

**LA CUENCA PARANAENSE. INFLUENCIA DE LOS BASALTOS
EN LA INTERPRETACION GRAVIMETRICA**

A. INTROCASO*

R. GERSTER*

(Recibido: 28 de octubre, 1984)

(Aceptado: 5 de agosto, 1985)

RESUMEN

La cuenca del Paraná fue durante el Cretácico Temprano - Jurásico Tardío, testigo de erupciones de lavas no explosivas que cubrieron gran parte de la cuenca, en numerosas capas interestratificadas. Frecuentemente los espesores de las coladas superan los 80 m, mientras que el conjunto de derrames alcanza aproximadamente los 1 000 m en Salto (Uruguay).

La máxima distancia recorrida por las lavas desde el foco de derrame fue estimada en 100 km, consistente con la escasa pendiente regional admitida. Pensamos así, que esta excepcional manifestación volcánica (más importante que la de la India) es un fenómeno regional integrado por numerosos eventos locales interrelacionados.

Los estudios gravimétricos señalan la probable existencia de cuerpos subvolcánicos que son interpretados como antiguas cámaras magmáticas.

Fueron analizados diversos modelos gravimétricos demostrando que masas intracorticales de alta densidad vinculadas con los episodios efusivos pueden justificar la gravedad observada.

ABSTRACT

The Parana basin was in the lower Cretaceous - upper Jurassic witness of non explosive lava eruptions that covered a large part of the basin in several interstratified layers. Frequently the thickness of each layer is more than 80 m, while the sequence reach the 1 000 m near Salto (Uruguay).

The maximum distance run over by the lavas from the emission center was estimated in about 100 km, consistently with the small regional tilt. We think that the exceptional expression of outpouring lavas (more important than those of India) would be a regional phenomenon integrated by many local interrelated events. The gravimetric studies suggest the existence of subvolcanic bodies that are interpreted as old intracortical magmatic chambers.

Different gravimetric models were analyzed showing that intracortical positive masses associated with effusive events can justify the observed gravity.

* *Inst. Física, CONICET, UNR. Avda. Pellegrini 250, 2000 Rosario, ARGENTINA.*

INTRODUCCION

La cuenca del Paraná se extiende desde las Sierras Pampeanas al O, las montañas de Brasil al E y el umbral de Martín García al S. Es una extensa zona de poca movilidad y reconocida tendencia negativa desde el pasado geológico (Fig. 1).

Su basamento cristalino está integrado por rocas de edades muy diferentes (550 ma a 2 000 ma) correspondientes al Paleozoico Temprano y al Precámbrico (Russo y colaboradores, 1979). Esta cuenca ha recibido sedimentos desde el Paleozoico Temprano a nuestros días (Castellanos, 1973) que muestran una notoria falta de uniformidad en su distribución. En efecto, existen numerosas cuencas sedimentarias separadas por altos o dorsales.

La cuenca del Paraná se caracteriza principalmente por la extensión de los derrames basálticos que cubren aproximadamente 1 000 000 km² (Leinz, 1949) sólo comparables con las efusiones del Cretácico Tardío y Eoceno que se produjeron en la India abarcando cerca de 650 000 km² con espesores máximos de 3 000 m.

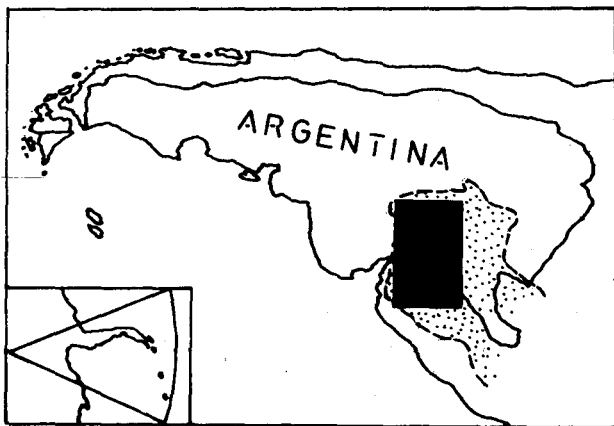


Fig. 1. Ubicación relativa de la cuenca Paranaense y área analizada.

El espesor medio de los basaltos es de 650 m, localizándose el espesor máximo (1 000 m) en la localidad de Presidente Epitacio (Brasil) (Leinz y colaboradores, 1966). Con el citado valor medio el volumen mínimo sería de 650 000 km³. Jordan (1975) señaló que se habían derramado inmediatamente antes de la apertura del Atlántico Sur, 2 000 000 de km³ de basaltos.

También menciona Leinz (1966) que la cuenca existe como provincia geológica desde el Devónico y fue casi totalmente cubierta por las efusivas basálticas.

Los derrames se produjeron sobre una superficie plana prácticamente horizontal. Los basaltos buzaban hacia el SO, revelando el techo del miembro de una pendiente del 1.2% (De Alba y Serra, 1959).

Considerando que difícilmente una corrida de lava pueda superar en mucho los 100 km, atendiendo además a la escasa pendiente regional - por ejemplo Daly (1933) menciona una corrida de lava en Islandia de 90 km de longitud - admitiremos la posible existencia de otras áreas de emisión además de las reconocidas de Serra Geral y las supuestas del valle inferior del río Uruguay.

La Fig. 2 muestra un corte generalizado de la zona SE de la Provincia de Córdoba obtenido de un perfil de velocidades intervállicas con datos cedidos por Yacimientos Petrolíferos Fiscales Argentinos (YPF). Se puede apreciar el incremento de velocidades (V_p) de las coladas basálticas respecto de los sedimentos. La significativa alternación del orden creciente de velocidades con la profundidad es uno de los mayo-

