

ANÁLISIS DE LA CUENCA DEL BERMEJO EN LOS ÚLTIMOS 8 Ma.

Gimenez, Mario Ernesto¹; Novara Iván²; Alvarez Pontoriero, Orlando³; Introcaso, Antonio²

¹ CONICET. Instituto Geofísico Sismológico “Ing. Fernando Séptimo Volponi”.

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNSJ. Avda. José I. De La Roza y Meglioli S/N.

San Juan. 5400. mgimenez@unsj-cuim.edu.ar;

² CONICET. Grupo de Geofísica del Instituto de Física de Rosario – UNR, Avda. Pellegrini 250.

Rosario – Santa Fe. 2000.: geofisic@fceia.unr.edu.ar; ivasiton@yahoo.com.ar

³FONCYT-AGENCIA. Instituto Geofísico Sismológico “Ing. Fernando Séptimo Volponi”.

orlando_a_p@yahoo.com.ar

RESUMEN

En el presente trabajo se propone un modelo isostático flexural elástico como mecanismo dominante en la generación de las estructuras de la cuenca de antepaís del Bermejo. La región de estudio a partir del Neógeno se comportó de forma diferente, pudiendo dividirse por lo menos en dos etapas. La primera, desde la formación de la cuenca de antepaís andino, hasta el inicio del levantamiento de las sierras Pampeanas occidentales, donde el mecanismo predominante fue la flexión elástica. La segunda etapa, motivo del presente trabajo, que abarca desde la reactivación de la megafalla Desaguadero-Bermejo hasta el presente, donde comienza a actuar el mecanismo de flexión elástica en corteza discontinua o rota. Las respuestas flexurales obtenidas para una corteza con un espesor elástico equivalente (T_e) entre 5 y 7 km generan una geometría consistente con la actual cuenca del Bermejo y con los modelos de corteza previamente justificados a partir de la anomalía residual de Bouguer.

Palabras Claves: Flexión Elástica, Placa Rota, Cuenca Sedimentaria, Cuenca del Bermejo, Sierras Pampeanas.

ABSTRACT

In the present work, we propose an elastic isostatic flexural model as the dominant mechanism in the generation of structures of the Bermejo foreland basin. The study area has behaved in a different way from the Neogene, therefore it has been divided into at least two stages. The first one, initiates with the formation of the Andean foreland basin up to the beginning of the lifting of Western Sierras Pampeanas. In this stage, the elastic flexure was the predominant mechanism. The second stage, which motivates our work, comprises from the reactivation of the mega fault of Bermejo-Desaguadero up to now, when initiates the elastic bending mechanism on the discontinuous or broken crust. The flexural responses obtained for a crust with an equivalent elastic thickness (T_e) between 5 and 7 km, generates a geometry consistent with the current Bermejo basin. These responses are also consistent with the crustal models previously justified from the Bouguer residual anomaly.

Key Words: Elastic Flexure, Broken Plate, Sedimentary Basin, Bermejo Basin, Sierras Pampeanas.

INTRODUCCIÓN

El sistema de Sierras Pampeanas constituye un conjunto de sierras y cuencas ubicadas en el centro-oeste de Argentina. Se extiende desde los 26° 00' hasta los 33° 15' de latitud sur, y desde los 63° 30' hasta los 68° 30' de longitud oeste. Es bien conocido, que las Sierras Pampeanas se encuentran flanqueadas por profundas cuencas sedimentarias de relieve relativamente llano, cubierto por sedimentos modernos (Baldis, et al. 1990; Caminos, 1979; Fernandez Seveso, et al. 1993; Zambrano, 1990; entre otros).

El área de estudio (Figura 1), se ubica sobre el segmento de subducción aplastada de la placa de Nazca (Cahill and Isacks, 1992; Isacks and Baranzagui, 1977; Jordan et al., 1983; Smalley and Isacks, 1987). Comprende a las provincias geológicas de Precordillera y Sierras Pampeanas, donde se evidencia un enfrentamiento tectónico del tipo piel fina – piel gruesa (Zapata y Allmendinger, 1996a). En medio de esta zona de triángulo se ubica la cuenca del río Bermejo (Figura 1).

