

# Modelo gravimétrico en la fosa de Gastre, provincia de Chubut, Argentina

F. Lince Klinger<sup>(1,2)</sup>, S. Nacif<sup>(1)</sup>, M. P. Martinez<sup>(1)</sup>, M. E. Gimenez<sup>(1)</sup>, F. Ruiz<sup>(1)</sup> y O. Alvarez<sup>(1)</sup>

(1) IGSV, Instituto Geofísico Sismológico Volponi, FCEFyN, Universidad Nacional de San Juan, Ruta 12, Jardín de los Poetas (Rivadavia), San Juan, Argentina, CP 5400.

flklinger@hotmail.com

(2) UNLaR, Universidad Nacional de La Rioja, Dpto. de Cs. Aplicadas, Ciudad Universitaria, Av. René Favaloro s/n., La Rioja, Argentina, CP 5300.

## RESUMEN

Un estudio gravimétrico de la Fosa de Gastre, localizada al suroeste de la cuenca de Cañadón Asfalto, en la Provincia de Chubut, permitió determinar la geometría de su basamento cristalino. Mediante técnicas de filtrado, se obtuvo un mapa de anomalía de Bouguer residual que enfatiza las inhomogeneidades emplazadas en la corteza superior. Algunas de ellas, vinculadas a estructuras geológicas ya reconocidas. Los mínimos gravimétricos se asocian a depocentros del tipo graben posiblemente invertidos, flanqueados por valores gravimétricos positivos vinculados con lineamientos identificados en superficie y asociados al relieve topográfico dominante en la Fosa de Gastre. Un adecuado tratamiento de valores de densidad de afloramientos y de datos de un sondeo, permitió confeccionar un modelo de densidad 2D, transversal a la fosa, que arrojó una profundidad media de 3600 metros. La relevancia de este estudio radica en que proporciona nuevos datos que ha permitido caracterizar gravimétricamente la Fosa de Gastre, una zona en la que anteriormente se carecía de información sobre el subsuelo en éste sector de la cuenca, potencialmente hidrocarbúfera, de Cañadón Asfalto.

Palabras clave: densidad, Fosa de Gastre, geofísica, graben, modelo 2D

## ***Gravimetric model of the Gastre trough, province of Chubut, Argentina***

### ABSTRACT

*A gravimetric study of the Gastre trough in the Province of Chubut, to the southwest of the Cañadón Asfalto basin, has allowed us to determine the geometry of its crystalline basement. Using filtering techniques we were able to map residual Bouguer anomalies, which show the heterogeneities situated within the upper crust, some of which are linked to recognised geological structures. The gravimetric minima in the residual Bouguer anomaly map are associated with graben-type basins, flanked by positive gravity values associated with alignments identified on the surface and with the overall topographic relief of the Gastre trough. After suitable treatment of the density values of the outcrops and seismic data we were able to construct a 2D density model, perpendicular to the trough, which indicated a depth of 3600 m. The importance of this study lies in the fact that it has been possible to arrive at a gravimetric characterization of the Gastre trough in the Cañadon Asfalto basin sector, a potentially hydrocarbon-bearing area hitherto lacking in reliable data concerning its subsoil.*

*Key words: 2D model, density, Gastre trough, geophysics, graben*

## Introducción

En la Patagonia extrandina, al suroeste del macizo Norpatagónico, se extiende una depresión en dirección NO-SE denominada Fosa de Gastre (Figura 1a). Autores como Volkheimer (1965, 1973), Coira *et al.* (1975), Proserpio (1978), Nullo (1979), LLambías *et al.* (1984) y Dalla Salda y Franzese (1987) relacionan el origen de esta fosa a una tectónica transtensional, producto de la reactivación de fallas transcurrentes de edad precámbrica a paleozoica. Coira *et al.* (1975),

Proserpio (1978) y Nullo (1979) caracterizan estructuralmente el área de Gastre como constituido por un sistema de fracturas, con fallas tensionales y de cizalla derivado de un modelo tectónico de cizalla simple. Este sistema de fracturas junto a franjas de milonitas desarrolladas en rocas plutónicas de edad triásico superior-jurásica inferior (Rapela, 1997) en la sierras de Calcatapul y Lonco Trapial constituyen la base de la hipótesis desarrollada por Rapela y Pankhurst (1992). La misma establece la existencia de movimientos transcurrentes dextrales de la

