica el efecto de los sedimentos. Estos son indicadores del tipo de mecanismo cortical presente en la cuenca.

Nuevamente, siendo la anomalía de Bouguer el resultado de la suma de estos efectos mencionados (ecuación 8), la anomalía isostática (AI_2) será:

$$AI_2 = AB_2 + Cg_{(hs)} + Cg_{(\Delta R)} \quad (9)$$

siendo: $Cg_{(hs)}$: corrección por relleno sedimentario; $Cg_{(\Delta R)}$: corrección por raíz.

Como el modelo en cuestión se encuentra compensado será $AI_2 = 0$.

Modelo de flexión descompensado

Siguiendo el mismo procedimiento anterior, modelamos raíces que no alcancen la compensación, o sea al 25, al 50 y al 75% de una raíz compensada, tanto para

el caso de subcompensación como para el caso de sobrecompensación (ver figuras 5 y 6).

Cuando tenemos subcompensación, las anomalías AB_2 (a, b y c) resultan ser mayores que la anomalía AB_2 calculada con una raíz compensada por flexión elástica (figura 5). En tanto que cuando existe sobrecompensación, las anomalías AB_2 (d, e y f) resultan ser menores que la anomalía AB_2 (figura 6).

A partir de la ecuación 9, surge que:

$$AI_{2-a} = AB_{2-a} + Cg_{(hs)} + Cg_{(\Delta R)} \quad (10)$$

De la misma manera son calculadas las anomalías AI_{2-br} , AI_{2-cr} , AI_{2-dr} , AI_{2-e} y AI_{2-f} .

En el caso de la figura 5 hemos supuesto para la corrección una raíz menor de la que tiene la cuenca. Por lo tanto, las anomalías isostáticas resultan positivas. Como era de esperar predecimos un descenso de la cuenca y crecimiento de la raíz compensadora. El razonamiento es contrario para el caso de sobrecompensación (figura 6).