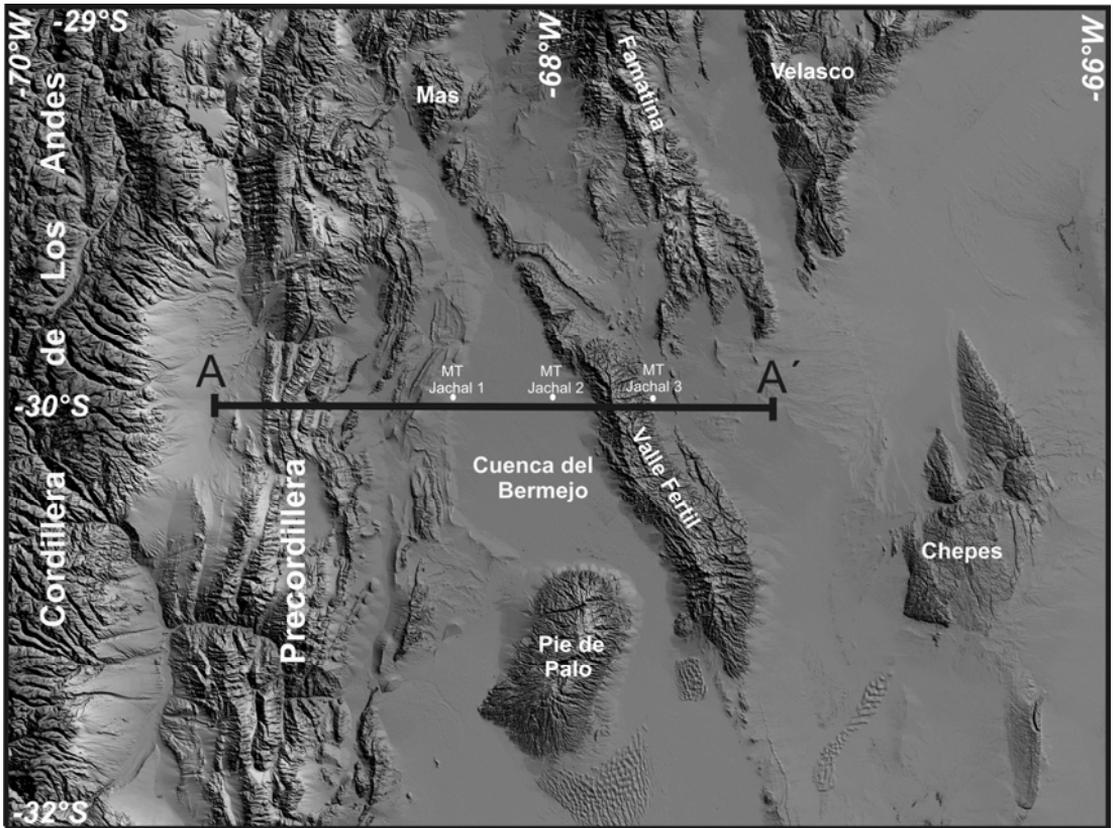


Figura 1. Ubicación geográfica de la sección A-A' analizada mediante flexión, y la ubicación de los sondeos de magnetotelúrica realizados junto al grupo de Geofísica del CRICYT.

La cuenca del Bermejo es una cuenca de antepaís, originada en el Neógeno (Jordan et al., 1988). Posteriormente, debido a la tectónica andina, se destruyó la parte distal de la misma, convirtiéndola en una cuenca de antepaís fragmentada, con una geometría muy diferente a la que se cree que habría tenido antes de 2.8 Ma (Jordan et al., 1988; Milana and Jordan, 1989; Jordan et al., 2001). Debido a que la región de estudio del presente trabajo, formó parte de las áreas de prospección de hidrocarburos, la empresa estatal (ex YPF) realizó varios estudios de prospección sísmica y gravimétrica, llegando a perforar cuatro pozos sísmicos, sin éxito. Pero esta información sirvió para que varios investigadores pudieran estudiarla con objetivos científicos. Es así, que Fernández and Jordan (1996), analizaron la evolución de la cuenca de antepaís del Bermejo, integrando información de líneas sísmicas

