

COMUNICACIÓN

# Significativa descompensación isostática en la Cuenca del Colorado (República Argentina)

Antonio INTROCASO

Grupo de Geofísica – Instituto de Física Rosario (U.N.R. – CONICET), Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Argentina. E-mail: geofisic@fceia.unr.edu.ar

**RESUMEN.** En este trabajo se ha analizado el balance isostático en la zona más profunda de la cuenca sedimentaria del Colorado, utilizando anomalías de gravedad. Las anomalías isostáticas (*AI*) alcanzan un máximo de + 90 mGal señalando: (1) una ostensible sobrecompensación actual y (2) que en lo futuro la cuenca debería subsidir significativamente para recuperar el equilibrio de masas. La magnitud de la descompensación isostática fue obtenida a partir de un modelo de inversión (desde las anomalías de Bouguer (*ABc*) corregidas por efectos sedimentarios) que fue comparado con un modelo de estiramiento perfectamente compensado, asumido a partir de datos sísmicos profundos (antirraíz) y de fallamiento directo (expresado por líneas sísmicas) en el basamento que soporta al desarrollo sedimentario.

Palabras clave: *Estado isostático, Futura movilidad cortical*

**ABSTRACT.** *Significative isostatic uncompensation in the Colorado Basin (Argentine Republic).* Isostatic balance on the deepest zone of the Colorado sedimentary basin was analysed using gravity anomalies. Isostatic anomalies (*AI*) reach + 90 mGal, pointing out: (1) notable overcompensation today and (2) a tendency of the basin of significantly subsiding in the future to recover masses equilibrium. A value for characterising no isostatic compensation was obtained by an inversion model from Bouguer anomalies (*ABc*) corrected for sedimentary effects. This model was compared with a perfectly compensated stretching model, that was assumed from deep seismic data (antirroot) and from direct faulting (obtained from seismic lines) on the basement supporting the sedimentary filling.

Key words: *Isostatic state, Future crustal mobility*

## Introducción

Para realizar el estudio del balance isostático de la cuenca sedimentaria del Colorado, se dispuso de: a) datos sísmicos de la cuenca (corteza superior), obtenidos de YPF (Ewing *et al.* 1963; Zambrano 1974; Introcaso 1990 y Fryklund *et al.* 1996); b) datos sísmicos del total de la corteza en una sección cercana a la máxima profundidad del relleno sedimentario (Ewing *et al.* 1963); c) un mapa isobático del basamento de la cuenca (Ewing *et al.* 1963); d) anomalías de aire libre (Green y Fairhead 1991, Pacino 1999 y Blitzkow 1996). A partir de ellas se prepararon anomalías simples de Bouguer (*AB*) y anomalías de Bouguer corregidas por los efectos de los sedimentos (*ABc*). Para obtener estas anomalías se trabajó con (c) y con (a). En este último caso se asumieron las densidades a partir de las relaciones: velocidades de ondas de compresión *V<sub>p</sub>* vs densidades  $\sigma$ .

Se asumió un modelo de estiramiento cortical homogéneo a partir de dos indicadores: desigualdades de masas y de gravedad (Introcaso *et al.* 2000) junto con las anomalías *ABc*, datos sísmicos que involucran tanto al

total de la corteza (Ewing *et al.* 1963) informando atenuación cortical (antirraíz) como a la corteza superior (material cedido por YPF que exhibe fallamiento normal del basamento). El modelo de comparación perfectamente compensado permitió: a) calcular a partir de *ABc* las anomalías isostáticas *AI* y b) compararlo con el modelo cortical obtenido por inversión gravimétrica.

Si designamos con  $h_1$  a la profundidad de los sedimentos, con  $\sigma_{cs}$  a la densidad de la corteza superior subsedimentaria, con  $\sigma_s$  a la densidad de los sedimentos, con  $\sigma_m$  a la densidad del manto superior, con  $\sigma_{ci}$  a la densidad de la corteza inferior y con  $\Delta R_{ar}$  al espesor de la antirraíz compensadora, estos espesores se calcularon a partir de:

$$\Delta R_{ar} = \frac{\sigma_{cs} - \sigma_s}{\sigma_m - \sigma_{ci}} h_1 \quad (1)$$

Digamos a título de anticipo que en la parte central de la Cuenca del Colorado, el Moho definido por el modelo de inversión gravimétrica asciende por sobre el Moho del modelo de comparación, unos 15 kilómetros.

