

RESPUESTAS ISOSTÁTICAS FLEXURALES DE LA CUENCA DEL BERMEJO (PROVINCIA DE SAN JUAN)

Mario E. Giménez¹, Myriam P. Martínez², Antonio Introcaso³

¹Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. Volponi, Facultad de Cs. Exac., Fís. y Nat., Univ. Nac. de San Juan. Av. Ignacio de La Roza y Meglioli S/N. Rivadavia, (5400) San Juan.. Email: cea@unsj.edu.ar.

²CONICET, Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. Volponi.
Email: mpm@unsj.edu.ar

³CONICET, Instituto de Física de Rosario, Facultad de Cs. Exac., Ing. y Agrim. Universidad Nacional de Rosario. Av. Pellegrini 250. Rosario Santa Fe. 2000. Email: geofisic@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

En la cuenca del Bermejo, Provincia de San Juan, se han evaluado tres modelos flexurales de compensación isostática, ellos son:

a) Modelo flexural elástico en corteza continua. Como era de esperar las respuestas flexurales resultaron de gran longitud de onda y no logran compararse con la respuesta gravimétrica de la cuenca.

b) Modelo flexural viscoelástico en corteza continua, la respuesta gravimétrica mejora aunque muy levemente el caso a) y por tanto continúa siendo insatisfactorio.

c) Flexión elástica en corteza discontinua: Este modelo involucra una variación lateral de la rigidez flexural D , a ambos lados de la bien reconocida megafactura Desaguadero-Bermejo.

En este caso la aceptable coincidencia entre las anomalías observadas y calculadas, señalan la importancia de la megafalla como elemento genético y evolutivo de la cuenca del Bermejo movilizada en un sistema isostático netamente local.

ABSTRACT

In the Bermejo basin, Province of San Juan, we have evaluated three flexural models of isostatic compensation, they are:

a) elastic flexural model in continuous beam. As expected, the flexural's answers resulted from great wavelength and it did not significance to be compared with gravity response of the basin.

b) viscoelastic flexural model in continuous beam, the gravimetric response slightly improved case a), and so continues being unsatisfied.

c) elastic flexion in broken beam: This model involves a lateral variation of the rigidity flexion D , to both sides of the well know megafault Desaguadero-Bermejo.

In this case the acceptable coincidence between the observed and calculated anomalies, indicate the importance of the megafault as a genetic and evolutionary element of the Bermejo basin by mobilizing in a highly local isostatic system.

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca del Bermejo es una cuenca de antepaís (Milana, 1991; entre otros), tiene una disposición alargada en sentido meridiano. Se ubica entre los 29° 30' y los 31° 30' de

Mario E. Giménez, Myriam P. Martínez, Antonio Introcaso

latitud Sur y entre los $69^{\circ} 15'$ y los $67^{\circ} 15'$ de longitud Oeste aproximadamente, se inicia al norte con un ancho muy pequeño y llega a tener 80 km en la mitad sur (Aparicio, 1984). Ver en la figura 1 la ubicación geográfica de la cuenca del Bermejo.