con afloramientos discordantes erosionados, típicos en las zonas de los levantamientos periféricos (*forebulge*). Demostrando que en el periodo entre los 11 Ma a 9 Ma, el levantamiento periférico que ocasionaba la Cordillera se ubicaría al este de la actual sierra La Morada – Valle Fértil (Formación Río Mañero). En esta misma región, Malizzia (1987) analizando los estratos fluviales de la Formación Río Mañero (Alto de San Nicolás), encuentra un alto topográfico que interpreta como un posible levantamiento periférico, generado por las cargas topográficas ubicadas al oeste de la cuenca del Bermejo. Estas evidencias señalarían que antes de los 5 Ma, la región de la cuenca del Bermejo habría tenido un comportamiento flexural elástico en placa continua.

Por otro lado, Milana (1991) mediante estudios de geología de superficie y magnetoestatigrafía, pudo construir una curva de subsidencia para la cuenca de Mogna (oeste de la cuenca del Bermejo), no pudiendo obtener directamente las edades de la base y del techo de la secuencia. Sin embargo, la linealidad del coeficiente de sedimentación, asociado tanto al inicio como a los últimos estadios de la acumulación, le permitieron realizar cálculos por extrapolación de datos. La curva de acumulación sedimentaria de la actual sierra de Mogna, presenta quiebres asociados con aumentos y disminuciones en la velocidad de acumulación, que representan reactivaciones y finalizaciones de fases tectónicas respectivamente. Del análisis de ésta curva, sumado a los datos de composición y de las secuencias sedimentarias, le permitieron datar el inicio de la deformación de las distintas unidades geológicas de la región tal como sigue:

- 18 Ma: deformación de la Cordillera Frontal
- 16 Ma: fin de la fase de deformación anterior
- 12 Ma: comienzo de la deformación en la Precordillera Occidental
- 8 Ma : progradación brusca de la deformación hacia la Precordillera Central
- 5 Ma: comienzo de la deformación de las Sierras Pampeanas Sanjuaninas.
- 1 Ma: comienzo del desplazamiento de la Sierra de Mogna.

Estudios realizados en la zona por Jordan y Allmendinger (1986), confirmarían que la deformación de las Sierras Pampeanas habría comenzado aproximadamente hace unos 7 Ma. Por lo que se infiere, que a los 5 Ma la deformación de las Sierras Pampeanas comenzó a afectar la deposición en la franja de Precordillera Oriental, mediante la regulación parcial de la subsidencia.

A partir de un estudio gravimétrico en la cuenca del Bermejo y sierra de Valle Fértil (Gimenez et al., 2000), determinaron que la profundidad de cuenca del Bermejo es de alrededor de 9 km de sedimentos Neógenos y que la geometría de la cuenca está controlada por la megafRACTURA Bermejo-Desaguadero, que la limita por el este. En un trabajo inédito, junto al grupo de geofísica del CCT- CONICET Mendoza, sobre la cuenca del Bermejo sobre la ruta Nacional 150, ubicada aproximadamente a los 30°S de latitud, se realizaron tres sondeos magnetotélúricos (Tabla1) descritos por:

En el sondeo Jáchal 1, la base de los sedimentos terciarios, se ubica aproximadamente a los 3500 metros de profundidad, indicando que nos encontramos en el borde oeste de la actual cuenca del Bermejo. En el sondeo Jáchal 2, ubicado en la zona de mayor depresión de la cuenca, la base del Terciario se registró a los 8700 metros aproximadamente, valor fuertemente consistente con los obtenidos tanto por gravimetría como por sísmica. Por último el sondeo Jáchal 3, ubicado en la ciudad de Valle Fértil presenta alta resistividad, prácticamente desde la superficie, indicando que la roca de basamento está prácticamente aflorante.

Tabla 1. Resistividades y profundidades de cada sondeo (interpretación inédita del grupo de geofísica del CRICYT).