Con el fin de calcular el grado de descompensación comparamos, en valor absoluto, a la masa diferencial

sedimentaria  $m_s$  con la masa diferencial de la antirraza  $m_{ar}$ . Desde la significativa desigualdad  $m_{ar} > |-m_s|$  obtuvimos el monto de la subsidencia necesario para rebalancear a la cuenca.

### Características de la cuenca

La Cuenca del Colorado se extiende entre el sistema de Ventania y el macizo de Somuncurá. La figura 1a exhibe el principal desarrollo de la cuenca costa afuera. Esta cuenca fue vinculada (Introcaso 1990), al igual que la cuenca del Salado (Introcaso y Ramos 1984) con la apertura del Océano Atlántico Sur. Desde ese momento, materiales astenosféricos calientes se habrían elevado perforando a la litosfera e interesando a la corteza inferior. Se habría producido así atenuación cortical por *creep* plástico en la corteza inferior dúctil y fallamiento extensional en la corteza superior frágil con disposición de bloques en gradería. La reacomodación de bloques en la parte alta de la corteza superior habría producido el espacio colmado luego, gradualmente, por sedimentos.

El sector costa-afuera de la cuenca es el mejor desarrollado, con espesores sedimentarios que sobrepasan los 7000 m (Fryklund *et al.* 1996) centrados en las proximidades de 57°O y 40°S. Su basamento está cubierto por depósitos paleozoicos de Ventania (Ramos 1999) con tectónica de bloques con fallamiento directo, que soporta un potente desarrollo de sedimentos mayormente cretácicos y cenozoicos.

Existen notables similitudes entre las dos grandes cuencas sedimentarias bonaerenses (Colorado y Salado): ambas tienen disposición elongada ortogonal a la costa y también un basamento superior de características geofísicas (velocidades  $V_p$  y densidades  $\sigma$ ) diferentes a las de la corteza inferior, tal como puede verse en Cuadro 1 para la Cuenca del Colorado. La parte alta del basamento superior está marcada por fallas normales que se distribuyen en gradería; las dos poseen un relleno sedimentario similar, con máximos de unos 7000 m y ambas tienen respuestas de gravedad significativamente positivas (inusual para estos notables depósitos sedimentarios). Los diagramas de subsidencia realizados en base a datos de perforaciones (Fig. 1b) obtenidos por Introcaso (1990), muestran también buena concordancia.

De acuerdo con Ramos (1996), estas cuencas han sido consideradas como aulacogénicas (De Wit 1977) por su disposición ortogonal al margen. Para la cuenca del Salado, Introcaso y Ramos (1984) encontraron gravedad positiva razonablemente simétrica, interpretada como atenuación del Moho y emplazamiento de materiales máficos a nivel del basamento.

Al igual que la cuenca del Salado, la cuenca sedimentaria del Colorado, estudiada aquí en una sección A'A (Fig. 1a) exhibe gravedad positiva. Ésta se incrementa considerablemente cuando la corregimos por los

efectos gravimétricos del desarrollo sedimentario. Este resultado anticipa la falta de compensación isostática que veremos a continuación.

### Anomalías isostáticas. El modelo gravimétrico

Las anomalías de aire libre sobre el sector de la plataforma continental que involucra a la cuenca (véase localización en figura 1a) fueron obtenidas desde el archivo compilado por Green y Fairhead (1991), Blitzkow (1996) y Pacino (1999).

Se trabajó sobre una sección NE-SO, denominada A'A (Fig. 1a), transformando las anomalías de aire libre en anomalías de Bouguer ( $AB$ ) reemplazando la masa de agua oceánica de espesor inferior a 100 m y densidad  $\sigma_w$ : 1,03 g/cm<sup>3</sup> por masas de densidad 2.7 g/cm<sup>3</sup> (densidad de corteza superior).

Anteriormente, Introcaso (1990) encontró para una sección NS ubicada en aproximadamente 58° O, entre latitudes 38° S y 42° S, una anomalía de Bouguer ( $AB$ ) de + 25 mGal con un efecto gravimétrico ( $G_{ES}$ ) debido a los sedimentos, de aproximadamente -60 mGal. A partir de los indicadores isostáticos propuestos por Introcaso *et al.* (2000) se tiene que:  $|G_{ES}| > |AB|$ , y  $AB > 0$ ,  $G_{ES} < 0$ , lo cual señala descompensación de masas.