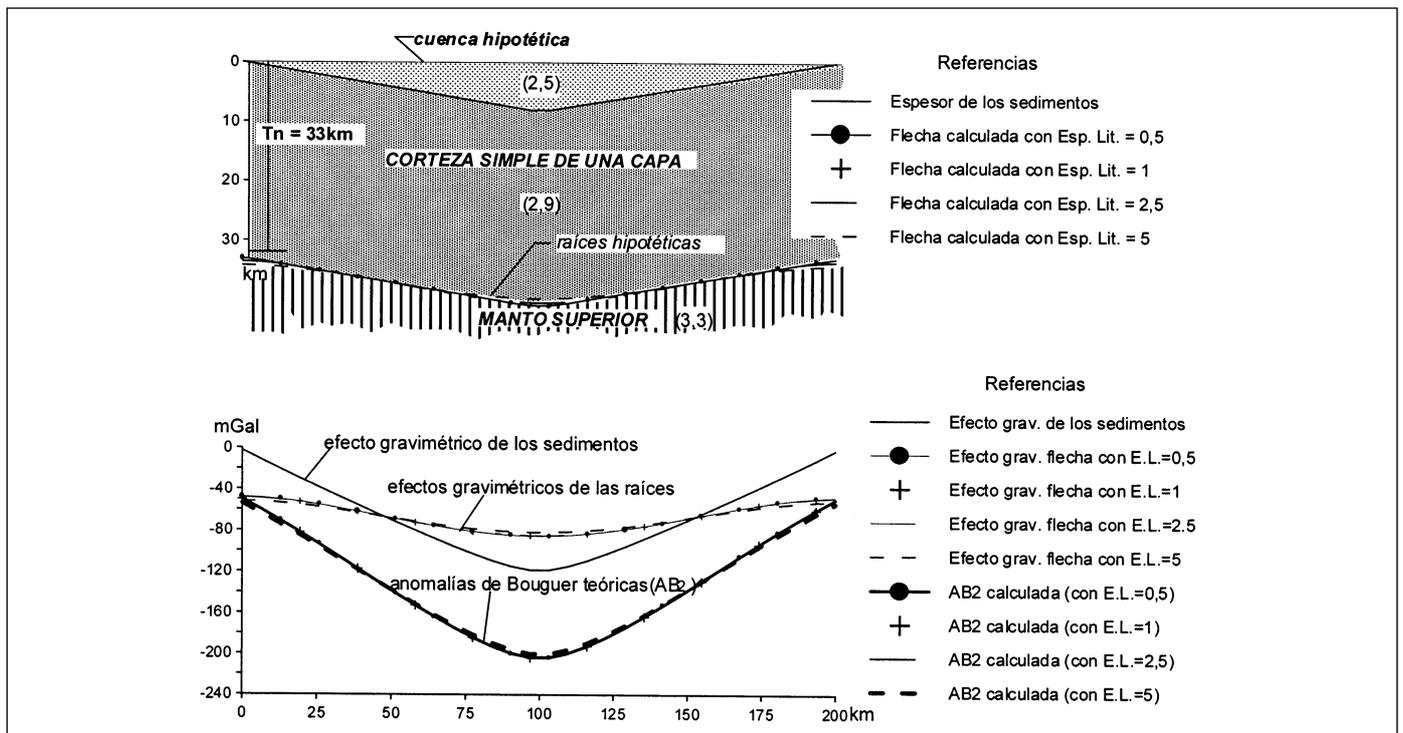
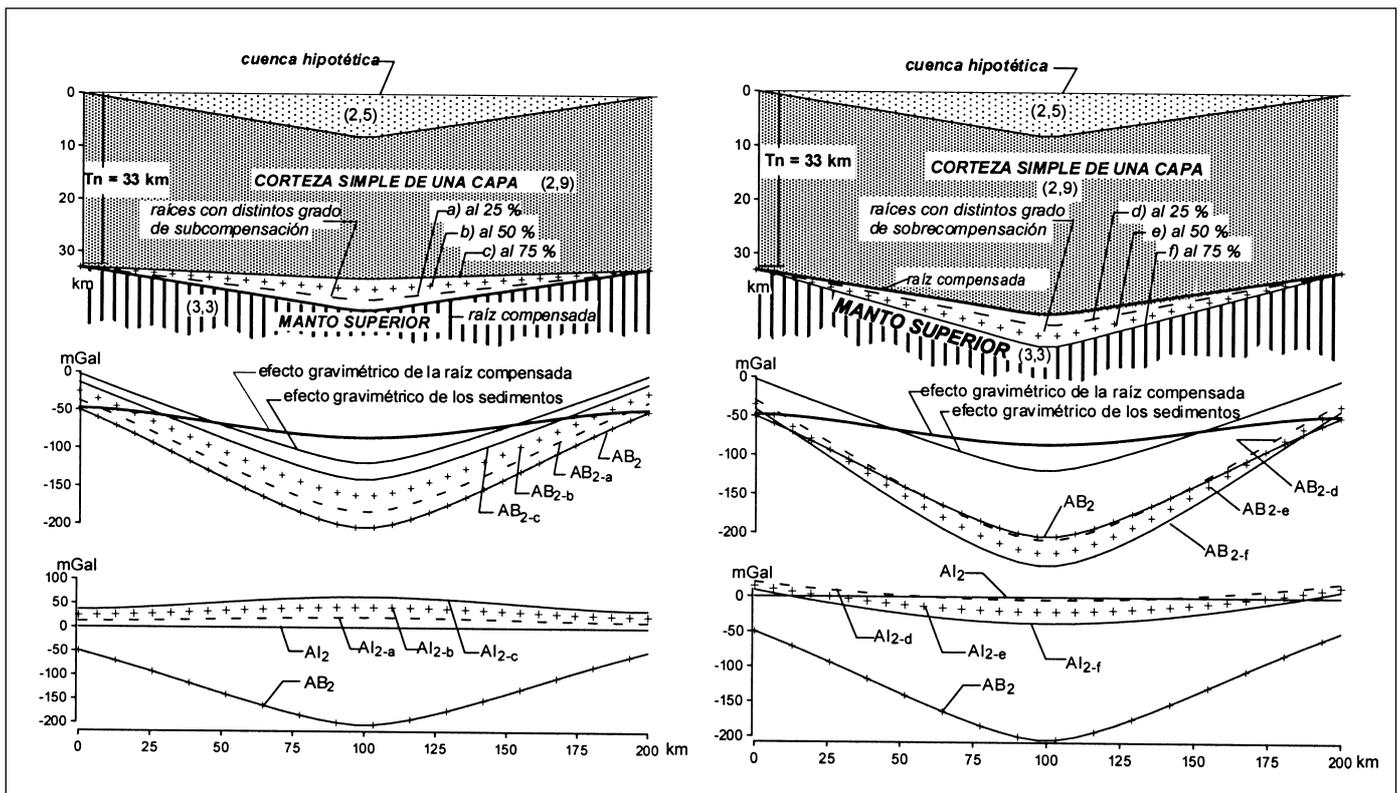


Fig. 4. Modelo de cuenca en la hipótesis de flexión elástica. Isostasia por flexión. Prueba con distintos espesores equivalentes. Arriba: Idem cuenca sedimentaria de la figura 1. La flexión se produce por la carga de los sedimentos. Abajo: efectos gravimétricos de los sedimentos y de las raíces; anomalías de Bouguer teóricas

Fig. 4. Sedimentary basin model in the hypothesis of elastic flexure. Isostasy by flexion. Probe with different equivalent thickness. Top: Idem sedimentary basin Figure 1. The flexure is produced by sedimentary load. Bottom: gravity effect of the sediments and the root; the-oretical Bouguer anomalies



Figs. 5 y 6. Hipótesis de flexión elástica. Arriba: cuenca sedimentaria idem figura 1. Raíces compensadas y descompensadas al 25, 50 y 75%. Centro: efectos gravimétricos y anomalías de Bouguer. Abajo: Anomalías de Bouguer e Isostáticas. Caso subcompensación (figura 5, a la izquierda). Caso sobrecompensación (figura 6, a la derecha)

Figs. 5 and 6. Elastic flexural hypothesis Up: sedimentary basin idem figure 1. Compensated and non-compensated root at 25, 50 and 75%. Center: gravity effect and Bouguer anomalies. Bottom: Bouguer and Isostatic anomalies. Undercompensation case (figure 5, on the left). Overcompensation case (figure 6, on the right)

Modelo de cuenca flexural (raíz compensada) y corregida por un modelo extensional (antirraíz compensada)

Con el fin de demostrar que el sistema elegido para evaluar el balance isostático es decisivo, aplicaremos un modelo de estiramiento a una cuenca formada en un sistema flexural y viceversa.