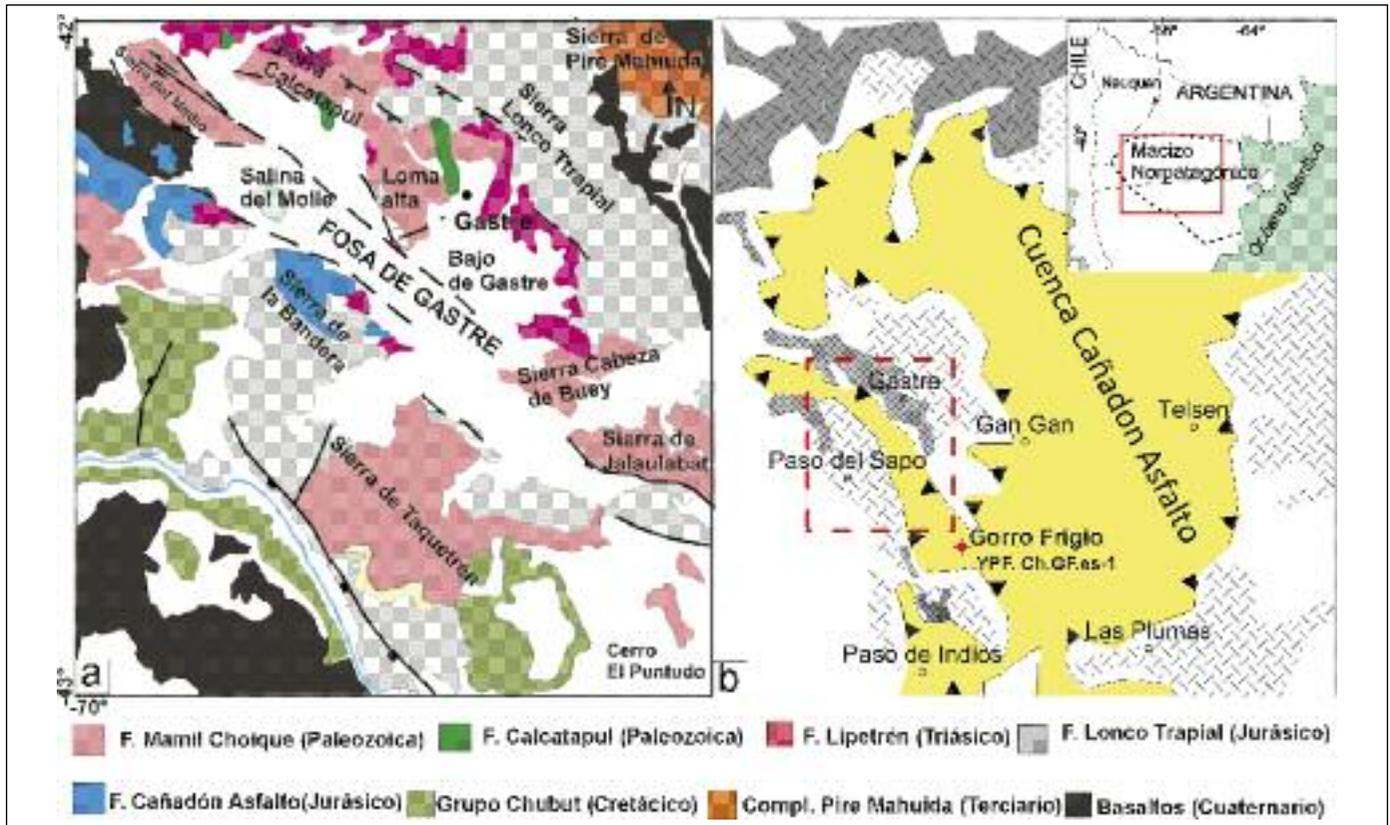


Figura 1. a) Mapa geológico del área de estudio. b) Ubicación regional de la zona de estudio, donde se localiza el pozo Ch.G.F.es-1. Arriba a la derecha la figura muestra la ubicación de la cuenca Cañadón Asfalto  
 Figure 1. a) Geological map of the study area. b) Regional layout of the study area, where the Ch.G.F.es-1 borehole is located. The upper-right part of the figure shows the location of the Cañadón Asfalto basin

Patagonia, con extensión de 450 a 500 km a lo largo del sistema de falla de Gastre, concomitante con el emplazamiento del batolito de la Patagonia central durante el triásico superior-jurásico inferior. Sin embargo, Von Gosen y Loske (2004) ratificaron la presencia de fallas de dirección NO y de zonas de milonitas en la sierra de Calcatapul, destacando que estas evidencias eran insuficientes para demostrar la existencia de una zona de cizalla de carácter regional.

La Fosa de Gastre constituye según Figari *et al.* (1994) y Figari (2005) un depocentro originado en el jurásico medio y superior por esfuerzos extensivos o transtensivos, siendo luego parcialmente invertidos por una etapa compresiva durante el terciario, constituyendo junto a otros depocentros aislados la cuenca de Cañadón Asfalto (Figari y Courtade, 1993; Cortiñas, 1996) (Figura 1b).

Con el objetivo de investigar la potencialidad hidrocarburífera de la cuenca, YPF realizó a principios de la década de los 90 estudios sísmicos al sur del área de Gastre. Precisamente en el área de Gorro Frigio (Figura 1b) los resultados de este estudio sísmico

revelaron la existencia de bloques extensionales invertidos tectónicamente durante el terciario (Cortiñas *et al.*, 1994; Figari, 2005).

La información geofísica obtenida a través del presente estudio gravimétrico permite la construcción de un mapa residual de isoanómalas de Bouguer, que muestra la disposición y geometría de las estructuras geológicas emplazadas en corteza superior. Mediante el modelo gravimétrico que atraviesa la fosa de Gastre se estima la profundidad del espesor sedimentario en el Bajo de Gastre, este nuevo dato, obtenido por gravimetría resulta de gran interés debido a la escasa información geofísica existente en el área y a la potencialidad hidrocarburífera que tiene actualmente la cuenca de Cañadón Asfalto.

### Unidades litológicas

En la región se reconoce como basamento a las unidades de edad precámbrico a paleozoico inferior, constituidas principalmente por rocas metamórficas,

volcánicas y plutónicas agrupadas en las *Formaciones Cushamen* (Volkheimer, 1964), *Calcatapul* (Proserpio, 1978) y *Mamil Choique* (Ravazzoli y Sesana, 1977) (Figura 1a). Los esquistos y anfibolitas de la *Formación Cushamen*, son intruidos por las plutonitas mesosilíceas de la *Formación Mamil Choique* y por un conjunto de granitoides calcoalcalinos asignados a la *Formación Lipetrén* (Proserpio, 1978), de edad pérmico-triásico (Proserpio, 1978; Nullo, 1978) o triásico superior-jurásico inferior (Rapela, 1997).

Los depósitos de la cuenca de Cañadón Asfalto reconocidos en la región del río Chubut medio, representan las distintas etapas de un sistema de rift-postrift. La secuencia volcánica-sedimentaria del *Grupo Lonco Trapial* (Lesta y Ferello, 1972) y la sección inferior de la *Formación Cañadón Asfalto* constituido por niveles de calizas, pelitas, arenas y conglomerados, con intercalaciones de coladas basálticas representan la fase temprana de desarrollo del rift. La secuencia superior de la *Formación Cañadón Asfalto* constituido por areniscas, limonitas, pelitas y calizas ha sido asignada por Figari y Courtade (1993) a la etapa terminal de la evolución del graben.

En la etapa de postrift los depósitos acumulados durante la subsidencia termal de la cuenca en el curso medio del río Chubut han sido incluidos en el *Grupo Chubut* (Lesta, 1968). El mismo se encuentra dividido en dos grandes unidades una inferior esencialmente epiclástica *Formación Los Adobes* (Tasch y Volkheimer, 1970) y otra superior con una importante participación piroclástica *Formación Cerro Barcino* (Nakayama, 1972).

### Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos

Utilizando un gravímetro Lacoste & Romberg G-981 (con precisión de 0,01 mGal) en la localidad de Gastre, provincia de Chubut, se midieron 572 valores de gravedad (Figura 2a). Las lecturas fueron corregidas por deriva instrumental, utilizando 52 estaciones gravimétricas como bases, siendo la máxima corrección 0,02 mGal. Gran parte de las estaciones base coincidieron con estaciones de la red gravimétrica nacional (valor de gravedad conocido) medidas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Para realizar el ajuste en la curva de deriva instrumental, las lecturas de gravedad en las estaciones bases, se realizaron en

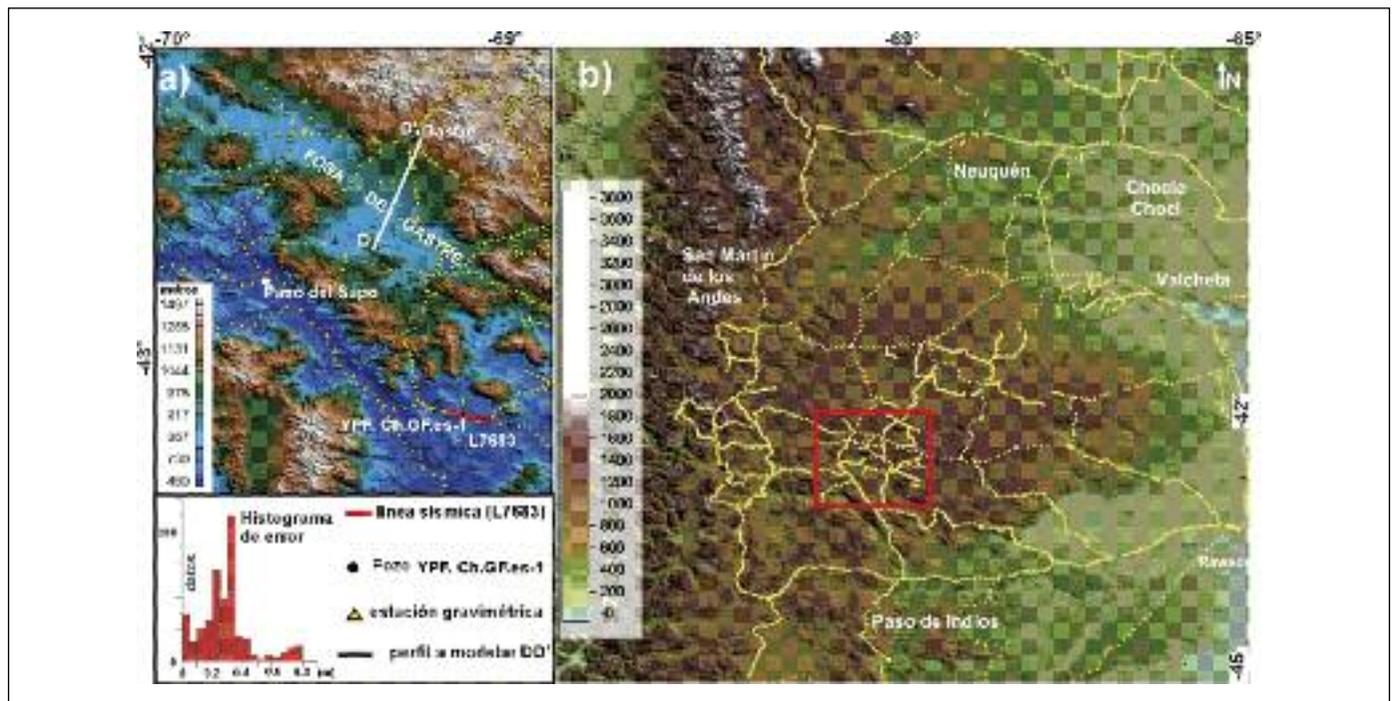


Figura 2. a) Localización de estaciones gravimétricas y topográficas; perfil modelizado DD'. Con línea roja se localiza el perfil sísmico utilizado en la modelación gravimétrica. Abajo: histograma que representa el error medio en el levantamiento topográfico. b) Relevamiento de estaciones gravimétricas y topográficas en toda la región; el rectángulo rojo indica área de estudio  
 Figure 2. a) Location of the topographic and gravity stations; modelled profile DD'. Below: histogram representing the average error in the topographic survey. b) Topographic and gravity stations throughout the region; the red rectangle indicates the study area

periodos de tiempos inferiores a dos horas. Posteriormente las lecturas gravimétricas corregidas fueron referidas al valor fundamental de Miguelete (Buenos Aires): 979690,03 mGal, estación de primer orden perteneciente a la red gravimétrica nacional del IGN. La gravedad teórica fue calculada según el elipsoide IGSN71 (Internacional Gravity Standardization Net 1971, Morelli *et al.*, 1974).

En cada estación gravimétrica se determinó la altura elipsoidal (*h*) referida al WGS84 (World Geodetic System 1984), utilizando dos GPS geodésicos de simple frecuencia y precisión submétrica. En el campo se dispuso de un equipo base y otro móvil con un radio máximo de 20 km de separación, utilizando la modalidad *stop and go* con un periodo de medición de 5 minutos por estación. Las cotas ortométricas (*H*) se obtuvieron por la expresión  $H = h - N$ , donde *N* es la ondulación del geoide, y su valor se obtuvo del modelo global del potencial de gravedad EGM96, corregido utilizando dos puntos del IGN con determinaciones de *H* y *h*. El error medio cometido en el levantamiento plani-altimétrico fue de 0,32 m (Figura 2a), arrastrando un error medio en el cálculo de la anomalía de Bouguer de 0,13 mGal.

### Cálculo de la anomalía de Bouguer

En el cálculo de la anomalía de Bouguer se emplearon las clásicas formulas de gravedad (Blakely, 1995), considerando una densidad media para las rocas de  $2670 \text{ kg m}^{-3}$  (Hinze, 2003). Para la corrección topográfica se utilizaron dos modelos de elevación digital (DEM): a) DEM local con un paso de malla de 90 m; b) DEM regional, que se expandió 167 km hacia fuera del DEM local, con un paso de malla de 250 m. Se obtuvo una malla de corrección topográfica utilizando el software Oasis Montaje v. 7.2 que combina los algoritmos desarrollados por Kane (1962) y Nagy (1966). Los modelos utilizados son elipsoidales, sin embargo, el error cometido en la corrección topográfica no es significativo debido a la dimensión del área de estudio (Hinze *et al.*, 2005). Luego, a través de una operación de muestreo, se asignó el valor de la corrección topográfica a cada estación gravimétrica. Finalmente, los valores de anomalía de Bouguer fueron mallados con un paso de  $3 \times 3 \text{ km}$  (Figura 3a). El método de regularización del dato empleado fue el de Mínima Curvatura (Briggs, 1974).