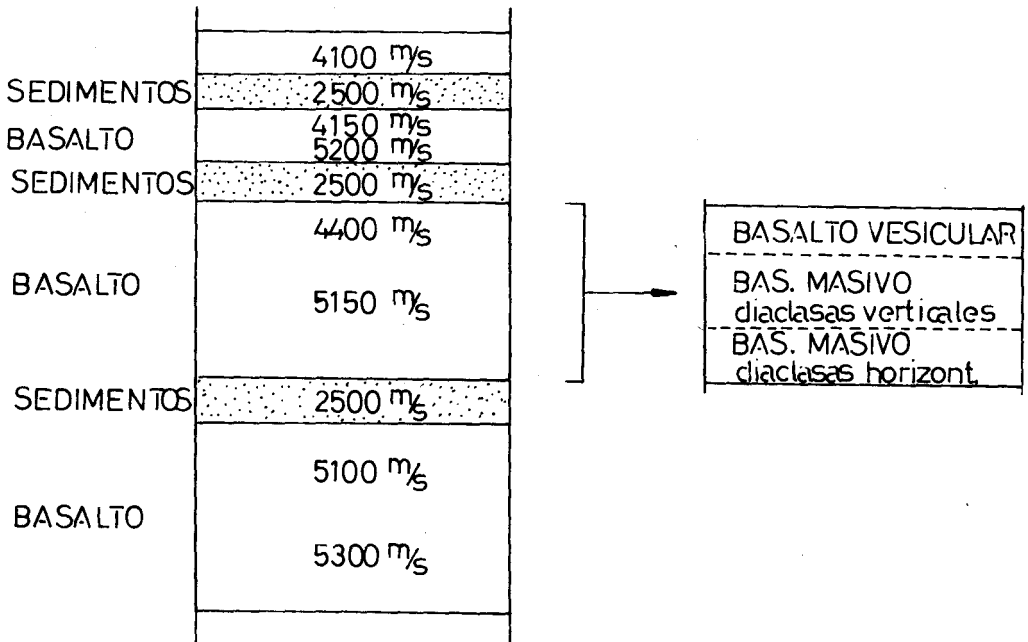


Fig. 2. Corte esquemático de una secuencia de derrames basálticos interestratificados (Fuente: Yacimientos Petrolíferos Fiscales Argentinos).

res obstáculos con que se tropieza en la interpretación gravimétrica, cuando no se dispone de información sísmica (como la que se muestra en la figura 2) o datos de perforaciones.

Se han encontrado basaltos de 120 m.a. (K/Ar) (Amaral y colaboradores, 1966); 103 m.a. (K/Ar) de McDougall y Rüeg en 1966 de 141 m.a. (citadas por Russo y colaboradores, 1979, para la perforación Ordóñez, Provincia de Córdoba - ver ubicación en Fig. 6). De modo entonces que en términos generales podemos ubicarlos en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano.

Padula (1972) menciona que los derrames magmáticos básicos se relacionan con grandes fracturas transcurrentes regionales que aparte de producir considerables movimientos horizontales fueron acompañadas por desplazamientos verticales. Los centros de emisión magmática estarían vinculados con fracturas de primer orden que se interfieren y cuyos rumbos son N-S; NE-SO.

De los estudios de Leinz (1949) se reconocieron las siguientes grandes líneas tectónicas relacionadas con las efusiones de basaltos:

- Línea tectónica Posadas (Argentina)-Torres (Brasil) y su prolongación probable en el Atlántico. Es justamente en esa zona de debilidad (con perturbaciones iniciadas tal vez en el Carbónico) donde las efusiones magmáticas alcanzan los máximos espesores y constituyen la sede de las mayores perturbaciones que han permitido el ascenso de grandes cantidades de materiales básicos.
- Línea tectónica San Gabriel-Santa Catarina con movimientos que se habrían manifestado anteriormente o simultáneamente al vulcanismo.

Finalmente Leinz (1949) alude a movimientos de reajuste isostáticos posteriores al vulcanismo.

Las aperturas por donde ascendió el magma habrían sido provocadas por esfuerzos distensivos relacionados con la deriva continental como ya lo señalara Leinz (1949) que además reconocía por entonces otras zonas productivas: el actual valle del río Uruguay y el margen oriental de la zona de San Pablo.

Los basaltos en la zona argentina son del tipo tholeítico y la muestra obtenida en la perforación Nogoyá (Provincia de Entre Ríos) acusó pertenecer al Cretácico Temprano (datación K/Ar de Cortelezzi y Gómez, 1965).

MATERIAL GRAVIMETRICO UTILIZADO - ELECCION DE DENSIDADES

Los datos de gravedad fueron facilitados por la compañía petrolera estatal Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) en forma de cartas y perfiles. Las anomalías utilizadas son anomalías simples de Bouger calculadas de acuerdo con la expresión clásica:

$$A_B = G_0 - (\gamma - C_{AI} + C_B)$$

con A_B

con A_B : anomalía simple de Bouger

G_0 : valor observado

γ : expresión de gravedad teórica correspondiente a la fórmula internacional de 1930.

C_{AI} : corrección de aire libre (0,3086 h, con h altitud en metros)

C_B : corrección simple de Bouger (0,1118 h, con h altitud en metros).

La separación entre estaciones es del orden del kilómetro. La topografía de la zona analizada es prácticamente llana, con leves ondulaciones, por lo que es innecesario realizar correcciones topográficas. Las áreas modeladas presentan altitudes promedio del orden de los 90 metros.

El material gravimétrico cedido por Yacimientos Petrolíferos Fiscales Argentinos es considerado reservado, por lo cual hemos optado por exhibir sólo zonas que separan anomalías inferiores a -10 mGal y superiores a +10 mGal y algunas secciones gravimétricas sin entrar en mayores detalles (Fig. 6).

El problema fundamental que se presentó fue el de la elección de las densidades adecuadas para la modelización posterior, dado que la composición de los basaltos es obviamente distinta de la composición de las rocas sedimentarias y basamentales utilizadas en las clásicas relaciones: velocidades de ondas compresionales (V_p) - densidades (σ).

Un cambio de velocidad (ondas P) de 0,3 km/s corresponde aproximadamente a un cambio de 0,1 gr/cc en densidad (Woollard, 1959). No obstante, la gran dispersión de valores que puede verse en las relaciones de Nafe y Drake (1958) (ver por ejemplo Grant y West, 1965, Fig. 7-7 pág. 200 o el gráfico más completo, Fig. 2-22, que aparece en Dobrin, 1976, pág. 53) determina que existan incertidumbres difíci-

les de evaluar al deducir densidades volumétricas a partir de velocidades de ondas de compresión.

Pensemos además que se ha señalado para la losa que subyace a M que un decrecimiento de la relación Fe/Mg origina un aumento de velocidad de P y un decrecimiento de densidad y viceversa (Woollard, 1972).

Los basaltos merecen pues una consideración especial que Uspensky (1972) incluye en su diagrama: $V_p - \sigma$ (Fig. 3).

Los valores obtenidos fueron más elevados que los extraídos de la correlación de Nafe y Drake de 1958 (Grant y West, 1965) tal como se desprende del corrimiento hacia la derecha de la curva de basaltos (Fig. 3).