En la figura 7 vemos que ocurre con una cuenca que estando naturalmente compensada por una raíz (ecuación 8), corregimos a la anomalía de Bouguer sospechando una antirraíz, o sea:

$$AI_3 = AB_2 + Cg_{(hs)} + Cg_{(\Delta SR)} \quad (11)$$

En este caso la $AI_3 \ll 0$ (véase figura 7).

Si no supiésemos nada de esta cuenca, no sería erróneo pensar que, para que llegue al equilibrio hidrostático, su antirraíz tendría que crecer "en gran

medida", debido al orden de su anomalía isostática. En realidad estamos señalando la inadecuada elección del sistema isostático.

Modelo de cuenca extensional (antirraíz compensada) y corregida por un modelo flexural (raíz compensada)

En la figura 8, observamos la anomalía de Bouguer "teórica" (AB_1) como la suma del efecto gravimétrico que produce la cuenca sedimentaria, $g_{(hs)}$, más el efecto gravimétrico que produce la antirraíz, $g_{(\Delta SR)}$. Pero en este caso calculamos la anomalía isostática sospechando una raíz en corteza inferior, o sea:

$$AI_4 = AB_1 + Cg_{(hs)} + Cg_{(\Delta R)} \quad (12)$$

Ahora resulta $AI_4 \gg 0$ (ver figura 8).

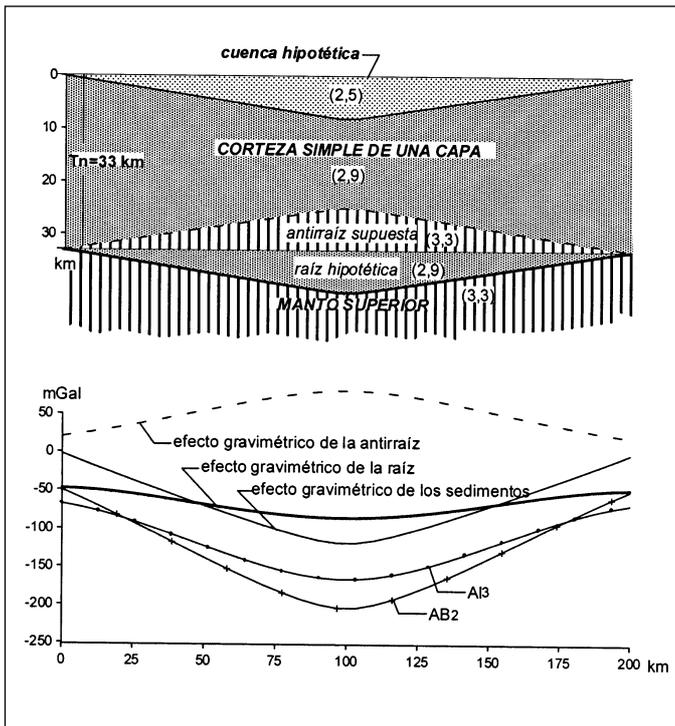


Fig. 7. Cuenca sedimentaria compensada naturalmente por flexión elástica, pero analizada involucrando compensación hidrostática. Arriba: corteza con una cuenca sedimentaria de acuerdo a la figura 4. La flexión se produce por la carga de los sedimentos. En línea de trazos se observa la antirraíz supuesta para la corrección de la anomalía de Bouguer. Abajo: diferentes efectos gravimétricos de raíces, antirraíces y sedimentos; anomalías de Bouguer e Isostáticas (ver texto)

Fig. 7. Sedimentary basin naturally compensated by elastic flexure, but analyzed involving hydrostatic compensation. Top: crust with sedimentary basin according to figure 4. The flexure is produced by sedimentary load. In dashed lines we see the antiroot assumed for the Bouguer anomaly correction. Bottom: different gravity effects of roots, antirroots and sediments; Bouguer and Isostatic anomalies (see text)

En este caso, hemos supuesto una raíz mayor que la que tiene, es más, tiene una antirraíz. No sería erróneo decir que para que esta cuenca esté compensada "por flexión", su raíz tendría que crecer "en gran medida" ($AI_4 \gg 0$). Este resultado se debe a la incorrecta elección del sistema de compensación.

Vemos muy claramente que de no elegir el modelo adecuado para evaluar el balance isostático, obtendremos anomalías isostáticas muy altas: negativas si aplicamos un modelo de estiramiento a una cuenca formada en realidad por flexión; y positivas en caso contrario.