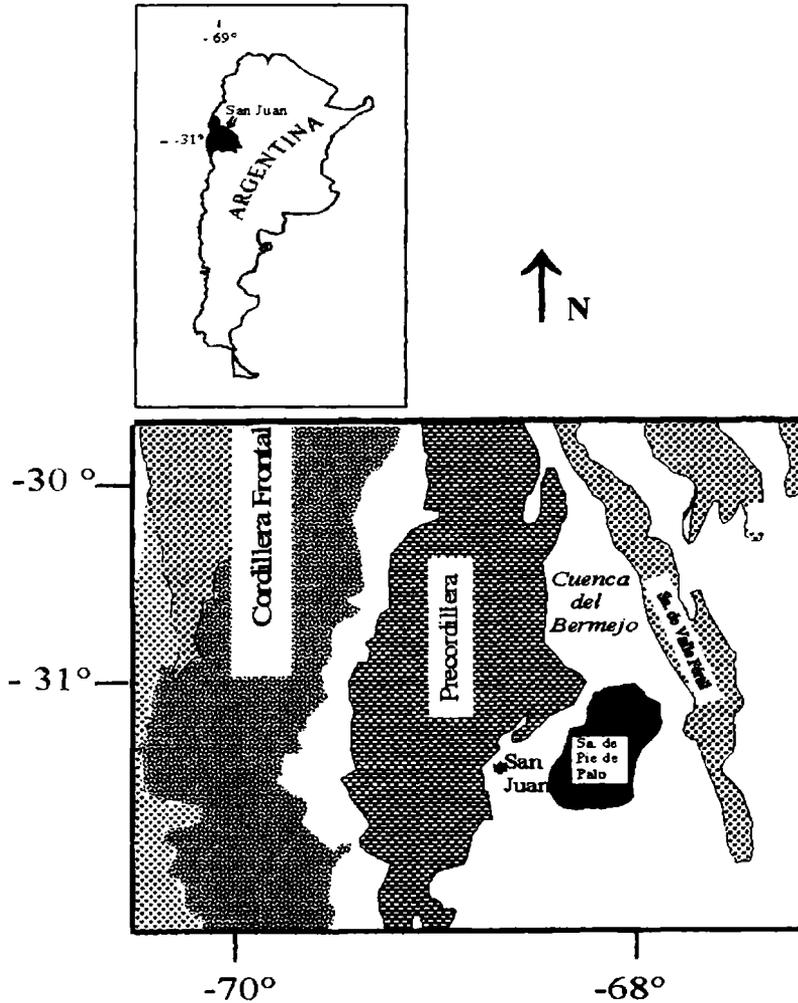


Figura 1. Ubicación geográfica de la zona de estudio. Hacia el este y sur de la Cuenca del Bermejo se ubican las sierras Pampeanas y hacia el oeste de la Cuenca se ubica la Precordillera andina.

Respuestas isostáticas flexurales de la cuenca ...

La espesa secuencia sedimentaria, fundamentalmente de edad Terciaria (Beer y Jordan, 1989; entre otros), se ubica entre dos unidades fundamentales: la Precordillera al oeste, y la sierra de Valle Fértil-La Huerta al este. El límite estructural entre la sierra de Valle Fértil y la cuenca del Bermejo es la megafactura Desaguadero-Bermejo.

Para este trabajo contábamos con:

a) una carta de isóbatas de basamento de la petrolera YPF (hoy YPF S.A.), a partir de la cual se determinó la respuesta gravimétrica directa de los sedimentos. Se utilizó un programa de computación del Instituto de Física de Rosario (IFIR) que se basa en el método de Talwani-Ewing (1960).

b) una carta de anomalías de Bouguer observada que involucra a la cuenca del Bermejo y a las regiones vecinas. La carta de anomalías residuales se obtuvo de la diferencia entre la carta de anomalías de Bouguer observada y la de anomalías de Bouguer regional (a través de modelar una corteza de una capa con espesores dados por sísmica de reflexión, para más detalles ver Gimenez, 1997).

Con a) y b) nos fue posible obtener la respuesta gravimétrica directa de los sedimentos de la cuenca y la anomalía de Bouguer residual para un perfil a los 30°30' Sur.

Presentamos un análisis de los métodos isostáticos flexurales, aplicados a la cuenca del Bermejo, y las deformaciones asociadas con ellos. Comparamos tres modelos: 1) flexural elástico, 2) flexural viscoelástico, y 3) flexural elástico en corteza "rota".

2. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL MÉTODO DE FLEXIÓN

La flexión de una placa que soporta una carga vertical produce presiones originadas por el desplazamiento del fluido, $(\sigma_m - \sigma_c) g W$, subyacente y por la reacción elástica de la lámina, $D \nabla^4 W$, siendo σ_m : densidad bajo la lámina, σ_c : densidad sobre de la lámina, g : gravedad, D : rigidez flexural $D = E T^3 / 12 (1 - \nu^2)$ de la lámina con W : desplazamiento vertical de la placa elástica, E : módulo de Young; T : espesor cortical; ν : relación de Poisson. D tiene dimensiones de cupla.