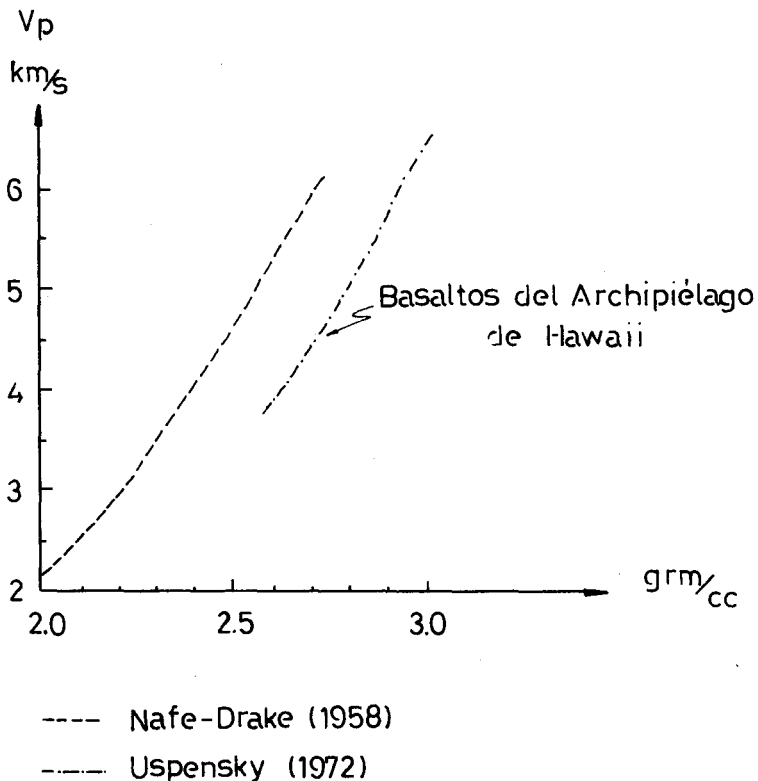


Fig. 3. Correlación entre velocidades sísmicas de compresión y densidades (Uspensky, 1972).

Con base en las profundidades medias del basamento cristalino del sector de la llanura Pampeana que excluye las áreas de cuencas sedimentarias se adoptó un espesor normal de sedimentos de 550 metros que descansan sobre un basamento cristalino horizontal.

Para la preparación de los modelos gravimétricos se tuvieron en cuenta las siguientes consideraciones:

- La elección de las densidades se realizó a través de las relaciones de velocidades de ondas de compresión (V_p).
- La densidad diferencial del paquete sedimentario superior de 550 metros de espesor se consideró nula.
- Se consideró todo el paquete de derrames lávicos y sedimentos interestratificados como un conjunto cuya densidad resultó ser el promedio pesado de las correspondientes a los estratos involucrados. Esto es aceptable desde el punto de vista gravimétrico, ya que el comportamiento de las formaciones se asemeja al de losas planas indefinidas. Cuantitativamente resultó similar a la densidad del basamento cristalino.
- Por debajo de los 550 metros, las densidades diferenciales se obtuvieron comparando las densidades de los distintos estratos con la densidad 2,7 gr/cc asumida como normal para el basamento cristalino.

Veamos algunos valores numéricos correspondientes a los basaltos Serra Geral. Leinz (1949) reportó densidades de derrames que en su parte inferior son del orden de 2,9 gr/cc, mientras que en su parte superior, a partir de los 900 m hacia arriba son más bajas, del orden de 2,5 gr/cc a 2,6 gr/cc. Los perfiles sísmicos empleados en este trabajo proporcionan velocidades de 5 000 m/s a 6 000 m/s a profundidades medias de unos 900 m. A partir de estas velocidades, las densidades obtenidas con la correlación de Uspensky (1972) son respectivamente: 2,62 gr/cc y 2,7 gr/cc.

Consultoras privadas nos informaron que para algunas zonas de las Provincias de Misiones y Entre Ríos, las densidades de basaltos de distintas características (masivos, alterados, etcétera) presentan valores medios que oscilan entre 2,8 gr/cc y 2,9 gr/cc, aunque se encontraron valores de densidades inferiores a 2,6 gr/cc y superiores a 3,0 gr/cc. Además, las velocidades obtenidas mediante refracción sísmica para basaltos masivos superficiales fueron del orden de 6 000 m/s.

La forma en que se presentan los basaltos (interestratificados, masivos, alterados ...), su ubicación respecto del basamento cristalino y la profundidad cambiante de

éste, determinan que las respuestas de gravedad no presenten un solo patrón, por el contrario, cubren un espectro con valores tanto positivos como negativos que explica las reconocidas dificultades que presenta la interpretación gravimétrica en la zona Pampeana, parcialmente cubierta por basaltos.

Veamos ahora algunos valores numéricos que nos ilustran sobre el orden de las anomalías gravimétricas que producen individualmente los derrames basálticos.

Con datos de perforación en la localidad de San Cristóbal, Provincia de Santa Fe (ver ubicación en Fig. 6) que indicaban la presencia de basalto entre los 740 m y 830 m (bajo boca de pozo), la respuesta gravimétrica máxima calculada a través de una losa plana indefinida será:

$$\Delta g = 41.9 \times 0.09 \times \Delta \sigma \cdot b$$

Si el basalto se considera masivo, la diferencia de densidad será del orden de +0.3 gr/cc y $\Delta g = 1.13$ mGal.

Apoyados en pruebas de refracción sísmica realizadas en las proximidades de la localidad de Laboulaya, Provincia de Córdoba (ver ubicación en Fig. 6) por Yacimientos Petrolíferos Fiscales que indicaban la posible presencia de basaltos interestratificados a 1 240 m de profundidad y con un espesor de 285 m, la respuesta gravimétrica, considerando una losa plana indefinida, de densidad diferencial $\Delta \sigma = 0.1$ gr/cc, será:

$$\Delta g = 41.9 \times 0.285 \times 0.1 = 1.19 \text{ mGal}$$

De la interpretación de las anomalías magmáticas de la zona de 1o. de Mayo, Provincia de Entre Ríos (Vila, 1962) surge la posibilidad de la existencia de una chimenea basáltica cuyo polo negativo se hallaría a 2.2 km de profundidad, con un diámetro aproximado de 2.31 km. Modelizada la estructura mediante un cilindro, se obtuvo con un contraste de densidad de 0.1 gr/cc una respuesta gravimétrica de aproximadamente 1 mGal. Si se admite una densidad diferencial de 0.3 gr/cc, la máxima respuesta de g será de 3 mGal.