Pero, nos preguntamos, ¿cuáles son los indicadores que permitirían una adecuada elección del mode-

lo?. En la Tabla I, primera fila, vemos que una cuenca compensada formada por estiramiento tiene una $|AB| < |g_{(hs)}|$. Contrariamente, una cuenca formada por flexión (Tabla 1, segunda fila) presenta una $|AB| > |g_{(hs)}|$. Se puede decir entonces que, comparando estos dos indicadores, ya estaremos en condiciones de asegurar cual fue el origen de la cuenca.

Modelo de cuenca en una corteza de dos capas

Consideramos ahora una cuenca inserta en una corteza de dos capas. Siguiendo la propuesta de Nakada y Takeda (1995), el manto diapírico eleva la corteza y se produce una antirraíz en la discontinuidad de Mohorovicic. Luego debido a una baja viscosidad de

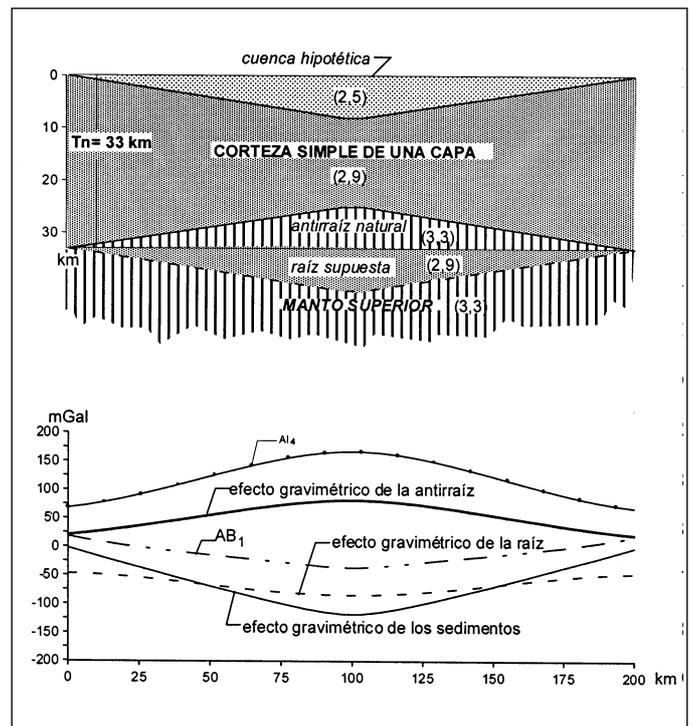


Fig. 8. Cuenca sedimentaria compensada naturalmente en la hipótesis hidrostática, pero analizada involucrando flexión cortical. Arriba: cuenca sedimentaria idem figura 1. La antirraíz en corteza se debe al estiramiento. En línea de trazos se observa la flexión cortical supuesta para la corrección de la anomalía de Bouguer. Abajo: efectos gravimétricos de raíz, antirraíz, sedimentos, y anomalías de Bouguer e Isostáticas (ver texto)

Fig. 8. Sedimentary basin naturally compensated on the hydrostatic hypothesis, but analyzed involving crustal flexure. Top: sedimentary basin idem figure 1. The antirroot is due to stretching. Dashed lines: crustal flexure assumed to correct the Bouguer anomaly. Bottom: gravity effect of root, antirroot, sediments, and Bouguer and Isostatic anomalies (see text)

la corteza inferior, se flexiona la corteza superior sin alterar la discontinuidad de Mohorovicic en la corteza inferior.

Planteando ecuaciones de equilibrio hidrostático:

$$Tcs * \sigma cs + Tci * \sigma ci = hs * \sigma s + (Tcs - hs) * \sigma cs + fm * \sigma cs + X * \sigma ci + \Delta SR * \sigma m \quad (13)$$

con:

$$X = Tci - fm - \Delta SR \quad (14)$$

Desarrollando y despejando ΔSR , tenemos:

$$\Delta SR = [hs(\sigma cs - \sigma s) + fm(\sigma ci - \sigma cs)] / (\sigma m - \sigma ci) \quad (15)$$

En un modelo simplificado (figura 9) suponemos:

- 1) que la discontinuidad de Conrad flexiona paralela a la base de la cubeta sedimentaria, o sea $hs = fm$
- 2) σcs : 2,7 g/cm³; σci : 2,9 g/cm³; σs : 2,5 g/cm³; σm : 3,3 g/cm³