La presión es igual a P debajo de la carga y cero en cualquier otro lugar (Walcott, 1970), es decir:

$$D \nabla^4 W + (\sigma_m - \sigma_c) W g = P \text{ debajo de la carga} \quad (1)$$

$$D \nabla^4 W + (\sigma_m - \sigma_c) W g = 0 \text{ a los lados de la carga} \quad (2)$$

$$\text{Con } \nabla^4 = \frac{\delta^4}{\delta x^4} + \frac{\delta^4}{\delta y^4} + \frac{2 \delta^4}{\delta x^2 \delta y^2} \quad (3)$$

Se han propuesto distintas soluciones de (1) según las características de la carga aplicada. En particular, para una carga repartida en forma cualquiera, la solución la da Walcott (1970), es:

$$W(x) = \frac{a P}{2 (\sigma_m - \sigma_c) g} e^{-ax} (\cos ax + \sin ax) \quad (4)$$

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/seg²)

X : abscisa donde se calcula la flecha $W(x)$

$\Delta\sigma$: densidad de contraste ($\sigma_m - \sigma_c$) = 0.4 g/cm³

D : rigidez flexural elástica

P : carga

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. La "litosfera equivalente (T_e)" no tendría la rigidez real de la corteza, sino que lo haría como la rigidez de una capa elástica uniforme que responde a la aplicación de una carga de la misma manera que lo haría la corteza.

El otro indicador importante es el "parámetro flexural α ", el que nos señala el alcance de la deformación medida desde el punto de aplicación de la carga. Según Walcott (1970) para longitudes de onda de la topografía mayores que cinco veces el parámetro flexural, los esfuerzos de la litosfera no afectan el desplazamiento vertical. Por lo tanto esto sería equivalente al desplazamiento de una lámina infinita bajo una carga uniforme también infinita. Para longitudes menores que dos veces el parámetro flexural la carga no causa desplazamientos diferenciales de la superficie; mientras que para longitudes de onda intermedias, el desplazamiento diferencial puede ser hasta seis veces la amplitud inicial.

La deformación de la litosfera causada por las cargas topográficas implica un apartamiento de la posición de equilibrio de los distintos estratos que la componen, donde la discontinuidad más importante es el Moho. Estas deformaciones originan a su vez anomalías de gravedad que se pueden observar. El caso más simple corresponde a una litosfera de rigidez $D = 0$. 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, si en (1) consideramos $D = 0$, obtenemos la clásica expresión 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.

3. MODELOS FLEXURALES ELÁSTICOS Y VISCOELÁSTICOS

Analizamos el comportamiento elástico y viscoelástico, evaluando para cada modelo el efecto gravimétrico, asumiendo en principio una corteza normal de 33 km, (Woollard, 1969; entre otros).

3.a. Modelo Flexural Elástico

Se supone un desplazamiento en la base de la corteza debido a la carga sedimentaria promedio de la cuenca del Bermejo. Se asume una corteza elástica, con las siguientes características:

- litósfera equivalente: $T_e = 5$ km,
- densidad del manto superior: $\sigma_m = 3.3 \text{ g/cm}^3$ (Introcaso *et al.*, 1992; Martínez, 1997, etc).
- densidad de corteza, $\sigma_c = 2.9 \text{ g/cm}^3$ (Woollard, 1969), y
- densidad de los sedimentos: $\sigma_s = 2.3 \text{ g/cm}^3$ (Gimenez, 1997).

Utilizando la expresión 4 se calcula la flecha y luego el efecto gravimétrico que produce la misma.

La figura 2, se corresponde con el perfil a los 30°30' Sur que atraviesa la Precordillera Oriental, la cuenca del Bermejo y la sierra de Valle Fértil. Se puede observar la anomalía de Bouguer residual (trazo continuo ———), y la respuesta gravimétrica calculada para este modelo (cruces + + +).

Vemos que el efecto gravimétrico de la raíz regional calculado por el método de flexión elástica presenta una gran longitud de onda, apartándose notablemente de la anomalía localizada de la cuenca.

3.b. Modelo Flexural Viscoelástico

Este modelo presenta la propiedad de reducir los esfuerzos elásticos a medida que aumenta el tiempo de carga.