MODELOS GRAVIMETRICOS

Perfiles: Nogoyá (Provincia de Entre Ríos)-Paso Ullestie (República Oriental del Uruguay) y Paso Ullestie-Rincón del Bonete (República Oriental del Uruguay).

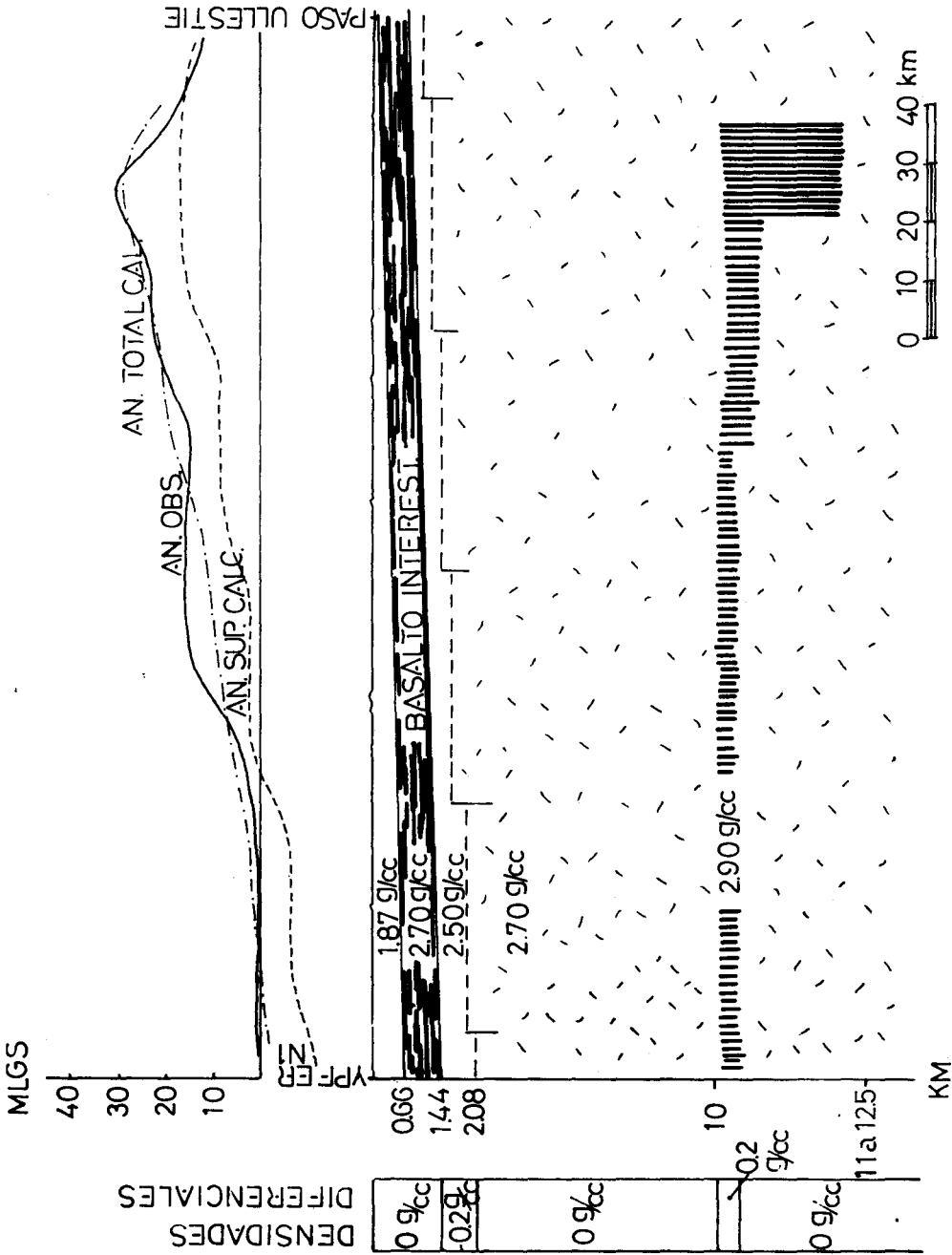


Fig. 4. Modelo gravimétrico: Nogoyá (Argentina) - Paso Ullestie (Uruguay).

- Anomalia simple de Bouguer observada
- - - - Anomalia calculada para la parte superior de la corteza
- · - · - Anomalia calculada para la parte superior de la corteza + efecto gravimétrico de las masas intracorticales