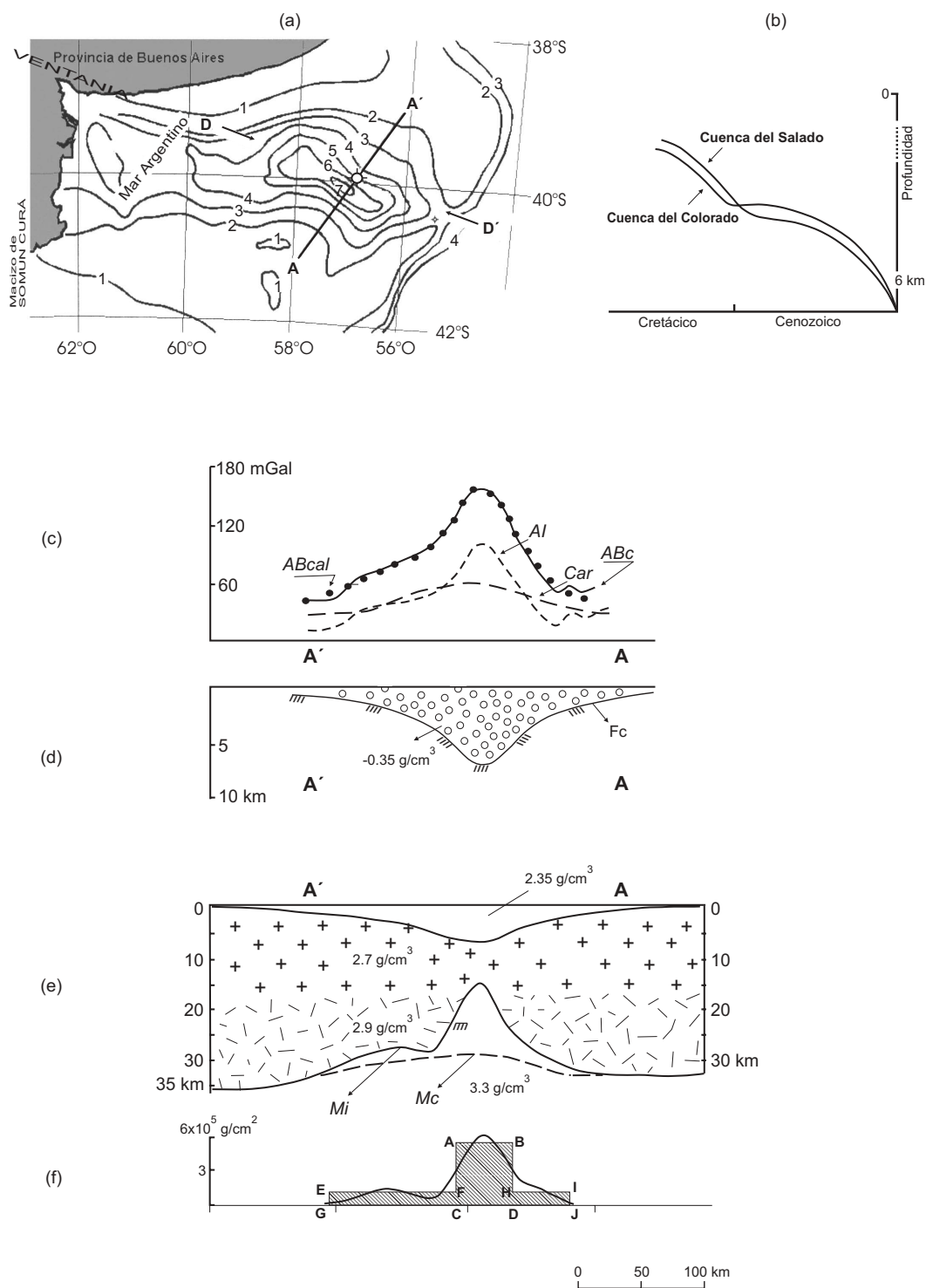
Volviendo a la sección aquí estudiada, se transformó la anomalía simple de Bouguer  $AB$  en  $ABc$  (anomalía de Bouguer corregida por efectos de sedimentos, asumiendo una densidad diferencial de: 0,35 g/cm<sup>3</sup> (Introcaso 1990) y se observó su crecimiento a valores notables (máximo + 160 mGal). Los cálculos directos fueron realizados con el algoritmo de Talwani *et al.* (1959) optimizado por Guspí (software del Gabinete de Geofísica, IFIR).