Jáchal 1		Jáchal 2		Jáchal 3	
<i>Resistividad Ω-m</i>	<i>Profundidad (m)</i>	<i>Resistividad Ω-m</i>	<i>Profundidad (m)</i>	<i>Resistividad Ω-m</i>	<i>Profundidad (m)</i>
50	199	7.23	90	6.41	52
25.7	805	11.82	1285	101	185
3	1987	4.26	3009	206	573
8	3519 (techo del Basamento)	6.52	8724 (techo del Basamento)	346	6482
49	7010	47.68	10713	1047	59324
98				1055	92959
				1229	348367

Introcaso and Ruíz (2001), demostraron mediante un estudio gravimétrico y magnetométrico, que las actuales cuencas del Bermejo y de Ischigualasto-Villa Unión formaban una única cuenca, que luego fueron separadas por la mega falla Desaguadero – Bermejo, con una fuerte componente de rumbo que desplaza la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión hacia el norte, rotándola 4° en sentido horario. También, Introcaso et al. (2004) demostraron mediante un análisis gravimétrico y magnético, que gran parte de la traza de la falla Desaguadero-Bermejo coincide con la zona de sutura entre los terrenos Cuyania y Pampia, corroborándose un comportamiento diferencial entre ambos terrenos.

Cardozo and Jordan (2001), utilizando elementos finitos, estudiaron el comportamiento flexural 3D durante los últimos 20 Ma, de la zona comprendida por la Cordillera Frontal hasta las Sierras Pampeanas Occidentales. Sus resultados demuestran buena consistencia con los obtenidos mediante estudios gravimétricos (Gimenez et al., 1999; Gimenez, 1997; Martinez, 1997). Sin embargo no consiguen explicar el débil espesor elástico efectivo (T_e) en el área de la cuenca del Bermejo para los últimos 9 Ma.

Posteriormente, Dávila et al. (2007), analizaron los paquetes sedimentarios aflorantes de la región este de las Sierras Pampeanas, ocasionadas por el levantamiento periférico durante el Mioceno temprano a medio (de 20 Ma. A 9 Ma.), provocado por la carga topográfica Cordillera, y demostrando que una pequeña parte, del orden de 200 metros del levantamiento periférico, se debe al efecto de la topografía dinámica. Además, en Dávila et al. (2010), mediante flexión elástica originada por la carga topográfica de la sierra de Córdoba, sumado al efecto de la topografía dinámica, justifican la existencia de afloramientos sedimentarios del orden de 25 metros de altitud, en la región del antepaís Pampeano, entre los 31° y 33° de latitud sur.

En el presente trabajo, se analiza el comportamiento isostático de la región donde se ubica la cuenca del Bermejo, en el periodo comprendido entre los 8 Ma. hasta el presente. Considerando sólo el efecto de las cargas topográficas visibles, y sin tener en cuenta el efecto que induce la topografía dinámica, ya que esta última, es de carácter más regional y por los resultados de los trabajos antes expuestos en la región, no superan un par de cientos

de metros. Finalmente, comparar los resultados obtenidos con los modelos geológicos y geofísicos existentes.

METODOLOGÍA

La litosfera definida como la capa más externa y rígida de la Tierra, puede considerarse como una delgada placa viscoelástica que soporta tensiones y cargas superficiales. Por debajo de la litosfera, se ubica la astenosfera que compensa el peso de la litosfera con una fuerza de empuje que la mantiene en equilibrio hidrostático (Ranalli, 1987).

Una de las principales características de la litosfera es su propiedad elástica, que puede ser expresada por la rigidez flexural (D). Este parámetro es comúnmente obtenido por el denominado método de la coherencia, comparando la distribución espectral de la gravedad y la topografía (Forsyth, 1985). Alternativamente, D puede ser expresado como el espesor elástico efectivo (T_e), para valores estándar de módulo de Young y Poisson (Burov y Diament, 1995).

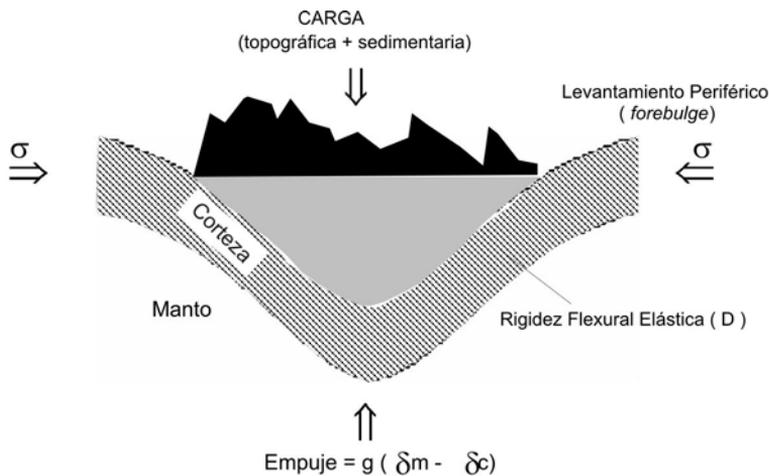


Figura 2. Esquema de una placa flexionada elásticamente producto de la masa topográfica