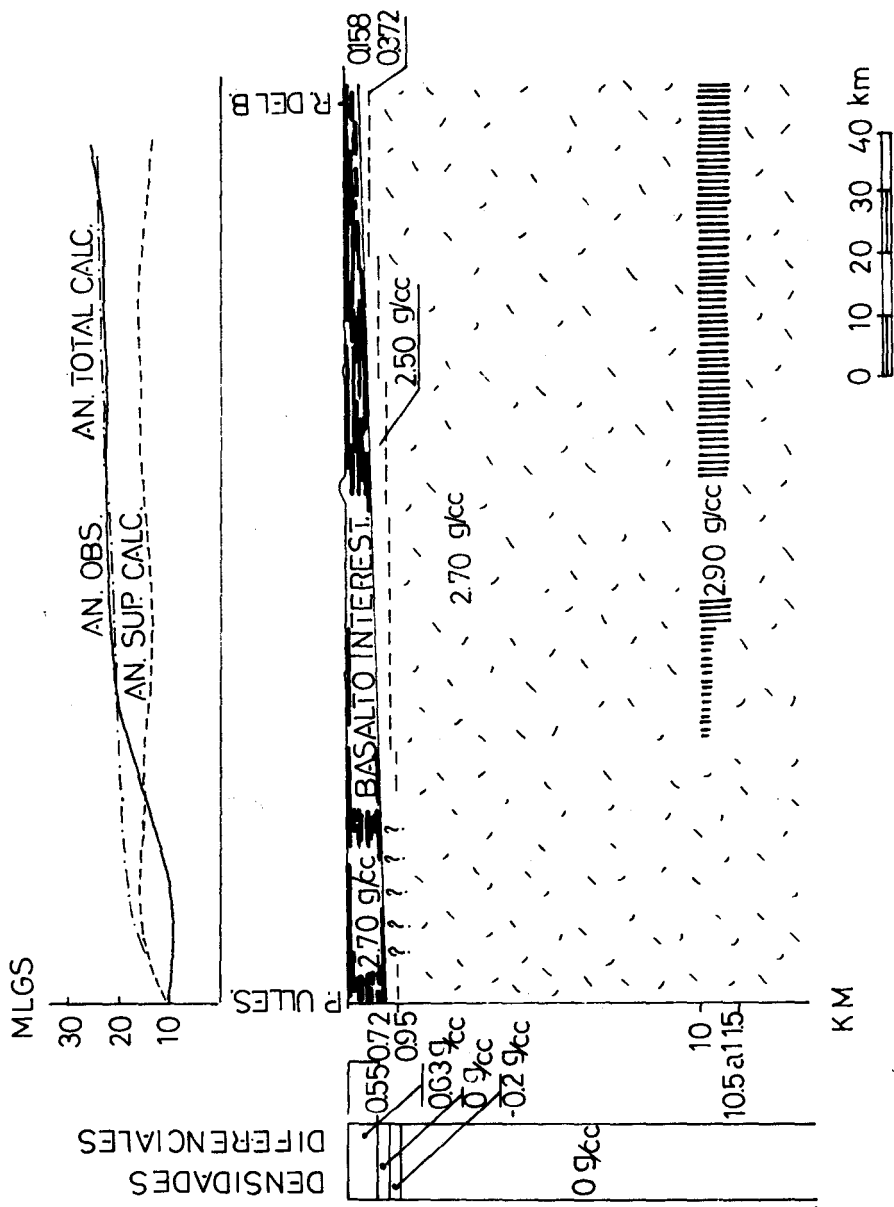


Fig. 5. Modelo gravimétrico: Paso Ullestie (Uruguay) - Rincón del Bonete (Uruguay).

- Anomalía simple de Bouguer observada.
- - - Anomalía calculada para la parte superior de la corteza.
- · - · Anomalía calculada para la parte superior de la corteza + efecto gravimétrico de las masas intracorticales.

A partir de los valores de anomalías de gravedad, datos de refracción sísmica y perforaciones, se construyeron los modelos correspondientes (Figs. 4 y 5).

El perfil de anomalías de Bouguer es totalmente positivo. Presenta un máximo de aproximadamente 30 mGal, encontrándose los valores menores en el extremo O. La columna de densidades de la corteza superior fue calculada a partir de velocidades V_p . Es necesario señalar que el basalto interestratificado alcanza profundidades inferiores a la considerada como normal para el basamento cristalino (550 m), provocando diferentes densidades diferenciales, tal como puede verse en las figuras 4 y 5.

La anomalía calculada (AN SUP CALC) con estas densidades diferenciales no alcanza a justificar la anomalía observada (AB OBS). Propusimos así masas intracorticales de densidad 2.90 gr/cc (densidad diferencial: $2.9 - 2.7 = 0.2$ gr/cc) ubicadas a unos 10 km de profundidad, para justificar la diferencia entre ambas anomalías.

Los cálculos se realizaron mediante los métodos directo (AN SUP CALC) e inverso para el ajuste de la diferencia entre ambas anomalías. En ambos casos se supone que las estructuras son bidimensionales.

La presencia de los cuerpos intracorticales se relacionaría con los enormes derrames basálticos que cubrieron la zona. Considerando además que el basalto, al ser del tipo tholeítico es de origen poco profundo, tenemos otro punto a favor de la hipótesis planteada.

La existencia de estas enormes cámaras magmáticas conjuntamente con los derrames lávicos correspondientes podría haber tenido cierta influencia en la subsidencia de algunas áreas de la cuenca del Paraná. Al respecto, Leinz (1949) menciona que la causa de la profundización del basamento (en la zona del Brasil) parecería estar ligada a un aumento del espesor de los derrames. Donde se encuentra un mayor espesor de efusivas se verifica también un mayor hundimiento del basamento. Parece que la causa del ajuste se debe a movimientos isostáticos post-volcánicos.

Saavedra y Ruiz (1974) dicen: Las cámaras superficiales son regular o esporádicamente abastecidas desde niveles profundos, y sus pulsaciones pueden provocar deformaciones y abombamientos en la superficie. Por el contrario, el vaciado de estas cámaras, después de la erupción, puede dar lugar a la generación de fracturas e hundimientos.

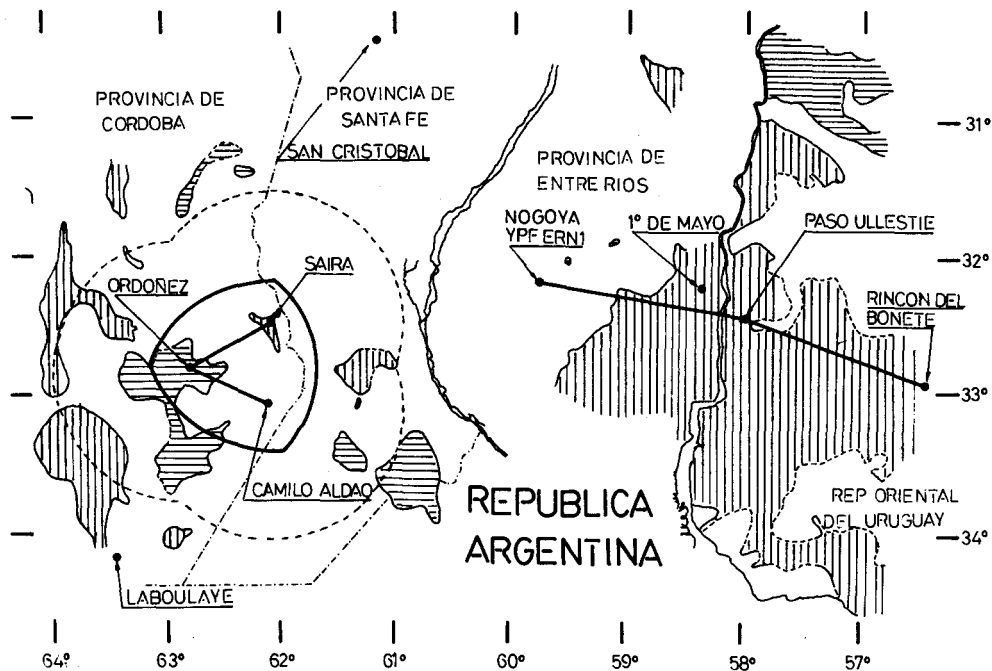


Fig. 6. Ubicación de los perfiles gravimétricos y posibles de focos de emisión en el SW de la cuenca.