Si trabajamos con una carga bidimensional constante (Nadai, 1963), la expresión que proporciona la flexión viscoelástica $W(x)$ en el tiempo t es:

$$W(x) = \frac{P}{2\Delta\sigma g} \left[\frac{1}{X} (e^{y_0} \cos y_0 - e^{-y} \cos y) + \frac{1}{\alpha_0} (e^{-y_0} (\cos y_0 + \text{sen } y_0)) \times (1 - \text{Ln } \alpha / \alpha_0) \right] \quad (5)$$

donde: $\alpha_0^4 = \frac{4 D_0}{\Delta\sigma}$; $y_0 = x / \alpha_0$; $y = x / \alpha$

$$\beta = t / \tau = \frac{1}{4} [(\alpha_0 / \alpha)^4 - 1 - \text{Ln} (\alpha_0 / \alpha)^4] \quad (6)$$

$$\tau = 3 \mu / E \quad (7)$$

- siendo: P: carga sedimentaria
 g: gravedad media
 $\Delta\sigma$: densidad de contraste entre manto superior y corteza inferior
 X: abscisa donde se calcula la flecha.
 D_0 : rigidez flexural elástica inicial
 α_0 : parámetro flexural elástico inicial
 α : parámetro flexural viscoelástico
 τ : constante de tiempo de Maxwell
 t: tiempo de carga
 E: módulo de Young
 μ : viscosidad

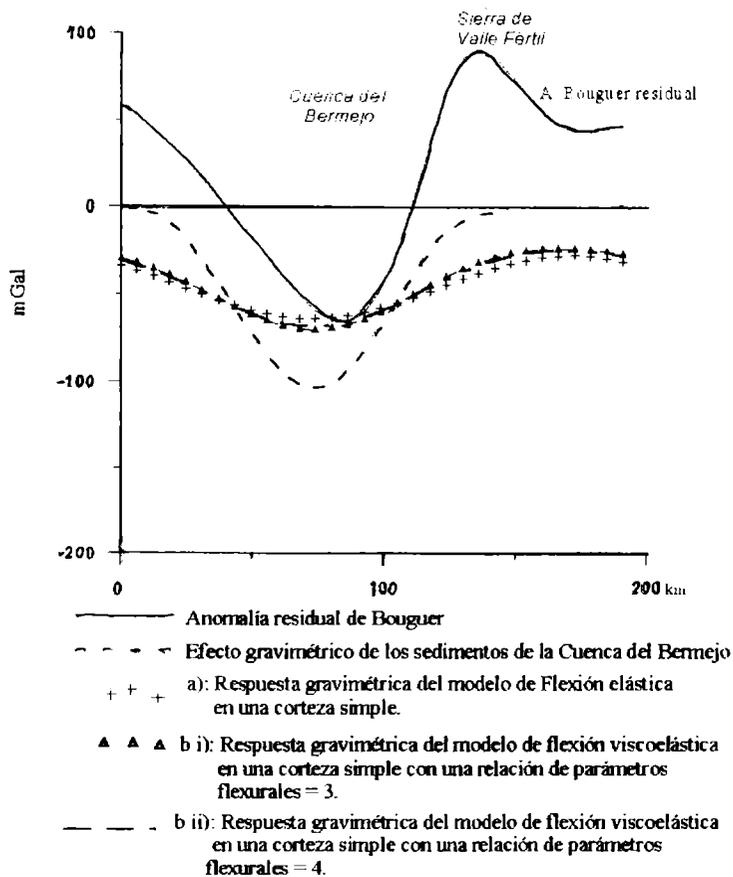


Figura 2. Respuestas gravimétricas de modelos de una capa, para: a) una corteza elástica, y b) una corteza viscoelásticas

Respuestas isostáticas flexurales de la cuenca ...

A continuación presentamos dos modelos de deformación que difieren entre si por la relación entre los parámetros flexurales (α_0/α).

i) Evaluamos el comportamiento viscoelástico para una corteza asumiendo:

$T_e = 5$ km; la relación entre parámetros flexurales (elástico y viscoelástico) $\alpha_0/\alpha = 3$, con $\alpha_0 = 32.63$ km, y el tiempo de carga de 19 veces el tiempo de relajación.

Si tenemos en cuenta que el tiempo de carga sedimentaria más antiguo que se ha podido datar para sedimentos neógenos es de 20 Ma (Milana, 1991), resulta por lo tanto el tiempo de relajación estimado de $\tau = 1 \times 10^6$ años.

ii) Con los mismos parámetros anteriores pero variando la relación de parámetros flexurales $\alpha_0/\alpha = 4$, resulta $\tau = 3.2 \times 10^5$ años.