En el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 3a) los valores más bajos de anomalía de Bouguer (-104 mGal) se localizan en el borde noreste, coincidiendo con el área central del macizo Norpatagónico (Figura 1b). Las isoanómalas aumentan en dirección suroes-

te alcanzando el valor máximo (-62 mGal) coincidiendo con el desarrollo del arco magmático de edad carbonífera propuesto por Pankhurst *et al.* (2006). Es notable el cambio de gravedad que se observa en una faja central de aproximadamente 35 km de ancho de dirección NO-SE correspondiéndose con la Fosa de

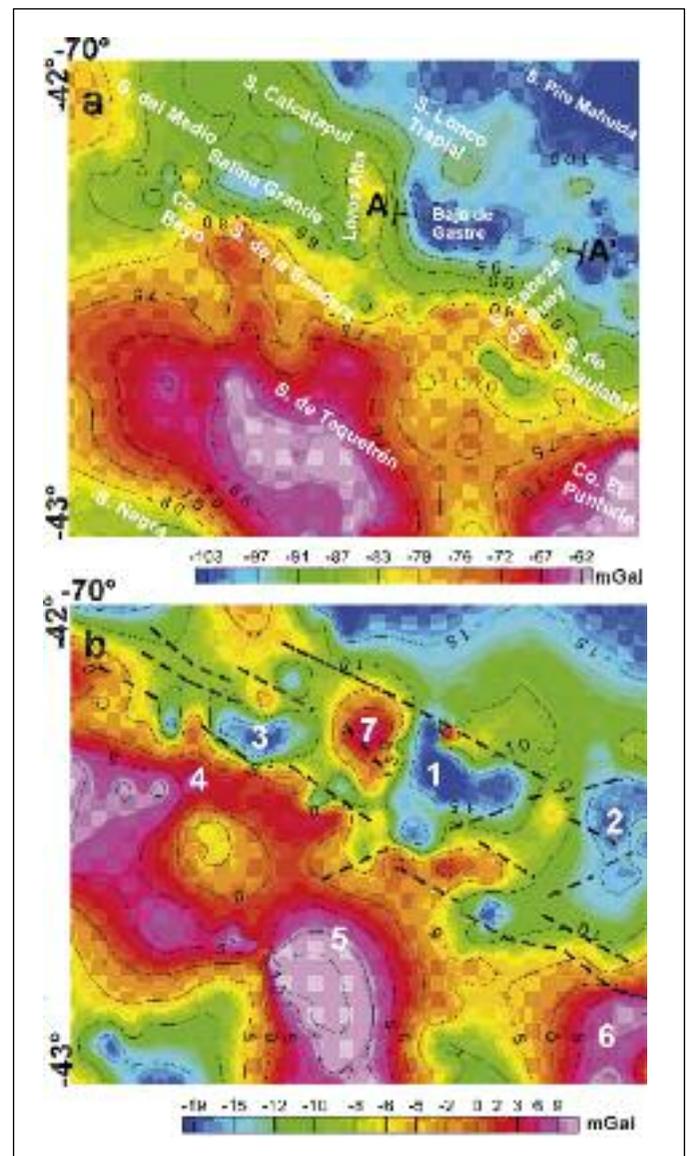


Figura 3. a) Mapa de anomalía de Bouguer. Se ha trazado el perfil A-A' sobre el que se aplicó el método frecuencial 2D; b) mapa de anomalía de Bouguer residual. Con números se identifican las anomalías de mayor importancia y las líneas de trazo de color negro lineamientos geológicos y topográficos marcados por Figari *et al.* (2004)

Figure 3. a) Bouguer anomaly map. Profile A-A' to which the 2D spectral method was applied; b) residual Bouguer anomaly map. Numbers identify the most important anomalies. Dotted lines indicate geological and topographic alignments

Gastre (Coira *et al.*, 1975; Dalla Salda y Franzece, 1987). En el borde sur de la fosa existe un gradiente gravimétrico compatible con el lineamiento principal de Gastre sur reconocido por Coira *et al.* (1975). Dentro de esta faja se distinguen dos mínimos gravimétricos cerrados (Figura 3a) el primero se encuentra en el Bajo de Gastre y el segundo en la ladera este de la Sierra Cabeza de Buey, ambos de similar magnitud (-102 mGal).

### Determinación de anomalía de Bouguer residual

El mapa de anomalía de Bouguer contiene distintos efectos gravimétricos debidos a: a) campo regional: producto principalmente del contraste de densidad entre corteza inferior y manto superior, y b) campo residual: anomalías de gravedad asociadas a dominios geológicos de carácter local ubicados principalmente en corteza superior.

Para obtener el efecto gravimétrico regional se utilizó una base de 3556 datos gravimétricos pertenecientes al Instituto de Física de Rosario (IFIR), al Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV) y a la

red gravimétrica del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Los datos se distribuyen cubriendo al macizo Norpatagónico, en un área más extensa que la de interés (Figura 2b). Tras realizar el mapa de Bouguer del macizo Norpatagónico se obtuvo el espectro radial de potencia mediante el software Oasis Montaje v. 7.2. El espectro de potencia fue representado respecto al número de onda identificándose tres inflexiones en la curva (Figura 4a). Este conjunto de datos fue ajustado por mínimos cuadrados utilizando cuatro rectas, siguiendo las ideas de Spector y Grant (1970). La pendiente de cada recta está asociada a una profundidad por lo que una vez calculada la pendiente (S) se determinó la profundidad media (h) a la fuente anómala (ecuación 1).

$$h = S / 4\pi \quad (1)$$

El error cometido al estimar la profundidad viene dado por el error de ajuste por mínimos cuadrados del conjunto de datos pertenecientes a cada segmento de la curva. La mayor de las pendientes se asocia con anomalías de masas en el manto superior astenosférico (a unos 82 km de profundidad), la sigu-