Antes de continuar fue necesario adoptar un modelo cortical compensado para evaluar el equilibrio isostático.

De acuerdo con Ewing *et al.* (1963), la cuenca en una sección  $DD'$  ortogonal a la considerada para nuestro modelo (Fig. 1a) presenta la siguiente columna cortical obtenida sísmicamente (tres primeras columnas):

**Cuadro 1:** Velocidades de ondas de compresión y densidades de la columna cortical-manto litosférico correspondiente a la Cuenca del Colorado.

| Velocidades $V_p$ [km/s] | Espesores [km] | Tipo de material                  | Densidades adoptadas [g/cm <sup>3</sup> ] |
|--------------------------|----------------|-----------------------------------|---|
| 3,75                     | 6,2            | Sedimentos                        | 2,35                                      |
| 5,74                     | 6,8            | Rocas frágiles (corteza superior) | 2,70                                      |
| 6,63                     | 14,0           | Rocas dúctiles (corteza inferior) | 2,90                                      |
| 7,89                     | 27,0           | Manto litosférico                 | 3,30                                      |



**Figura 1:** a, Isobatas de basamento, de km en km, correspondientes a la cuenca del Colorado (de acuerdo con SEGEMAR 1996). A'A': sección modelada. DD': sección sísmica de Ewing *et al.* (1963) con una profundidad mínima del Moho de 26-27 km en  $\pm$  (ubicación aproximada); b, diagramas de subsidencia para las cuencas del Salado y Colorado (extraído de Introcaso 1990). Nótese las coincidencias; c, anomalías de gravedad: ABc (línea sólida): anomalía de Bouguer observada y corregida por efecto de los sedimentos que se grafican en (d), ABcal (puntos negros): anomalía calculada (corresponde a la suma algebraica del efecto gravimétrico de los sedimentos y el efecto gravimétrico de la antirraíz Mi), Car (en trazos largos): efecto gravimétrico correspondiente a la antirraíz Mc en (e) (la corrección cambia de signo; este efecto restado de ABC, proporciona la anomalía isostática AI (ecuación (3)), en trazos cortos; d, depósito sedimentario con densidad diferencial:  $-0,35 \text{ g/cm}^3$ , Fc: basamento cristalino; e, corteza real compuesta de sedimentos con densidad  $2,35 \text{ g/cm}^3$ . Mi: Moho obtenido desde la inversión gravimétrica; Mc: Moho del modelo de comparación perfectamente compensado. Los valores de densidades corresponden a la última columna de Cuadro I. El peine corresponde al valor sísmico de Ewing *et al.* (1963) ubicado aproximadamente [véase  $\pm$  en (a)]; f, sobrecompensación expresada como diferencia entre Mi y Mc en unidades de  $10^5 \text{ g/cm}^2$  (masa por unidad de superficie).

En la última columna aparecen las densidades asumidas en base al trabajo de Introcaso (1990) que tuvo en cuenta las relaciones  $V_p$ - $\sigma$  (Nafe y Drake 1957, Woollard 1969, Barton 1986, Giese y Pavlenkova 1988).

La sumatoria de espesores en la segunda columna proporciona un espesor cortical extendido de 27 km (en la gráfica original, el mínimo espesor esbozado con trazos alcanza 26 km). Asumiendo un espesor cortical normal de 35 km, está claro que la corteza está atenuada en unos 8 km en la sección  $DD'$  de Ewing *et al.* (1963). Esta sección se interseca con  $A'A$  aproximadamente en el centro de ambas.

Se asumió pues un modelo cortical de estiramiento que condujo a justificar el exceso de gravedad encontrado mediante una significativa antirraíz. Como fuera ya señalado, todos los indicadores dan cuenta de desequilibrio de masas. Son posibles otros modelos alternativos, por ejemplo una combinación de adelgazamiento cortical e intrusión máfica en alta corteza. Con cualquiera de ellos las conclusiones son las mismas.