Se calculó la flexión que producen cada uno de estos modelos y luego se evaluó respuesta gravimétrica.

En la figura 2 se ha graficado simultáneamente la residual de Bouguer que corresponde a la cuenca del Bermejo (línea llena —), el efecto gravimétrico directo de los sedimentos (línea de trazos - - -), y los efectos gravimétricos producidos en ambos casos de deformación viscoelástica i) e ii) representados con los símbolos $\Delta \Delta \Delta$ y $— —$, respectivamente.

Al igual que para el modelo flexural elástico (+ + +), en estos nuevos casos de deformación flexural viscoelástica se observa un marcado desajuste entre las respuestas gravimétricas residual y calculadas.

Enfatizamos que a pesar de trabajar con un espesor equivalente $T_e = 5$ km, los modelos elásticos y viscoelásticos en una corteza continua no logran reproducir la respuesta gravimétrica de corta longitud de onda obtenida sobre la cuenca del Bermejo. Las longitudes de onda de las respuestas gravimétrica de estos modelos de compensación regional, son demasiado largas respecto de la anomalía residual observada y del efecto gravimétrico de los sedimentos que constituyen -sin duda- la mayor influencia sobre la residual observada.

4. MODELO FLEXURAL EN CORTEZA ELÁSTICA “ROTA”

Los resultados anteriores descartan un comportamiento flexural (elástico o viscoelástico) para la génesis de la cuenca del Bermejo. La longitud de onda de las anomalías de Bouguer residuales observadas se corresponden con la longitud de onda debido al efecto de los sedimentos (figura 2). Debemos pues pensar en un mecanismo que permitiendo una subsidencia concordante con la profundidad de la cuenca en estudio, atribuya la mayor importancia a las anomalías de “g” de los sedimentos.

La cuenca del Bermejo está limitada por la megafactura Desaguadero-Bermejo, de edad Paleozoica (Ortíz y Zambrano, 1981; Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos y Kay, 1992; entre otros) que la separa de la sierra de Valle Fértil (figura 1). Pensamos en una corteza “rota” por esta megafactura, que adquiere en este modelo la característica de falla profunda, pues involucra el total de la corteza. De esta manera, la megafactura Desaguadero- Bermejo fue un condicionante de la flexión, no permitiendo la deformación por flexión como en una placa continua (ver figura 3). Se comportó entonces siguiendo el

mecanismo de un modelo flexural en placa “rota”, donde los sedimentos subsiden apoyados en la megafractura, consiguiendo así aproximadamente el ancho y profundidad actual.

Trabajamos con un modelo de corteza discontinua o “rota” como el de la figura 3, limitada hacia el este por la falla de Valle Fértil. Sometida al peso de la carga sedimentaria la hace flexionar, creando una pequeña flecha en la base de la corteza, que puede haber sido erosionada a nivel del Moho.

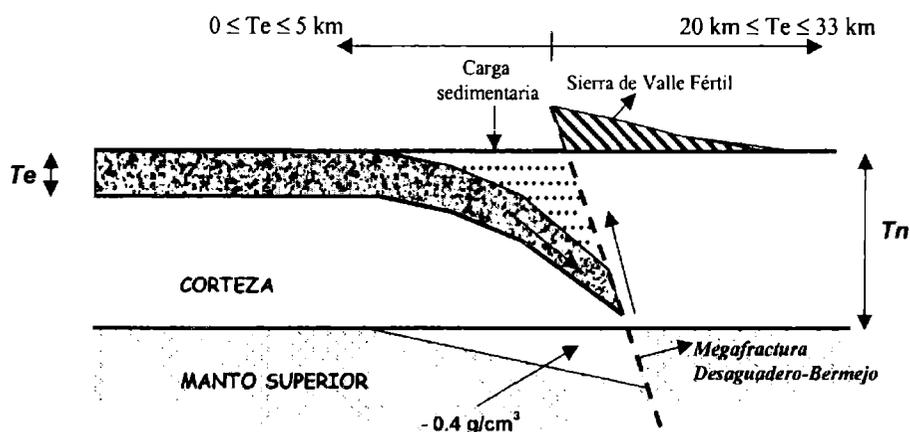


Figura 3. Esquema (fuera de escala), representando la flexión elástica en placa rota, causada por la carga sedimentaria de la cuenca del Bermejo y apoyada en la megafractura Bermejo-Desaguadero. El contraste de densidad utilizado para calcular el efecto gravimétrico que produce la flexión es -0.4 g/cm^3