- 1 Perfil grav. Nogoyá-Paso Ullestie
- 2 Perfil grav. Paso Ullestie-Rincón del Bonete
- 3 Perfil grav. Ordoñez-Saira
- 4 Perfil grav. Ordoñez-Camilo Aldao

▨ Anomalías de Bouguer < -10 mGal

▩ Anomalías de Bouguer $> +10$ mGal

● Zona de máxima probabilidad de existencia de focos de emisión para el área: Ordoñez-Saira-Camilo Aldao

⊖ Zona de mínima probabilidad de existencia de focos de emisión para el área: Ordoñez-Saira-Camilo Aldao

Se nos ocurre plantear entonces, el esquema de la figura 7 donde se muestran las distintas etapas que integrarían el proceso:

- Formación de la cámara magmática por ascenso de materiales fundidos procedentes del manto superior.

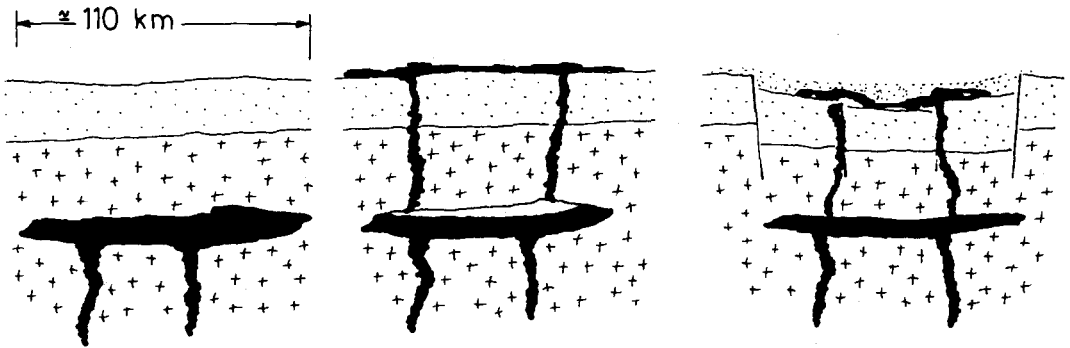


Fig. 7. Posible secuencia de la evolución de una cámara magmática.

Formación de una cámara magmática superficial.

Efusión de materiales lávicos. Vaciado parcial de la cámara.

Subsidencia del área (parcialmente relacionada con el vaciado) y sedimentación.

- Erupción y derrame de las lavas básicas.
- Hundimiento ocurrido por el vaciado y que es sólo una parte de la subsidencia total observada. Sedimentación ulterior.

Si, dada la escasa pendiente de la zona, admitimos que el máximo recorrido de las lavas habría sido de unos 100 km, podríamos determinar la probable existencia de focos en una área que presente basaltos reconocidos por observaciones.

Así, habiéndose encontrado basaltos en Saira, Camilo Aldao y Ordóñez, la intersección de tres arcos de circunferencia de 100 km de radio con centro en cada una de las localidades mencionadas determina las zonas de máxima y mínima probabilidad de existencia de antiguos focos de derrame (Fig. 6).

Utilizando perfiles de velocidades interválicas (Fig. 8) suministrados por YPF, se realizan dos modelos en la zona antes mencionada circunscrita por las localidades de Camilo Aldao, Saira y Ordóñez, en la Provincia de Córdoba (Figs. 6, 9 y 10).

Con los datos de velocidades y las relaciones de Nafe-Drake y Uspensky para sedimentos y rocas básicas respectivamente, se obtuvieron las densidades de los distintos estratos que componen las columnas correspondientes.

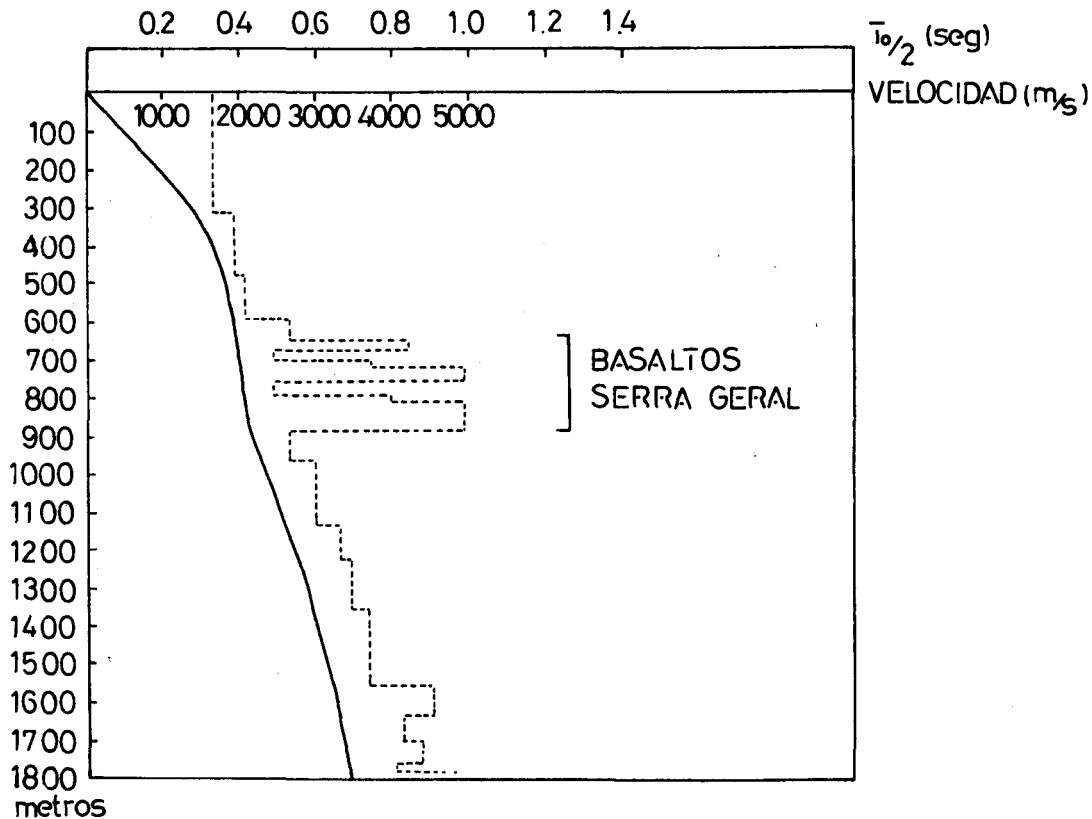


Fig. 8. Perfil Sónico Integrado (generalizado) - Datos facilitados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF).