Considerando una corteza de espesor normal (T_n) sometida a compresión y al peso de la carga topográfica y sedimentaria depositada sobre ella, como se observa en la Figura 2, donde la carga es parcialmente soportada por los esfuerzos elásticos dentro de la corteza tensionada, que depende de la rigidez flexural o de su espesor elástico efectivo, definido éste, como el espesor elástico de corteza que se comporta de manera elástica y que soporta parcialmente o en su totalidad a la carga topográfica y sedimentaria (Beaumont, 1978; Burov y Diament, 1995). Cuanto mayor sea el espesor elástico efectivo, mayor será la carga soportada por la corteza sin que ésta sufra deflexión. Por el contrario, cuando el espesor elástico efectivo sea menor, la carga producirá una flexión elástica en la corteza, creando una depresión en la zona central y un levantamiento periférico en los bordes (Nadai, 1963; Walcott, 1970).

La flexión de una placa que soporta una carga vertical produce presiones originadas por el desplazamiento del fluido subyacente, $(\sigma_m - \sigma_c) g W$, y por la reacción elástica de la lámina, $D \nabla W$, siendo σ_m la densidad bajo la lámina, σ_c la densidad sobre de la lámina, g

la gravedad, D la rigidez flexural y W el desplazamiento vertical de la placa elástica. La rigidez flexural se estima mediante:

$$D = \frac{E * Te^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (1)$$

donde: E es el módulo de Young, Te el espesor elástico cortical y ν la relación de Poisson.

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

$$D\nabla^4 W + (\sigma m - \sigma c)Wg = P \quad \text{debajo de la carga} \quad (2)$$

$$D\nabla^4 W + (\sigma m - \sigma c)Wg = 0 \quad \text{en los bordes de la carga} \quad (3)$$

Con:

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

Se han propuesto distintas soluciones de (2) según las características de la carga aplicada. En particular, para una carga repartida en forma cualquiera, la solución que propone Walcott (1970) es:

$$W(x) = \frac{aP}{2(\sigma m - \sigma c)g} e^{-\alpha x(\cos \alpha x + \operatorname{sen} \alpha x)} \quad (5)$$

donde:

$a = ((\sigma m - \sigma c)g/4D)^4$, 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 ($\sigma m - \sigma c$)

D: rigidez flexural elástica

P: carga topográfica

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, sino 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.

El otro indicador importante es el "parámetro flexural α ", que indica el alcance de la deformación medida desde el punto de aplicación de la carga. La carga fue calculada a partir de las curvas isopáquicas obtenidas de Jordan et al. (1988) para la cuenca de antepaís del Bermejo, y zonas aledañas desde los 8 Ma al presente, para una sección A-A', ubicada a los 30° latitud sur, en una ventana en longitud que se extiende desde los 69° 30' W, y hasta los 67° W (ver Figura 1). Se evaluó la subsidencia que produce considerando una corteza elástica

en placa fragmentada, utilizando software específico para evaluar la flexión en placa fragmentada mediante diferencias finitas (diffin.bas) desarrollado por el grupo de geofísica del IFIR-UNR, teniendo en cuenta que en este periodo comienza la reactivación de la megafaultura Desaguadero–Bermejo, produciéndose el inicio del levantamiento de la sierra de Valle Fértil (Fernández, 1996). Esto provoca un cambio en la dirección de sedimentación y en la velocidad de subsidencia (Milana, 1991; Fernández, 1996), y a partir de los 2.6 Ma la cuenca del Bermejo deja de ser una cuenca de antepaís simple, formándose una cuenca de antepaís fragmentada (Jordan et al., 1988).