Reemplazando en la ecuación 15, tenemos que: $\Delta SR = hs = fm$. Luego, se calculan los efectos gravi-

métricos ($g_{(hs)}$: efecto gravimétrico de la cubeta sedimentaria; $g_{(fm)}$: efecto gravimétrico de la flexión en la corteza superior; $g_{(\Delta SR)}$: efecto gravimétrico de la antirraíz en corteza inferior) y la anomalía de Bouguer teórica (AB_3) resulta:

$$AB_3 = g_{(hs)} + g_{(fm)} + g_{(\Delta SR)} \quad (16)$$

La anomalía isostática será:

$$AI_5 = AB_3 + Cg_{(hs)} + Cg_{(fm)} + Cg_{(\Delta SR)} \quad (17)$$

$$AI_5 = 0$$

Ahora suponemos dos casos diferentes:

a) Si en realidad tenemos una cuenca formada bajo régimen compresivo (flexionada) y la corrigiéramos pensando en un origen diapírico y baja viscosidad de la corteza inferior (como en la figura 9), o sea:

$$AI_6 = AB_2 + Cg_{(hs)} + Cg_{(fm)} + Cg_{(\Delta SR)} \quad (18)$$

$$AI_6 \ll 0$$

b) Si por el contrario tuviéramos un modelo como el de la figura 9, y realizamos una compensación isostática pensando en un modelo de flexión, o sea:

$$AI_7 = AB_3 + Cg_{(hs)} + Cg_{(\Delta SR)} \quad (19)$$

$$AI_7 \gg 0$$

En la figura 10 observamos que las anomalías AI_6 y AI_7 son iguales en valor absoluto, y de grandes magnitudes (comparadas con el efecto gravimétrico de los sedimentos), señalando en los dos casos apartamiento ficticio del equilibrio. Nuevamente y como en el caso del modelo de una capa (figuras 1 y 4) la comparación de AB_2 y AB_3 con $g_{(hs)}$ determina la elección del modelo isostático.

Planteadas cada una por su lado, las conclusiones no se alteran, o sea:

a) Para que esta cuenca esté compensada hidrostáticamente, como en la figura 9, su antirraíz tendrá que crecer "en gran medida" ($AI_6 \ll 0$).

b) Para que la cuenca esté compensada por flexión, su raíz tendrá que crecer "en gran medida", tal como lo indica la magnitud de la anomalía isostática: $AI_7 \gg 0$. Siendo esto lógico pues el modelo teórico tiene una antirraíz.

Nuevamente queda señalado que ante una mala elección del modelo de compensación, las anomalías isostáticas resultan muy altas comparadas con la respuesta gravimétrica de los sedimentos.

Se repite también que una cuenca formada por fle-

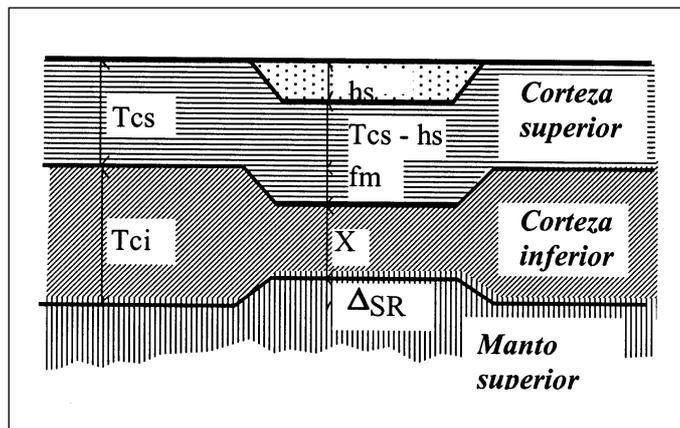


Fig. 9. Modelo de cuenca inserta en corteza de dos capas según la propuesta de Nakada y Takeda (1995). Siendo: Tcs: espesor de corteza superior; Tci: espesor de corteza inferior; hs: espesor de los sedimentos; fm: flecha (flexión) en la discontinuidad de Conrad; Δ_{SR} : antirraíz en la discontinuidad de Mohorovicic; σcs : densidad de la corteza superior; σci : densidad de la corteza inferior; σs : densidad de los sedimentos; σm : densidad del manto superior

Fig. 9. Sedimentary basin model in two layer crusts, according to Nakada and Takeda (1995). With: Tcs: upper crustal thickness; Tci: lower crustal thickness; hs: sedimentary thickness; fm: Conrad discontinuity arrow; Δ_{SR} : antirroot in Moho discontinuity; σs : sedimentary density; σm : upper mantle density