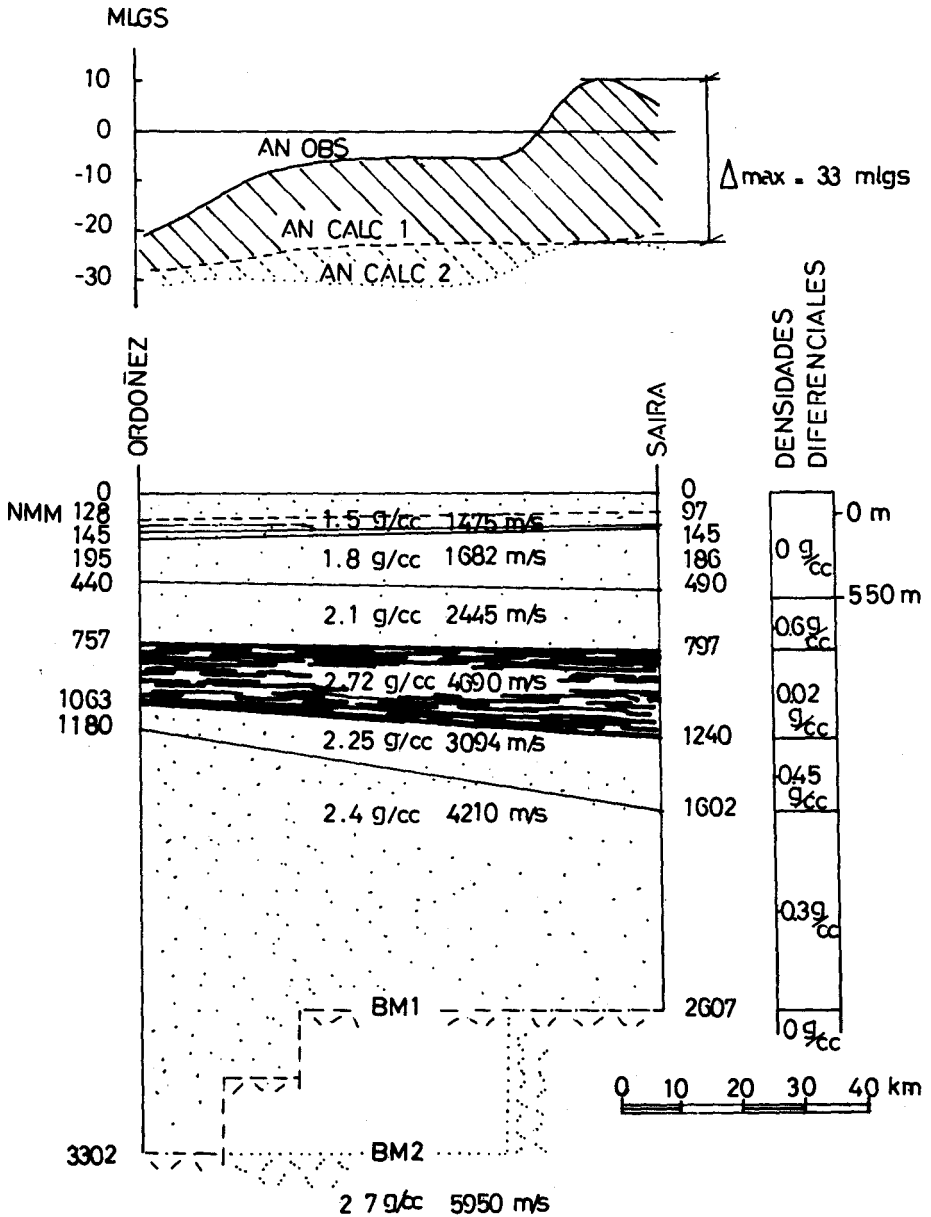


Fig. 9. Modelo Ordóñez - Saira (ver ubicación en Fig. 6).