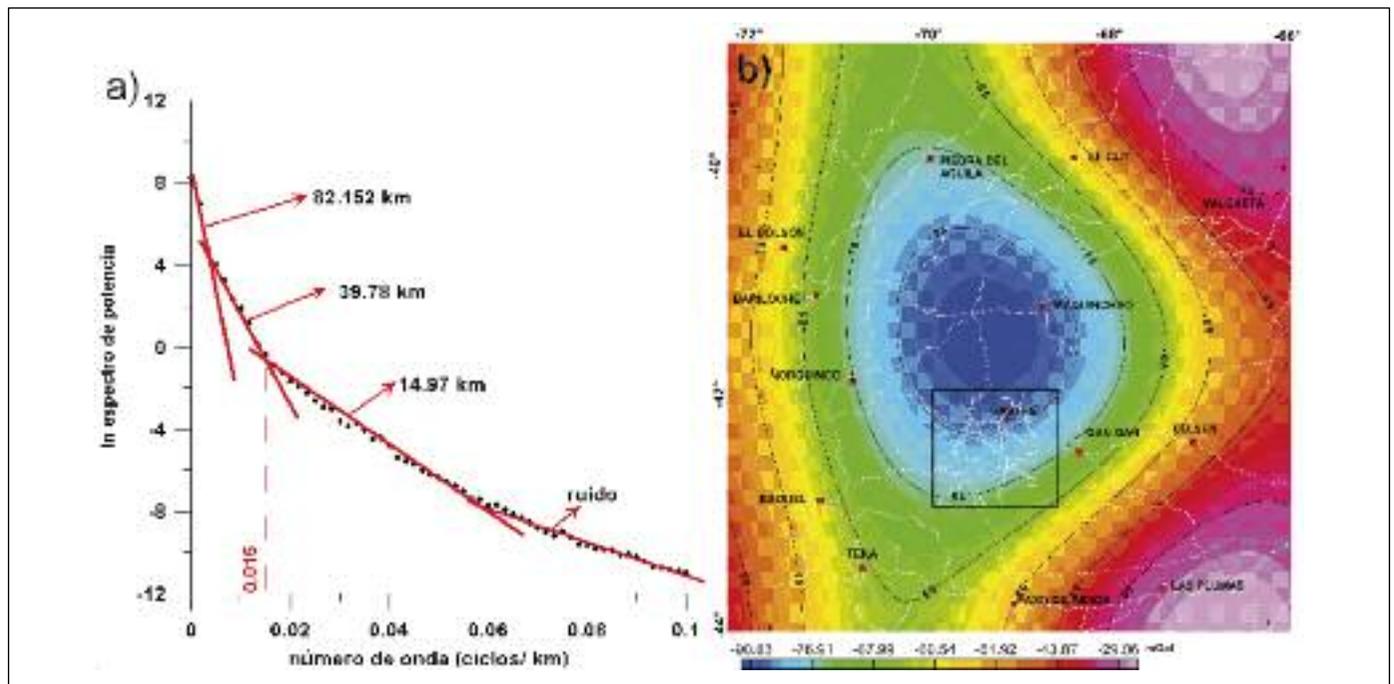


Figura 4. a) Espectro radial de potencia en el macizo Norpatagónico. Las flechas indican la profundidad media a las fuentes anómalas, relacionadas a la pendiente de cada segmento. b) Mapa regional de Bouguer obtenido con un Filtro Butterworth de orden 8. El rectángulo indica el área de estudio

Figure 4. a) Radial power spectrum in the North-Patagonian Massif. The arrows indicate the average depth of the anomalous sources related to the slope of each segment. b) Regional Bouguer anomaly map obtained with a low-pass order 8 Butterworth filter. The rectangle indicates the study area

iente se corresponde con la anomalía regional (discontinuidad corteza-manto) y se localiza a unos 40 km de profundidad coincidiendo con los datos publicados por Christensen y Mooney (1995), Mooney *et al.* (1998), Tassara (2006) y Alasonati Tašárová (2007). Este gráfico nos indica también una fuente anómala aproximadamente a 15 km de profundidad coincidente con la discontinuidad propuesta por Christensen y Mooney (1995), Mooney *et al.* (1998) y Tassara (2006).

El número de onda relacionado con la segunda inflexión del espectro de frecuencia (0,015 ciclos/km) (Figura 4a) se utilizó como parámetro de entrada en un filtro Butterworth de paso bajo de orden 8 realizado con el software Oasis Montaje v. 7.2. Las señales de alta frecuencia fueron filtradas quedando sólo las de baja frecuencia u ondas de larga longitud relacionadas con fuentes regionales mayores a ~40 km de profundidad. En la figura 4b, se presenta el mapa de anomalías regional de Bouguer, el que se caracteriza por un mínimo gravimétrico central coincidente con el centro del macizo Norpatagónico. Éste mínimo concéntrico estaría asociado a un engrosamiento cortical bajo el sector meridional del terreno para autóctono propuesto por Rapalini *et al.* (2010). Esto último ha sido corroborado mediante las anomalías isostáticas que demuestran equilibrio isostático en la parte central del macizo (Lince Klinger, 2010). Eliminada esta tendencia regional del mapa de anomalía de Bouguer (Figura 3a), se obtuvo el mapa residual de Bouguer (Figura 3b).

En el mapa de anomalía residual de Bouguer (Figura 3b) se observa que sobre la fosa de Gastre se distinguen tres mínimos gravimétricos, que denominamos: 1) Bajo de Gastre, 2) este de la Sierra Cabeza de Buey, y 3) Salina del Molle. También se distinguen otros mínimos de menor magnitud, como por ejemplo al sur de la Sierra de Calcatapul y al sur de la Sierra de Jalalabat, que se encuentran flanqueados por lineamientos estructurales de dirección SE-NO y SO-NE, que han sido interpretados en superficie por Figari *et al.* (1994).

Los mínimos gravimétricos se encuentran separados por máximos que coinciden con altos estructurales: 4) Sierra de la Bandera, 5) Sierra de Taquetrén, 6) Cerro el Puntudo, y 7) Loma Alta. Todas estas anomalías gravimétricas positivas coinciden con afloramientos del basamento y se encuentran flanqueados por lineamientos estructurales interpretados en superficie (Figari *et al.*, 1994; Figari, 2005).