Los parámetros utilizados en el cálculo fueron: densidad del manto (3.3 g/cm^3), carga de $7.8 \times 10^{15} \text{ dyn/cm}^2$ (calculada con una densidad de sedimentos de 2.4 g/cm^3 y un espesor sedimentario promedio de 6 km), módulo de Young (E) de $10^{12} \text{ dynas/cm}^2$, módulo de Poisson (ν) de 0.25, espesor normal de corteza (T_n) de 33 km, contraste de densidad manto superior –corteza inferior ($\Delta\sigma$) de 0.4 g/cm^3 , espesor elástico efectivo (T_e) de 5, 7, 10 y 15 km, para el sector oeste de la megafaultura de Valle Fértil, y T_e de 20 a 33 km al este de la megafaultura.

RESULTADOS

En la Figura 3, se representa la subsidencia que ocasiona una “carga” concentrada en un extremo de la placa fragmentada. Un resumen de los mismos se observa en la Tabla 2. Abajo, respuestas flexurales elásticas en corteza rota en la cual se variaron los espesores elásticos efectivos desde $T_e = 5 \text{ km}$ hasta $T_e = 15 \text{ km}$.

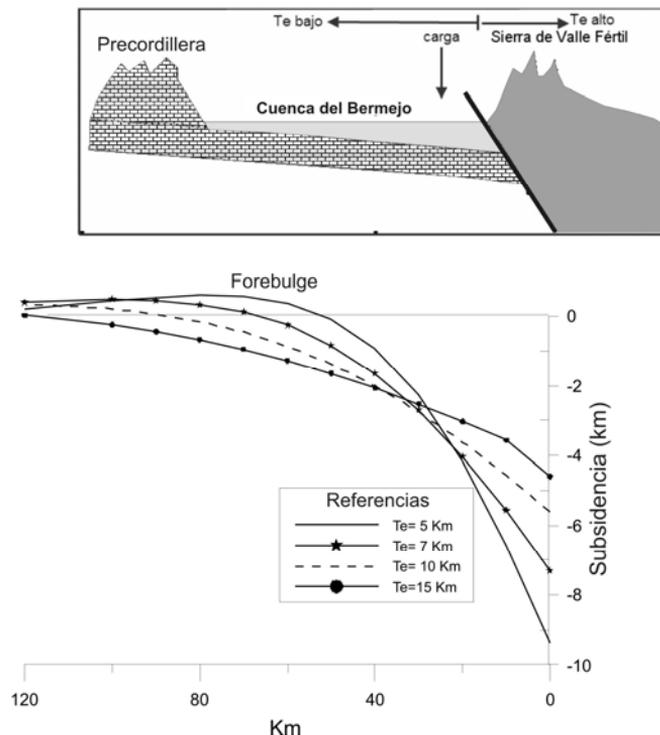


Figura 3. Arriba, esquema de subsidencia de cuenca de antepaís roto.

Tabla 2. Valores de espesor efectivo, subsidencia máxima y distancia al levantamiento periférico, de acuerdo con la Figura 3.

Espesor elástico efectivo (Te) km	Subsidencia máxima (km)	Distancia al levantamiento periférico (km)
5	9.3	42.71
7	7.3	55.00
10	5.5	81.83
15	4.6	116.50

Analizando los resultados, se puede observar que las respuestas flexurales en placa fragmentada, cuando T_e asume valores entre 5 a 7 km, se logran profundidades y dimensiones similares a los de la cuenca del Bermejo. Comparando los resultados aquí obtenidos de T_e con los de Tassara et al. (2007), para la misma región, estos autores encuentran valores que varían en un rango de 0 km a 25 km. Esta notable diferencia, principalmente se debe, a que el análisis de estos autores es de carácter regional, tomando como fuente de información los datos satelitales del experimento GRACE.