Se evaluó la respuesta de la carga sedimentaria, para una sección promedio de la cuenca del Bermejo (a los $30^{\circ}30'$ Sur), con una variación lateral de la rigidez flexural cortical (o sea variando lateralmente el espesor equivalente). Se tomaron $T_e = 0, 5, 7, \text{ y } 10$ km, para el sector de corteza correspondiente con la cuenca (al oeste de la megafractura de Valle Fértil), y $T_e = 20$ y 33 km para el sector de corteza sobre la sierra de Valle Fértil (al este de la megafractura), véanse figuras 3 y 4.

Calculamos el efecto gravimétrico que produce el modelo de la Figura 3, y se compara con la anomalía de Bouguer residual y con la respuesta gravimétrica de los sedimentos de la cuenca (figura 4, arriba). Los mejores resultados se logran cuando $T_e=0$ sobre la cuenca y $T_e=20$ sobre la sierra. Consiguiendo que la respuesta gravimétrica de la flexión cortical sea del orden del efecto gravimétrico de los sedimentos.

El desplazamiento cortical que la carga sedimentaria produce, a partir de un nivel cero, con un T_e cercano a 0 km (o sea un modelo del tipo Airy, cuando $D=0$), sobre la cuenca y un $T_e = 20$ km al este de la falla, es comparable con la geometría de la cubeta sedimentaria (figura 4, abajo). Se observa que existe un ajuste entre ambas curvas, reproduciendo las dimensiones de la cuenca (tanto en ancho como en profundidad).

Respuestas isostáticas flexurales de la cuenca ...