En la localidad de Paso del Sapo, en la sierra de Taquetrén, se encuentran los máximos valores de gravedad (Figura 3b), que se interpretan como un bloque de basamento elevado a través de la falla de Paso

del Sapo durante la etapa de inversión tectónica en el terciario.

### **Modelizado directo**

Con motivo de cuantificar la relación que existe entre la señal gravimétrica y las estructuras vinculadas al basamento, interpretadas en el mapa de anomalía residual de Bouguer, se realizaron modelos directos de densidad de dos capas: a) en el área de Gorro Frigio a lo largo de una línea sísmica que cruza al pozo YPF.Ch.GF.es-1 (Figura 2a y b) en un perfil D-D' en dirección transversal a la Fosa de Gastre (Figura 2a).

Estos modelos gravimétricos directos fueron construidos utilizando el programa GM-SYS, desarrollado con el programa SAKI (Webring, 1985), que está basado en los métodos de Talwani *et al.* (1959) y mejorado con el algoritmo de Marquardt (1963). A cada capa se le asignó un valor de densidad constante. A partir de este modelo se obtuvo una respuesta gravimétrica. Posteriormente la diferencia entre el dato observado y la respuesta calculada fue minimizada variando el contraste de densidad del modelo inicial. Para evitar el efecto de borde los modelos se extendieron más allá de los extremos de los perfiles elegidos para modelar.

### **Cálculo de densidades**

Las densidades de las distintas unidades litológicas que colmatan la cuenca se obtuvieron a partir de un registro de pozo YPF.Ch.GF.es-1 (Figura 5a), ubicado al sureste del área de Gastre (43,12°S; 69,06°O) (Figura 5c). A partir de su digitalización (Figura 5a) se lograron valores de densidad que fueron sometidos a un análisis estadístico obteniendo un valor de densidad promedio para cada formación (Figuras 5a y b). El registro de pozo no brindó información sobre la densidad de las rocas que componen al basamento cristalino, por lo que se realizaron levantamientos de muestra de los distintos afloramientos pertenecientes a la Formación Mamil Choique distribuidos en toda el área (Figura 5c). Los valores de densidades se determinaron con el método de la doble pesada. Los datos resultantes del promedio de 4 a 7 muestras individuales aflorantes en el mismo sitio se muestran en la Tabla 1. El error cometido fue del orden de la centésima de la unidad. Posteriormente, considerando que se construirán modelos de densidad de dos capas: a) relleno sedimentario y b) basamento cristalino, se realizó un promedio ponderado fijando el espesor de

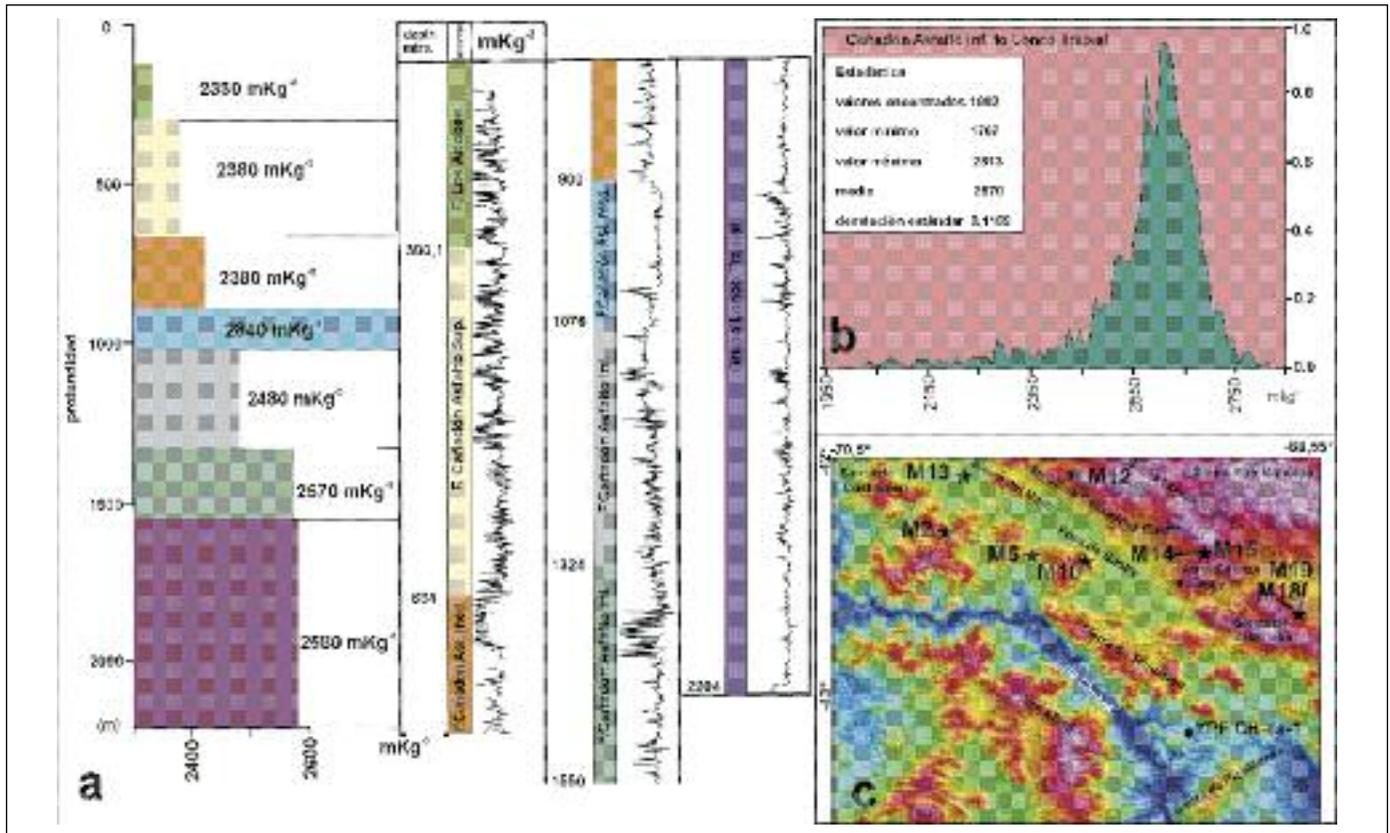


Figura 5. a) Esquema de la distribución de densidades obtenidas a partir del registro del pozo YPF.Ch.GF.es-1. b) Curva estadística que muestra la densidad media en el tramo Cañadón Asfalto Inferior-Sección perteneciente al tramo de Lonco Trapial del pozo YPF.Ch.GF.es-1. c) Ubicación de los sitios donde se recogieron muestras de basamento para determinar su densidad  
 Figure 5. a) Density distribution diagram obtained from the YPF.Ch.GF.es-1 borehole log. b) Statistical curve showing density average in the Lower Cañadón Asfalto-Lonco Trapial section of the YPF.Ch.GF.es-1 borehole. c) Black stars represent sites where density samples were collected to determine its density

cada formación que colmata a la cuenca y se estableció una densidad de 2500 kg m<sup>-3</sup> para el relleno sedimentario (Tabla 2). Para el basamento cristalino se promediaron las distintas densidades de las muestras de mano obteniendo un valor de 2700 kg m<sup>-3</sup>.