Los valores de T_e obtenidos en éste trabajo, son muy cercano al de la hipótesis isostática de Airy ($T_e=0$). Esta hipótesis fue comprobada por Gimenez et al. (2001), concluyendo que la cuenca del Bermejo carece de antirraíz compensadora. Además, los modelos geológicos de corteza superior (Zapata and Allmendinger, 1996) y los gravimétricos (Gimenez et al., 2000) justificarían el comportamiento de la cuenca mediante un modelo flexural en placa fragmentada. La diferencia radical entre ambos modelos de compensación, es que mientras que el modelo de Airy necesita de una antirraíz (no evidenciada por los modelos geofísicos) para lograr el equilibrio isostático, por el contrario, la flexión crea una raíz en la base de la corteza intermedia ó inferior. Este modelo se puede justificar si pensamos en que la cuenca subsidie en el extremo libre de la corteza, apoyada en la megafactura Desaguadero-Bermejo y acuñándose bajo la sierra de Valle Fértil (Gimenez et al., 2000).

CONCLUSIÓN

Del análisis isostático flexural efectuado para una sección cortical W-E que atraviesa la actual Precordillera Oriental y cuenca del Bermejo, a los 30° S, se verificó que desde el periodo en que se produjo la reactivación de la megafactura Desaguadero – Bermejo, que levanta el basamento Pampeano a través de fallamiento, se produjo un cambio en el comportamiento cortical, respondiendo a una flexión elástica en placa fragmentada, donde la carga sedimentaria subsidie en el extremo libre de la corteza, apoyada en la megafactura Desaguadero-Bermejo. Estos resultados son consistentes con los modelos geológicos–geofísicos existentes. Se puede decir, que el modelo flexural en placa fragmentada y el bajo espesor elástico efectivo, explicarían la actual geometría de la cuenca del Bermejo y su vinculación con la sierra de Valle Fértil.

Agradecimientos: Agradecemos la información suministrada por la PhD Teresa Jordan, y a las primeras correcciones efectuadas por el Dr. Juvenal Zambrano†.

REFERENCIAS

Baldis, B., R. Martínez, C. Villegas, M. E. Pereyra, y A. M. Pérez, 1990. Estructura, Provincialismo Geológico y Unidades Tectonoestratigráficas. XI Congreso Geológico

- Argentino, San Juan. Relatorio de geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. pp. 186-211.
- Beaumont, C., 1978. The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 55: 471-497.
- Burov, E. and M. Diament, 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?. *Journal of Geophysical Research.* 100 (B3): 3905–3927.
- Cahill, T. and B. I. Isacks, 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.* 97(B12): 17.503-17.529.
- Camino, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *Geol. Reg. Argent., Academia Nac. de Cs., Córdoba.* 1: 225-291.
- Cardozo, N. and T. Jordan, 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Basin Research.* 13: 335-357.
- Dávila, F., R. A. Astini, T. E. Jordan, G. Gehrels and M. Ezpeleta, 2007. Miocene forebulge development previous to broken foreland partitioning in the southern Central Andes, west-central Argentina. *TECTONICS.* 26:TC5016. pp 17.
- Dávila, F., C. Lithgow-Bertelloni, M. Gimenez, 2010. Tectonic and dynamic controls on the topography and subsidence of the Argentine Pampas: The role of the flat slab. *Earth and Planetary Science Letters.* 295: 187–194.
- Fernandez Seveso, F., M. A. Pérez, I. E. Brisson, and L. A. Alvarez, 1993. Sequence Stratigraphy and Tectonic analysis of the Paganzo Basin, Western Argentina: XII International Congress on Carboniferous-Permian. 2:223-260.
- Fernández A. E., 1996. Seismic Analysis, Paleoclimatology and Fluvial Architecture of the Bermejo Basin, Central Andes, Western Argentina. A Dissertation Presented to the Graduate School of Cornell University. pp 279.
- Fernández, A. and T. Jordan, 1996. Analysis of controls on foreland basin stratigraphy using seismic and outcrop data: application to Bermejo basin, Central Andes, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 373-383.
- Forsyth, D. H., 1985. Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research.* 90: 12623 – 12632.
- Gimenez, M. E., 1997. Estudio Genético y Evolutivo de la Cuenca del Bermejo (Provincia de San Juan) a partir de datos de Gravedad. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario. pp. 270.
- Gimenez, M. E., M. P. Martinez, y A. Introcaso, 1999. Respuestas Isostáticas Flexurales de la Cuenca del Bermejo (Prov. de San Juan). *GEOACTA.* 24: 66 –76.
- Gimenez, M., M. P. Martinez, y A. Introcaso, 2000. A Crustal Model based mainly on Gravity data in the Area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fertil-Argentina. *Journal of South American Earth Sciences.* 13: 275-286.
- Gimenez, M., M. P. Martinez, y A. Introcaso, 2001. Análisis Hidrostático de la Cuenca del Bermejo (Provincia de San Juan- Argentina). *RAGA.* 56: 419-424.
- Heiskanen, W. A. and F. A. Vening Meinesz, 1958. The earth and its gravity field. Mc Graw Hill, NY. pp 470.
- Introcaso, A. and F. Ruíz, 2001. Geophysical indicators of Neogene strike-slip faulting in the Desaguadero–Bermejo tectonic lineament (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 14: 655-663.