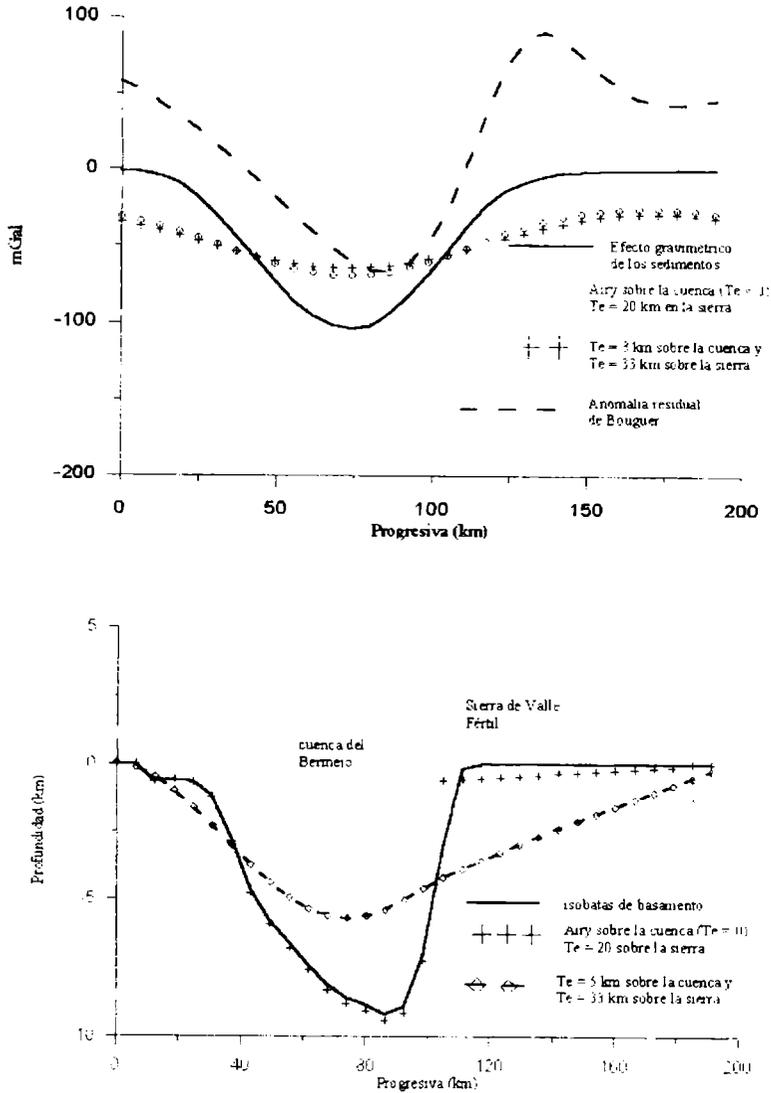


Figura 4. Arriba: respuestas gravimétricas que originan un modelo de flexión elástica en una corteza discontinua o placa rota, donde la megafactura Bermejo-Desaguadero marca la dicontinuidad. Puede compararse: la anomalia del efecto de "g" de los sedimentos; la respuesta en el sistema de Airy; la anomalia residual de Bouguer y la anomalia que genera el sistema de placa rota. Abajo: subsidencia producida por la carga sedimentaria en una corteza discontinua

5. CONCLUSIONES

Es difícil asumir que el verdadero mecanismo isostático sea local. Pensemos que la cuenca presenta un ancho restringido y una significativa profundidad. Tampoco los sistemas de compensación elásticos flexurales en placa continua (sistemas de compensación regional), logran ajustar la localizada respuesta gravimétrica de la cuenca del Bermejo. Una corteza continua viscoelástica, no logra una sustancial mejora.

Asumiendo una corteza flexural elástica "rota", obtenemos un aceptable ajuste al menos con el efecto gravimétrico directo de los sedimentos y una buena explicación sobre las condiciones corticales que permitieron la vigorosa subsidencia de la cuenca en los últimos 5 Ma. Este modelo nos estaría confirmando la existencia de una falla cortical.

Probablemente la pequeña raíz causada por la flexión bajo la cuenca halla sido erosionada (erosión subcortical) y es por este motivo el desajuste con la anomalía residual observada.

Agradecimientos: Agradecemos a CONICET y a la Agencia Nacional de Promoción Científica por la financiación parcial de esta publicación mediante los proyectos PICT N° 0159 y PICT N° 0174, respectivamente.

REFERENCIAS

- Aparicio, E. P., 1984. Geología de San Juan. U.N.S.J.- Fac. de Cs. Exac. Fís. y Nat.
- Beer, J.A. y Jordan, T., 1989. The effects of neogene thrusting on deposition in the Bermejo Basin, Argentina. *Journ. of Sedim. Petrol.*, 59 (2).
- Giménez, M. E., 1997. Estudio Genético y Evolutivo de la Cuenca del Bermejo (Pcia de San Juan) a partir de datos de Gravedad. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario. Fac. de Ciencias Exactas e Ingeniería. pp 270.
- Introcaso, A.; Pacino, M.C. y Fraga, H., 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° S y 35° S. *Tectonophysics*, vol. 205, 31-48.
- Jeffreys, H., 1959. *The Earth. Its origin history and physical constitution*. Fourth Edition. Cambridge University Press, London. pp 420.
- Martínez, M.P., 1997. Estudio del levantamiento de la Sierra de Valle Fértil. (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario. Fac. de Ciencias Exactas e Ingeniería. pp 153
- Milana, J. P., 1991. Sedimentología y Magnetoestatigrafía de formaciones Cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan. Fac. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. San Juan. Argentina. pp 273.
- Mpodozis, C. y Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, vol.11, 59-90.
- Nadai, A., 1963. *Theory of Flow and Fracture of Solids*. McGraw-Hill Book Company, Inc. Vol. Two, New York. pp 705.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1981. La Provincia Geológica Precordillera Oriental. VIII Cong. Geol. Argent., Actas III, San Luis, Argentina.

Respuestas isostáticas flexurales de la cuenca ...

Ramos, V. A. y Kay, S. M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, vol. 205, 261-282.

Talwani, M and Ewing, M., 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics XXV*, vol.1, 203-225.

Walcott, R., 1970. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere, *J. Geophys. Res.* vol. 75, 3941-3954.

Woollard, G.P., 1969. Regional variations in gravity. *The earth's crust and upper mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. pp 320-341.