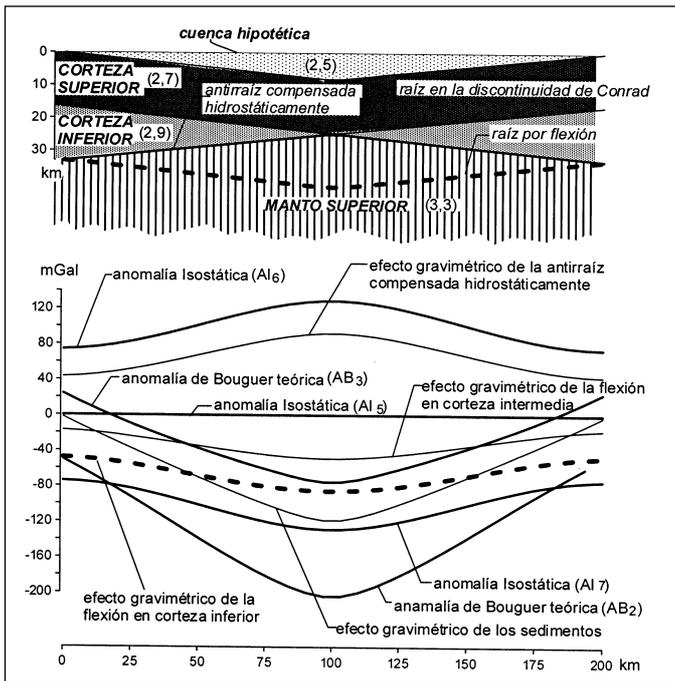


Fig. 10. Modelo de cuenca sedimentaria considerando una corteza de dos capas. Planteamos dos casos: 1) modelo compensado hidrostáticamente por una raíz en la discontinuidad de Conrad y una antirraíz en la discontinuidad de Mohorovicic pero corregido por flexión; y 2) modelo compensado por flexión con raíz en ambas discontinuidades, Moho y Conrad, pero corregido con un modelo de compensación hidrostática. Arriba: cuenca sedimentaria inserta en un modelo flexural de dos capas. La discontinuidad M presenta una antirraíz producida por la intrusión del manto diapírico, y la deformación en la discontinuidad de Conrad es paralela a la cubeta sedimentaria. En línea de trazos se dibuja la raíz en el Moho. Abajo: efectos gravimétricos de raíz, antirraíz y sedimentos; anomalías de Bouguer e Isostáticas

Fig. 10. Sedimentary basin model in two layer crusts. Two cases were considered: 1) hydrostatic compensated model with root in Conrad discontinuity and antirroot in M discontinuity but corrected by flexure, and 2) flexural compensated model with root in both Moho and Conrad discontinuities, but corrected by hydrostatic model. Top: sedimentary basin in flexural two layer models. M discontinuity involves antirroot produced by diapiric mantle intrusion, and the Conrad discontinuity deformation is parallel to sedimentary basin bottom. Dashed lines: the elastic flexure root in Moho. Bottom: gravity effects of root, antirroot and sediments; Bouguer and Isostatic anomalies

ción (compensada) tiene $|AB| > |g_{(hs)}|$ mientras que una cuenca formada por estiramiento (compensada) tiene $|AB| < |g_{(hs)}|$ (ver Tabla I, filas 6 y 7).

Resultados

En la Tabla I se han volcado los valores extraídos de las figuras anteriores. En ella notamos:

1) Cuando una cuenca está compensada por una antirraíz deficiente y corregimos la anomalía de Bouguer con una antirraíz compensada, la anomalía isostática es negativa y siempre corrigiendo a la anomalía de Bouguer observada (o sea la anomalía isostática es menor en valor absoluto que la anomalía de Bouguer). Predicción: ascenso y crecimiento de antirraíz.

2) Si la cuenca está compensada por una antirraíz en exceso y corregimos a la anomalía de Bouguer con una antirraíz compensada, la anomalía isostática es positiva. Predicción: subsidencia de la cuenca.

3) Cuando una cuenca está formada en un sistema flexural, con una raíz en déficit, la anomalía isostática es positiva. En este caso estamos sobrecorrigiendo a la anomalía leída o teórica. Predicción: descenso y crecimiento de raíz. Por ejemplo: mecanismo compresional en corteza inferior dúctil con movilismo secundario en corteza superior.

4) Si la cuenca está compensada en la hipótesis flexural, con una raíz en exceso, la anomalía isostática es negativa. Predicción: ascenso y decrecimiento de la raíz. Por ejemplo: erosión en corteza inferior con movilismo secundario en corteza superior.

5) Cuando una cuenca formada naturalmente por flexión elástica (compensada), y corregimos a la anomalía de Bouguer como si estuviera compensada hidrostáticamente (con una antirraíz), la anomalía isostática resultante es muy negativa. La anomalía de Bouguer, que es muy negativa, se corrige muy poco en valor absoluto y la anomalía isostática resulta con otra longitud de onda. Se puede pensar que para que esta cuenca esté "compensada hidrostáticamente" su antirraíz tendría que crecer "en gran medida".

6) Cuando una cuenca está naturalmente compensada por una antirraíz y la corregimos como si tuviera una raíz, la anomalía isostática es muy positiva, y sobrecorrigiendo a la anomalía leída (que es negativa). Se puede pensar que para que esta cuenca esté compensada "por flexión" su raíz tendría que crecer "en gran medida".

7) Las conclusiones 5) y 6), no se contraponen con las anteriores 1), 2), 3) y 4) pero, cuando tenemos anomalías isostáticas (AI) muy grandes estamos en condiciones de sospechar otro tipo de génesis para la cuenca en estudio.

8) Los resultados son similares cuando consideramos un modelo de cuenca complejo (corteza de dos capas), con intrusión diapírica y corteza inferior de baja viscosidad.

9) La magnitud de las anomalías isostáticas encontradas (comparadas con las anomalías de Bouguer leídas) nos puede señalar si estamos frente a un

modelo compensado, descompensado, o si tenemos que cambiar nuestra hipótesis de compensación.