#### Modelo directo de Gorro Frigio

El primero de los modelos se realizó con el objeto de validar las densidades utilizadas, para ello se contrastó el modelo de densidad con la línea sísmica 7683, considerándose el límite entre relleno sedimentario y basamento cristalino a una profundidad de 2204 m, tal y como queda evidenciado en el pozo YPF.Ch.GF.es-1 (Figura 6). El error de ajuste en el modelo directo fue de 0,15 mGal con los mayores desajustes en los extremos (Figura 6). La incertidumbre proviene del cálculo de densidades debido a que la geometría y profundidad fue ajustada con la sec-

ción sísmica y el dato de pozo. La incertidumbre en el modelo fue del 10 %.

#### Modelo directo de Bajo de Gastre

##### Método Frecuencial

Con el propósito de hallar una profundidad aproximada al techo del basamento en el Bajo de Gastre se aplicó el método Frecuencial 2D, mostrado en el mapa de anomalía de Bouguer completa (Figura 3a). Mediante un software desarrollado en el IFIR (Instituto de Física de Rosario) se hallaron los coeficientes de Fourier y luego el espectro de potencia en el perfil A-A' (Figura 7). El ajuste de las rectas a la curva logarítmica, se realizó variando la pendiente de la recta de ajuste regional desde un ángulo de inclinación máximo hasta un mínimo siguiendo las ideas de Martínez (1997). De esta manera conseguimos

Formación	sitio	Densidad Promedio (kg m <sup>-3</sup> )	Desviación Estándar
Mamil Choique	M2	2760	0,002
Mamil Choique	M5	2640	0,021
Mamil Choique	M10	2650	0,001
Mamil Choique	M12	2650	0,004
Mamil Choique	M13	2800	0,006
Los Adobes	pozo	2330	0,092
Cañadón Asfalto sup.	pozo	2380	0,058
Cañadón Asfalto Medio	pozo	2380	0,048
Cañadón Asfalto Medio inf.	pozo	2840	0,088
Cañadón Asfalto Inf.	pozo	2480	0,096
Cañadón Asfalto Inf. Inf.	pozo	2570	0,119
LoncoTrapial	pozo	2580	0,054

Tabla 1. Valores de densidades utilizadas en este estudio  
 Table 1. Density values used in this study

acotar las profundidades de 3610 a 3640 metros para las masas residuales superficiales en el perfil A-A'. La incertidumbre propia de la metodología de ajuste en el segundo segmento fue del 14,8%.

### Modelado directo

El modelo de densidad directo a lo largo del perfil D-D' (Figura 8) se realizó a partir de un modelo inicial de dos capas, la interface basamento-relleno sedimentario se colocó a una profundidad media estimada desde el método frecuencial (Figura 7), las densidades consideradas fueron las utilizadas en el modelo de Gorro Frigio, y se tuvo en cuenta el esquema geológico estructural presentado por Figari (2005). El error de ajuste obtenido entre las anomalías calculada y observada fue de 0,2 mGal. La incertidumbre total es la suma de los valores, producto de la determinación en la profundidad del horizonte del basamento 14,28% y del contraste de densidad entre el basamento y la capa que representa el relleno de la cuenca 10%.

### Conclusiones

El mapa de anomalía de Bouguer de la fosa de Gastre muestra como las isoanómalas decrecen desde -62

profundidad (m)	espesores e (m)	Densidad ρ (kg m <sup>-3</sup> )	e*ρ	Densidad promedio
300	300	2330	700,5	2500
664	364	2390	868,504	
900	236	2390	563,096	
1076	176	2800	492,8	
1324	248	2480	616,28	
1550	226	2580	582,176	
2204	654	2590	1691,244	

Tabla 2. Densidad promedio ponderada del relleno volcánico-sedimentario  
 Table 2. Weighted average density of the volcanic-sedimentary rocks filling the Gastre trough

hasta -104 mGal en dirección noreste hacia la parte central del macizo Norpatagónico. Se observa a su vez un fuerte gradiente de isoanómalas que coincide con el límite sur de la fosa.

A partir de la aplicación del método de espectro de potencia radial se determinaron, bajo el macizo Norpatagónico profundidades medias asociadas a

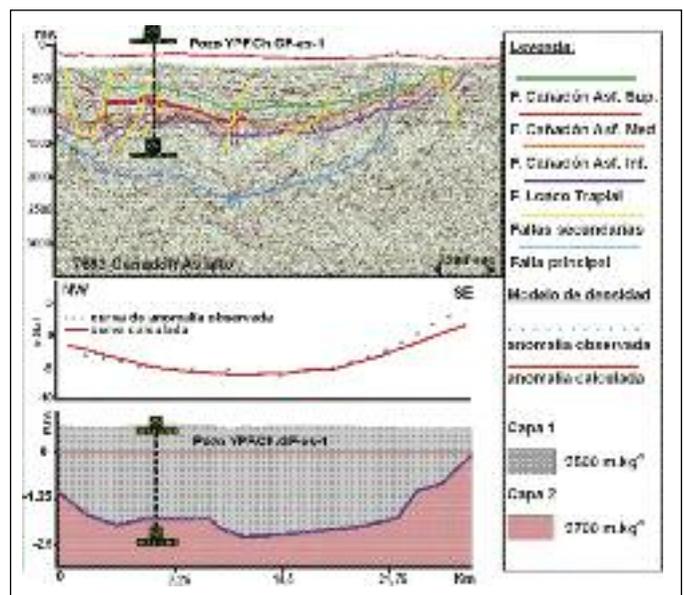


Figura 6. Arriba: sección sísmica interpretada (L7683), véase ubicación (Figura 2a). Con líneas de color se marcan los horizontes sísmicos. Las líneas amarillas indican fallas y la celeste falla principal. Abajo: modelo de densidad de dos capas  
 Figure 6. Above: interpreted seismic section (L7683) (see Figure 2a for location). Coloured lines mark the seismic horizons. The yellow lines indicate faults and the blue line denotes the principal fault. Below: two-layer density model