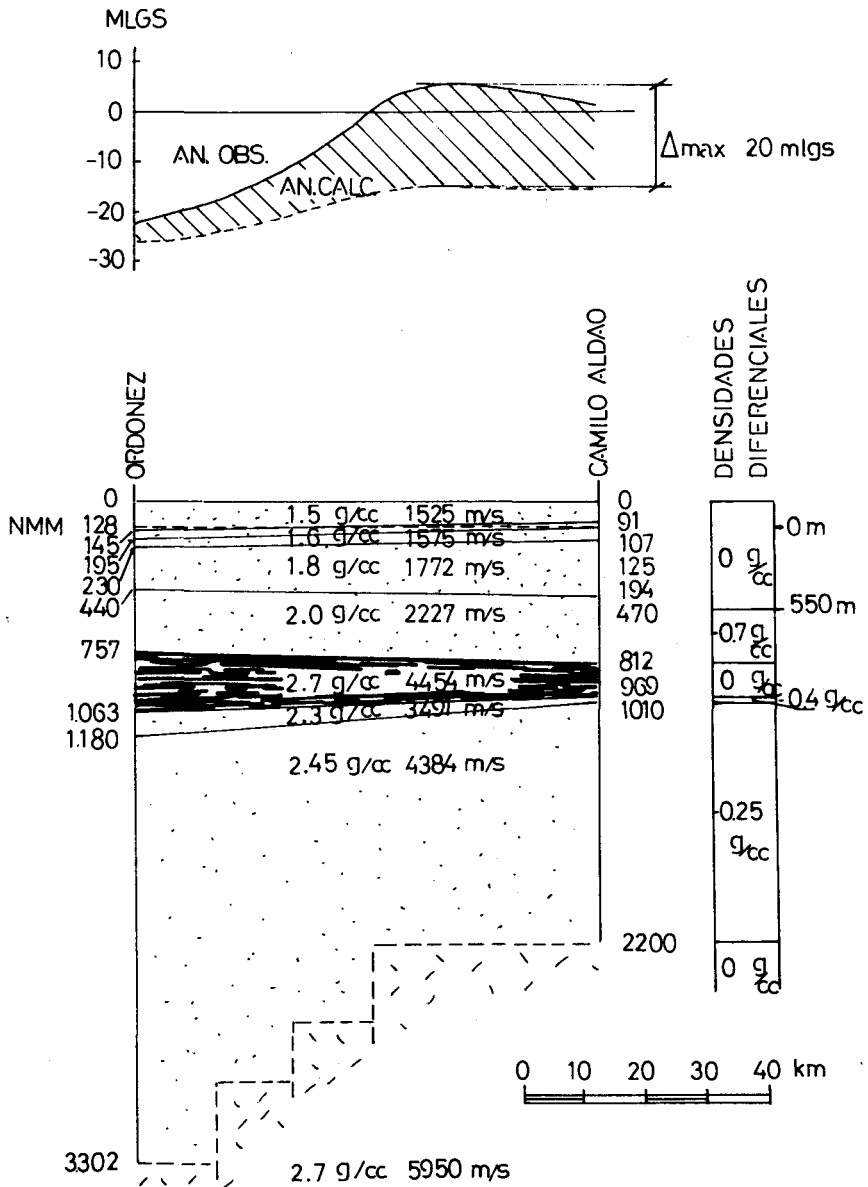


Fig. 10. Modelo Ordóñez - Camilo Aldao (ver ubicación en Fig. 6).

CONCLUSIONES

La modelización gravimétrica exige adoptar densidades que a menudo se obtienen a partir de velocidades de ondas de compresión. En el caso de rocas basálticas, las relaciones entre velocidades y densidades son significativamente diferentes de las relaciones generalmente utilizadas que involucran rocas sedimentarias y cristalinas. Así, para una misma velocidad, la densidad para rocas basálticas puede llegar a incrementarse en hasta + 0.2 gr/cc respecto de las relaciones generales.

Hemos comprobado que las respuestas gravimétricas de los basaltos interestratificados son muy pequeñas (del orden de unos pocos mGals). Además, las densidades encontradas a partir de velocidades interválicas para los basaltos interestratificados son muy similares a la del basamento cristalino. Así, cuando los derrames ocurren sobre basamento, es muy difícil hacer una adecuada diferenciación entre ellos.

Descontando los efectos suprabasamentales de las anomalías de Bouguer observadas, quedan frecuentemente anomalías residuales positivas como en los modelos Ordóñez-Saira y Ordóñez-Camilo Aldao (ambos localizados en el área SO de la cuenca) y perfiles Nogoyá-Paso Ullestie y Paso Ullestie-Rincón del Bonete (en el área SE de la cuenca), que hemos atribuido a densas masas intrabasamentales. Si asociamos la idea de que los derrames difícilmente hayan recorrido distancias mayores de 100 km (dada la escasa pendiente regional), a la probable existencia de cuerpos subvolcánicos correspondientes a antiguas cámaras magmáticas superficiales, sería razonable pensar que habrían existido otras áreas de emisión diseminadas en la región, además de las ya conocidas de Serra Geral (Brasil) y las supuestas en el valle inferior del río Uruguay.

Los basaltos suelen aparecer en zonas de reconocidas depresiones (o cuencas sedimentarias) parte de las cuales habrían sido originadas luego del proceso de emisión.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Víctor Ramos por la lectura crítica del manuscrito. Este trabajo fue realizado mediante el subsidio 10031905-021 Res. 0152 del 05/10/82 de SUBCYT.

BIBLIOGRAFIA

AMARAL, G., V. G. CORDANI, K. KAWASHITA y J. H. REYNOLDS, 1966.

- Potassium - argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 30, 159-189.
- BOSSI, J., 1966. *Geología del Uruguay*. Universidad de la República. Departamento de Publicaciones, Montevideo - pp.459, 71 figs., 16 mapas.
- CASTELLANOS, A., 1973. Estratigrafía y génesis de los valles fluviales en los bloques tectónicos pampeanos. La vida orgánica a través de los últimos tiempos geológicos en cada bloque. Notas No. 4. Instituto de Fisiografía y Geología. Rosario, Argentina.
- CORTELEZZI, C. y V. GOMEZ, 1965. Los basaltos tholeíticos de la perforación Nogoyá (Provincia de Entre Ríos). Aplicación de métodos químicos para determinación de FeO en minerales y rocas. *Acta Geolog. Lilloana, S. M. de Tucumán*, 6, 87-98.
- DALY, R. A., 1933. *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*, New York - London, 1933.
- DE ALBA, E. y N. SERRA, 1959. Aprovechamiento del río Uruguay en la zona de Salto Grande. Informe sobre las condiciones y características geológicas. An. Dir. Nac. Geol. y Min., Bs-As., 11, Argentina.
- DOBRIN, M., 1976. *Introduction to geophysical prospecting*, 3rd. ed., Ed. McGraw-Hill, pp. 630.
- GRANT, F. S. y G. F. WEST, 1965. *Interpretation theory in applied geophysics*. Ed. McGraw-Hill, pp. 584.
- JORDAN, T. H., 1975. The Continental Tectosphere. *Reviews of Geophys. Space Phys.*, 13, 3, 1-12.
- LEINZ, V., 1948. Contribução á Geología dos derrames basálticos do Sul do Brasil. Univ. de Sao Paulo, Fac. de Fil. Cien. Let., Bol. 103 (Geol 5) Sao Paulo.
- LEINZ, V., A. BARTORELLI, G. SADOWSKI e C. ISOTTA, 1966. Sobre o comportamento espacial do Trapp Basaltico da Bacia do Parana. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 15, 4,
- PADULA, L., 1972. Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes. *Geolog. Reg. Arg. Córdoba*, 1972, 213-235.
- RUSSO, A., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1979. Llanura Chacopampeana. *Geolog. Reg. Arg. Córdoba*, 1979. 139-183.
- SAAVEDRA, V. A. y J. C. RUIZ, 1974. *Volcanismo*. Edic. Istmo, Gral. Pardiñas 26, Madrid - 1 pp. 481.
- USPENSKY, D. G., 1972. Geological Interpretation of the Gravity Data for a Profile across the Pacific Ocean. *J. Geoph. Res.* 77, 32, 6316-26.
- VILA, F., 1962. Efecto de la imanación invertida en las anomalías magnéticas. Bole-

tín de Informaciones Petroleras (YPF).

- WOOLLARD, G. P., 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurements. *J. Geophys. Res.*, 64, 10, 1521-1544.
- WOOLLARD, G. P., 1972. A regional analysis of crustal structure in North America. Hawaii Institute of Geophysics. University of Hawaii, pp. 54.