Indicadores

Finalmente la Tabla II muestra los indicadores. El indicador más claro es sin duda AI y no obstante sin llegar a calcular anomalías pero disponiendo, como es

usual, de las anomalías de Bouguer (AB) y del efecto gravimétrico de los sedimentos ($g_{(hs)}$), de su comparación podemos inferir la repartición de masas corticales.

Para someter los datos de una cuenca a esta tabla de doble entrada se necesitarán las anomalías Isostáticas (AI) o las anomalías de Bouguer (AB) y los efectos gravimétricos de los sedimentos ($g_{(hs)}$). Si no se cuenta con $g_{(hs)}$, en ese caso la señal de entrada

MODELO DE CUENCA SEDIMENTARIA	$g_{(hs)}$ (mGal)	AB (mGal)	AI (mGal)	Predicción
I. Corteza de una Capa: Modelo de Estiramiento				
a) Compensada	-120	-30	0	Estabilidad (a)
b) Subcompensada	-120	-60 a -100	-20 a -60	Ascenso (b)
c) Sobrecompensada	-120	-20 a +30	+20 a +70	Subsidencia (c)
A largo plazo en (b) y (c) se elimina la diferencia de potencial con moviimiento secundario				
II. Corteza de una Capa: Modelo Flexural				
a) Compensada	-120	-200	0	Estabilidad (a)
b) Subcompensada	-120	-140 a -180	+25 a +65	Descenso (b)
c) Sobrecompensada	-120	-205 a -235	-5 a -35	Ascenso (c)
Esta interpretación (a), (b) y (c) es correcta si coinciden los D del modelo y el de la corteza				
III. Corteza de una Capa: Flexural Compensado Aunque analizado con un modelo de estiramiento	-120	-200	-170	Ascenso vertical (incorrecto) en lugar de II.a estabilidad
IV. Corteza de una Capa: Estiramiento Compensado Aunque analizado con un modelo de flexión	-120	-30	+170	Descenso (incorrecto) en lugar de I.a estabilidad
V. Corteza de dos Capas: Origen Diapírico y Baja Viscosidad de la Corteza Inferior (fig. 9)	-120	-80	0	Estabilidad
VI. Modelo Flexural Compensado Aunque analizado con un modelo como V	-120	-200	-130	Ascenso (incorrecto)
VII. Modelo V Compensado Analizado con un modelo de flexión	-120	-80	+130	Descenso (incorrecto)

Tabla I: Síntesis de los resultados encontrados analizando modelos teóricos de cuencas sedimentarias (Estiramiento I, y Flexural II) compensadas y descompensadas. $g_{(hs)}$: efecto gravimétrico de los sedimentos; AB: Anomalía de Bourguer; AI: Anomalía Isostática.

Table I: Synthesis of results found to analyze theoretical models of sedimentary basins (Stretching I, and Flexure II) compensated and non-compensated. $g_{(hs)}$: gravity effects of the sediments; AB: Bouguer anomaly; AI: Isostatic anomalies.

BALANCE ISOSTÁTICO	Modelo de Estiramiento	Modelo Flexural	Predicción Modelo Estiramiento	Predicción Modelo Flexural
Sistema Compensado	$AI \sim 0; ABo < g_{(hs)}$	$AI \sim 0; ABo > g_{(hs)}$	Estabilidad	Estabilidad
Sistema Subcompensado	$AI < 0; AB'o < g_{(hs)} $ $ AB'o > ABo $	$AI > 0; AB'o > g_{(hs)} $ $ AB'o < ABo $	Ascenso	Descenso
Sistema Sobrecompensado	$AI > 0; AB''o < g_{(hs)} $ $ AB''o < ABo $	$AI < 0; AB''o > g_{(hs)} $ $ AB''o > ABo $	Descenso	Ascenso

Tabla II: Indicadores gravimétricos del estado Isostático en cuencas sedimentarias. AI: anomalía Isostática; ABo: anomalía de Bouguer del modelo compensado; $g_{(hs)}$: efecto gravimétrico de los sedimentos; AB'o: anomalía de Bouguer del modelo subcompensado; AB''o: anomalía de Bouguer del modelo sobrecompensado

Table 2: Gravity indicators of the Isostatic state on sedimentary basins. AI: Isostatic anomalies; ABo: Bouguer anomalies from compensated models; $g_{(hs)}$: gravity effects of the sediments; AB'o: Bouguer anomaly of the under compensated model; AB''o: Bouguer anomaly of the over compensated model

será la geometría de la cuenca (espesores sedimentarios) con sus densidades. Pensemos que estas características son usualmente bien conocidas a través del empleo de sísmica en prospección de petróleo. Se conocen así los espesores h_s del paquete sedimentario y las velocidades V_i de ondas de compresión (con ellos se deducen las densidades σ_i).

Conclusiones

Comparando los valores de la anomalía de Bouguer AB y del efecto gravimétrico del paquete sedimentario $g_{(hs)}$, encontramos el primer indicador:

Si $|AB| < |g_{(hs)}|$, la cuenca responderá a un mecanismo de atenuación cortical compensado o no demasiado apartado de la compensación. Si $AB \sim g_{(hs)}$ el Moho se mantendrá en niveles "normales", sin que exista compensación en profundidad. Si $|AB| \leq |g_{(hs)}|$ con $AB > 0$ y $g_{(hs)} < 0$, la cuenca estará ostensiblemente sobrecompensada.