Con el fin de cuantificar este desequilibrio, se compararon los valores de  $ABc$  con los valores obtenidos para la antirraíz correspondiente a un modelo de comparación perfectamente compensado, calculado de acuerdo con la propuesta metodológica de Introcaso (1993). La diferencia es la anomalía isostática. En efecto, las expresiones son:

$$ABc = ABobs + Cs \quad (2)$$

$$AI = ABc - Car \quad (3)$$

con  $ABobs$ : anomalía de Bouguer observada,  $ABc$ : anomalía de Bouguer observada y corregida por efecto sedimentario  $Cs$ ;  $AI$ : anomalía isostática obtenida corrigiendo a  $ABc$  por el efecto gravimétrico de la antirraíz correspondiente al modelo perfectamente compensado.

La figura 1c muestra la anomalía isostática calculada con (3), totalmente de signo positivo con un máximo que supera los 90 mGal en correspondencia con la parte más profunda de la cuenca. También se puede ver en la figura 1d el efecto  $Car$ , correspondiente a la antirraíz  $M_c$  del modelo compensado (Fig. 1e).

Otra forma de evaluar, y además de cuantificar (amplitud y signo) el estado isostático, es definir las características de la antirraíz por inversión a partir de la anomalía  $ABc$  (antirraíz  $M_i$  en la figura 1c).

La figura 1e muestra los Mohos de inversión gravimétrica  $M_i$  y de comparación  $M_c$  (modelo compensado). Nótese la notable discrepancia entre ellos. También señalamos con  $\oplus$  en el medio de la sección  $DD'$  el lugar de los mínimos espesores corticales informados por Ewing *et al.* (1963) en razonable consistencia con  $M_i$  tal como puede verse en la figura 1e (profundidad sísmica del Moho graficada con un peine). Debemos

considerar, no obstante, que la ubicación de esta profundidad sísmica adolece de las imprecisiones de su expresión gráfica.

La figura 1f contiene el exceso de masas por unidad de superficie (máximo:  $6 \times 10^5 \text{ g/cm}^2$ ) que deberá ser rebalanceado en lo futuro para recuperar el equilibrio (diferencias entre  $M_i$  y  $M_c$  con densidad diferencial:  $0.4 \text{ g/cm}^3$ ).

Si se divide el exceso de masas en 3 paralelepípedos, EFCG; ABDC y HIJD cuyo ancho total es de 190 km, el área total ( $954 \text{ km}^2$ ) dividida por el ancho total mencionado aporta un espesor promedio para la antirraíz real de 5 kilómetros. Por otra parte, el espesor promedio de la cuenca es de 3 kilómetros. Así, la siguiente ecuación proporciona la subsidencia promediada para lograr su re-equilibrio:

$$(3 + c) \times 0.35 = (5 - c) \times 0.4 \quad \text{en } 10^5 \text{ g/cm}^2$$

Desde aquí, la subsidencia predictiva (con relleno sedimentario) será:  $x = 1,266 \text{ km}$  ó  $1,3 \text{ kilómetros}$ .

Si se considera sólo el bloque central, la subsidencia necesaria será de 3,5 km, es decir mayor. No obstante, en general la isostasia es operativa sólo en anchos iguales o mayores a 150 km (Woollard 1969). Es por ello que parece más prudente considerar, tal como se hiciera, el peso de las masas promediado en un ancho de casi 200 km, obtenido del modelo gravimétrico de inversión.

El estiramiento calculado es:  $St \cong 43 \text{ Km}$ , mientras la relación  $b$  entre los espesores de corteza (original y atenuada) es del orden de 4. White y McKenzie (1989) informaron que cuando el estiramiento es moderado, por ejemplo  $\beta=2$  ó 3, las geotermas se elevan aunque los materiales no alcanzan a fundir. Por el contrario, si  $\beta$  es muy alto (por ejemplo 6) puede producirse rotura y la formación de un nuevo océano. El valor adoptado de 4 es el máximo admitido debido a que existen modelos alternativos que pueden combinar una menor atenuación que la del modelo de la figura 1c a 1f con densas masas ascendidas. Con este valor podría originarse un porcentaje moderado de fusión parcial con ascenso intracortical de materiales máficos.

Fleitout y Froideveaux (1982) afirmaron que cuando el efecto de heterogeneidad dominante se ubica en la raíz o antirraíz, el sistema retornará a su estado normal de estabilidad. Éste es precisamente el caso de la Cuenca del Colorado.