- Introcaso, A., M. P. Martinez, M. E. Gimenez, y F. Ruiz, 2004. Gravi- magnetometric study of the Desaguadero Bermejo lineament separating Cuyania and Pampia terrains between 28° 45' and 31° 30' South latitude. *Gondwana Research, Special Issue: Cuyania, an exotic block to Gondwana.* 7:117-1132.
- Isacks, B. and M. Baranzangi, 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins.* Ewing Serv. Vol. 4. (Ed). M. Talwani-W. Pitman. III:99-114. A.G.U. Washington D.C.
- Jeffreys, H., 1959. *The Earth.* 4° Edition, Oxford University Press.
- Jordan, T., B. Isacks, R. W. Allmendinger, J. Bewer, V. A. Ramos, and C. Ando, 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94: 341-361.
- Jordan, T. and R. W. Allmendinger, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science.* 286: 737-764.
- Jordan, T., P. B. Flemings, and J. A. Beer, 1988. Dating of thrust fault activity by use of foreland basin strata. In: Kleinspehn, K., and Paola, C. (Ed.). *New perspectives in basin analysis.* Springer Verlag. New York. Pp 307-330.
- Jordan, T. E., F. Schlunegger, and N. Cardozo, 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina, *J. S. Am. Earth Sci.*, 14: 775 – 798.
- Malizzia, D. C., 1987. Contribución al conocimiento geológico y estratigráfico de las rocas Terciarias del Campo de Talampaya, Provincia de La Rioja, Argentina: (Tesis Doctoral), Universidad Nacional de Tucumán, Argentina, pp. 186.
- Martínez, M. P., 1997. Estudio del levantamiento de la Sierra de Valle Fértil (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral. Fac. de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. UNR. Pp. 153.
- Milana, J. P. and T. Jordan, 1989. Edad del comienzo de la deformación y velocidad de levantamiento del sector norte de la Precordillera Oriental". *Actas de la Primera reunión de fallas activas del noroeste de Argentina: UNSJ, Fac. de Cs. E., F. y Nat., San Juan,* pp. 63-67.
- Milana, J. P., 1991. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de formaciones Cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, UNSJ. Fac. de Cs. E., F. y Nat., San Juan, Argentina. pp.273.
- Nadai, A., 1963. *Theory of Flow and Fracture of Solids.* McGraw-Hill Book Company, Inc. Vol. Two, New York. pp 705.
- Ranalli, G., 1987. *Rheology of the Earth: deformation and flow processes in geophysics and geodynamycs.* Allen and Unwin, London. pp. 365.
- Smalley, R.F. and B. L. Isacks, 1987. A high resolution local network of the Nazca Plate Wadatti-Benioff zone under western Argentina. *Jr. Geophys. Res.* 92 (B-13): 13903-13912.
- Tassara, A., C. Swain, R. Hackney, and L. Kirby, 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters.* 253: 17–36.
- Walcott, R., 1970. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere, *J. Geophys. Res.* 75: 3941-3954

- Zambrano, J.J., 1990. Posibilidades de exploración de hidrocarburos. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. pp 316-333.
- Zapata, T. R. y R. W. Allmendinger, 1996. La estructura cortical de la Precordillera Oriental y Valle del Bermejo a los 30° de Latitud Sur. XIII Congr. Geol. Argent. y III Cong. de Exploración de Hidrocarburos. Actas II: 211-224.

Recibido: 18 de abril de 2011

Aceptado: 20 de septiembre de 2011