Si $|AB| > |g_{(hs)}|$, con $AB < 0$ y $g_{(hs)} < 0$, el mecanismo será flexural.

Esta identificación nos permitirá abordar el análisis isostático empleando el mecanismo adecuado. De no ser así, la anomalía isostática $|AI|$ podrá alcanzar valores muy altos (por ejemplo $|AI| > |g_{(hs)}|$).

Luego, garantizada la adecuada elección del sistema de compensación, podemos analizar el balance isostático. Cuando $AI \sim 0$, estaremos ante una cuenca con igualdad de masas, aunque inexorablemente -en el tiempo geológico- la corteza que sostiene a la cuenca tenderá a recuperar la energía potencial correspondiente a una corteza homogénea de espesor "normal".

De existir subcompensación en una corteza atenuada tendremos $AI < 0$, y la cuenca debería ascender. De existir sobrecompensación (con atenuación cortical) $AI > 0$, y la cuenca debería subsidir.

En el caso de flexión, si $AI \sim 0$, el modelo de compensación elegido y su rigidez flexural D son consistentes entre sí. Si $AI > 0$, aparecerá como subcompensada y si $AI < 0$, aparecerá como sobrecompensada, justamente al revés de lo que sucede en el caso de atenuación. Estos resultados no obstante deben analizarse con relación a la rigidez flexural (o el espesor equivalente). Sólo si ambos, el modelo de comparación y la corteza real, tienen el mismo valor de D, la interpretación será correcta.

Además, las variaciones de la rigidez flexural D con el tiempo originarán moviimiento vertical (por ejemplo subsidencia, si la rigidez flexural D disminuye por aumento de temperatura; y ascenso, si la rigidez flexural D aumenta por enfriamiento).

La resistencia de la litosfera deberá ser considerada también en el caso de una corteza estirada.

Referencias

- Airy, G.B. 1855. On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Transaction Royal Society (London)*, serie B, 125, 101-104.
- Fan, G, Wallace, T.C., Beck, S.L. and Chase, C.G. 1996. Gravity anomaly and flexural model: constraints on the structure beneath the Peruvian Andes. *Tectonophysics*, 255, 99-109.
- Giménez, M.E., Introcaso, A, Martínez, M.P. 2000. *Estudio Genético y Evolutivo de la Cuenca Del Bermejo. San Juan - Argentina*. UNR Editora. Temas de Geociencia. N° 6, 80 pp.

- Introcaso, A. 1991. El comportamiento Isostático de los Andes Argentino-Chilenos. *II Congreso da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 1, 160-164.
- Introcaso, A., Pacino, M.C. and Fraga, H. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° S y 35° S. *Tectonophysics*, 205, 31-48.
- Introcaso, A. 1993. Predicción del Movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el Método gravimétrico. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Mendoza*, 1, 1-4.
- Introcaso, A.; Pacino, M.C. y Guspi, F. 1997. A gravity chart to quickly evaluate the probable contribution of lithospheric heating to the isostatic balance in the central Andes. *Bollettino di Geofísica Teorica ed Applicata*, 38 (1-2), 41-54.
- Jeffreys, H., 1959. *The Earth. Its origin history and physical constitution*. Fourth Edition. Cambridge University Press, London, 420 pp.
- Kono, M., Fukao, Y. and Yamamoto, A. 1989. Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geophysics Reserch*, 94 (B4), 3891-1905.
- Lyon Caen, H., Molnar, P. and Suarez, G. 1985. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 75, 81-89.
- Martínez, M.P., Giménez, M.E. y Robles, J.A. 1995. Combinación de Acortamiento Cortical y Adición Magmática para la génesis del edificio andino a través de datos gravimétricos. *Revista Brasileira de Geofísica*, 13(3), 221-228.
- Nakada, Masao and Takeda, Yoshitaka. 1995. Roles of mantle diapir and ductil lower crust on island-arc tectonics. *Tectonophysics*, 246, 147-161.
- Pacino, M.C. e Introcaso, A. 1988. Modelo gravimétrico sobre el sistema de subducción Placa de Nazca Sudamericana en la latitud 33°Sur. *V Congreso Geológico Chileno*, 2, 77-89.
- Pratt, J.H. 1859. On the deflection the plumb-line in India, caused by the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond, and its modification by the compensating effect of a deficiency of matter below the mountain mass. *Transaction Royal Society* (London), serie B, 149, 745-779.
- Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M. 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone. *Journal of Geophysical Reserch*, 64(1), 49-58.
- Vening Meinesz, F.A.1939. Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale. *Bulletin Geodesique*, 63, 711-776.
- Walcott, R. I., 1970. An isostatic origin for basement uplifts. *Canadian Journal of Earth Science* 7, 931-937.
- Woollard, G.P. 1969. *Regional variations in gravity. The earth's crust and upper mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. 320-341.

Recibido: Octubre 2000

Aceptado: Febrero 2001