La concentración de la deformación, preponderantemente en la zona central de la cuenca, con un ancho de aproximadamente 45 km, conduce a considerar que la acomodación más eficaz debería ser local o de Airy. Así, simples cálculos hidrostáticos (Introcaso y Ramos 1984) llevarían a retropredecir que el espacio inicial, luego colmado por sedimentos, habría sido de unos 3 km, con los cuales el rebalanceo se producirá cuando la cuenca alcance 10,5 km de profundidad.

## Conclusiones

El análisis isostático de la Cuenca del Colorado, realizado a partir de: (1) anomalías isostáticas correspondientes a un modelo extensional (corteza atenuada o modelo de Airy) y (2) el modelo cortical (inversión gravimétrica), señala una fuerte sobrecompensación (por ejemplo antirraíz en exceso).

En lo futuro la cuenca deberá subsidir 1,3 km en promedio para un ancho de casi 200 km (ó 3,5 km en el bloque central de unos 45 km de ancho) para re-equilibrarse, incrementando el espesor del depósito sedimentario y minimizando el espesor de la antirraíz.

## Agradecimientos

Este trabajo se ha hecho en el marco del proyecto "Estudio de la evolución futura de cuencas sedimentarias. Continuación" (CONICET). Se agradece a Silvia Miranda la entusiasta colaboración en gran parte de este trabajo, y a los árbitros por las sugerencias realizadas.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barton, P.J., 1986. The relationship between seismic velocity and density in the continental crust. A useful constrain? *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 87: 195-208.
- Blitzkow, D., 1996. O problema de valor de contorno da geodesia. Resultados praticos para a America do Sul. Tesis de la Escola Politecnica da Universidade de Sao Paulo, 81 ps.
- De Wit, M.J., 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key of the reconstruction of Southern Gondwanaland. *Tectonophysics* 37(1-3): 53-82.
- Ewing, M., Ludwing, W.J. and Ewing, J., 1963. Geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plains. *Geological Society of American Bulletin* 74: 275-292.
- Fryklung, B., Marshall, A. and Stevens, J., 1996. La Cuenca del Colorado. 13° Congreso Geológico Argentino, Ramos y Turic (Ed.) Relatorio 8: 135-158.
- Fleitout, L. and Froideveaux, C., 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogenities. *Tectonics* 1: 21-56.
- Geología Argentina, 1996. Ed. SEGEMAR (Buenos Aires), 796 ps.
- Giese, P. and Pavlenkova, N.I., 1988. Structural maps of the earth's crust in Europe. *IZV. Akad. Nauk SSS R Fiz. Zimli* 10: 3-14.
- Green, C.M. and Fairhead, J.D., 1991. South American gravity project: 82-95. Springer-Verlag, 215 ps.
- Introcaso, A. and Ramos, V., 1984. La cuenca del Salado. Un modelo de evolución aulacogénica. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 27-46.
- Introcaso, A., 1990. Studies of aulacogenic Salado and Colorado in Argentina by means of gravity data. Ed. South American Gravity Project. Final Meeting (Quito): 1-9.
- Introcaso, A., 1993. Predicción del movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el método gravimétrico. 12° Congreso Geológico Argentino 1: 1-4.
- Introcaso, A., Martinez, M.P. and Gimenez, M.E. 2000. Indicadores gavimétricos primarios de mecanismos isostáticos en cuencas sedimentarias. 20° Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas: 187-189.
- Nafe, J.E., and Drake, C.L., 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics* 22: 523-552.
- Pacino, M.C. 1999., Geoides y estructura litosférica en la Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Rosario, inédita, 97 ps.
- Ramos, V. 1996., Evolución tectónica de la plataforma continental. 13° Congreso Geológico Argentino, Ramos & Turic Ed. Relatorio 21: 385-404.
- Ramos, V. 1999., Las provincias geológicas del territorio Argentino. En "Geología Argentina" (SEGEMAR), Anales 29(3): 41-49.
- Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M., 1959. Rapid gravity computation for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research* 64: 49-59.
- White, A. and McKenzie, D., 1989. Magmatism and rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* 94: 7685-7729.
- Woollard, G.P., 1969. Regional variations in gravity. In: *The Earth's crust and upper mantle*, Pembroke J. Hart (ed.), Geophysical Monograph, 13, AGU, Wash. D. C.: 320-341.
- Zambrano, J., 1974. Cuencas sedimentarias del subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(4): 443-469.

**Recibido:** 15 de julio, 2002

**Aceptado:** 14 de abril, 2003