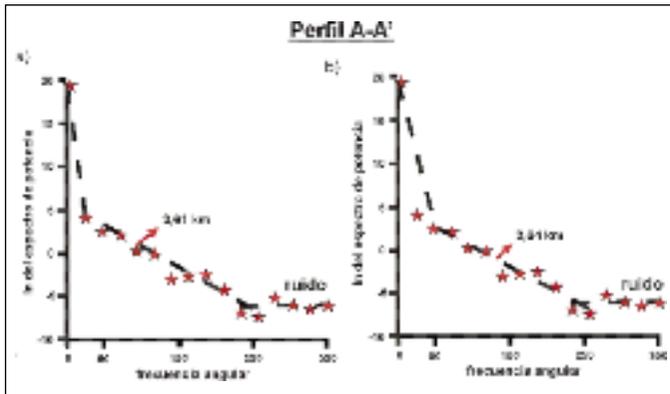


Figura 7. Respuesta espectral (logaritmo natural del espectro de potencia vs frecuencia angular). Ajuste con la máxima y mínima pendiente de la recta que corresponde a masas profundas en el perfil A-A'. Ver ubicación en (Figura 3a)

Figure 7. Spectral response ( $\ln$  of power spectrum vs. angular frequency). Adjustment of the minimum and maximum slope of the line corresponding to deep masses in the profile A-A' (see Figure 3a for location)

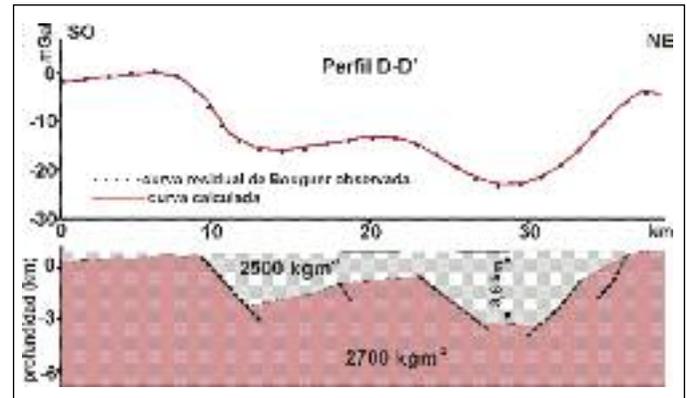


Figura 8. Modelo de densidad. Las densidades utilizadas fueron extraídas de muestras de pozo y de muestras de mano (ver texto). En promedio resulta de  $2700 \text{ kg m}^{-3}$  para el basamento (Formación Mamil Choique), y de  $2500 \text{ kg m}^{-3}$  para las unidades que colmatan la cuenca (véase Tabla 2). Las líneas de trazo representan las fallas interpretadas

Figure 8. Density model. The densities used were obtained from borehole logs and hand samples (see text for explanation). The average density of the basement is  $2700 \text{ kg m}^{-3}$  (Mamil Choique Formation) and  $2500 \text{ kg m}^{-3}$  for the units that filled the basin (see Table 2). The solid lines represent the interpreted faults

fuentes anómalas en la astenósfera  $\sim 82 \text{ km}$ , a los  $\sim 40 \text{ km}$  coincidente con la discontinuidad corteza-manto y de  $15 \text{ km}$  asociada a una discontinuidad intermedia en corteza continental.

El mapa regional de Bouguer de un área extendida que abarca al macizo Norpatagónico muestra un mínimo gravimétrico central ( $-90 \text{ mGal}$ ) que podría estar asociado a un engrosamiento cortical en el área meridional del macizo. Un modelo isostático realizado en la región confirma esta idea.

En el mapa de anomalía residual de Bouguer se observa como sobre la fosa de Gastre se distinguen tres mínimos gravimétricos de  $-15$  y  $-10 \text{ mGal}$ , que denominamos: 1) Bajo de Gastre, 2) este de la Sierra Cabeza de Buey, y 3) Salina del Molle. También, ubicamos otros mínimos de menor magnitud  $-10 \text{ mGal}$ , como por ejemplo al sur de la Sierra de Calcatapul y al sur de la Sierra de Jalalabat. Encontrándose flanqueados por lineamientos estructurales de dirección SE-NO y SO-NE. Los bajos gravimétricos se encuentran separados por máximos gravimétricos que coinciden con altos estructurales: 4) Sierra de la Bandera, 5) Sierra de Taquetrén, 6) Cerro el Puntudo, y 7) Loma Alta. Todos estos máximos gravimétricos coinciden con afloramientos del basamento y se encuentran flanqueados por lineamientos estructurales interpretados en superficie.

En la localidad de Paso del Sapo en la sierra de Taquetrén se encuentran los valores máximos de gravedad ( $12 \text{ mGal}$ ) que se interpretan como un bloque de basamento elevado a través de la falla de Paso del

Sapo durante la etapa de inversión tectónica en el terciario.

El método frecuencial 2D aplicado al perfil A-A' arroja profundidades medias de  $3640 \text{ m}$  para fuentes anómalas emplazadas en corteza superior. Estas profundidades han sido relacionadas con el basamento cristalino en el Bajo de Gastre.

El modelo de densidad realizado en el perfil D-D', con densidades extrapoladas de un pozo ubicado al sur del área de estudio, muestra la geometría del basamento cristalino en el Bajo de Gastre, localizándose su techo a  $3600 \text{ m}$  de profundidad.

## Agradecimientos

Los autores agradecen a CICITCA-UNSJ- con sus proyectos N° E816, N° E815, y N° E810 por los aportes realizados que ayudaron parcialmente en la elaboración de este trabajo.

## Referencias

- Alasonati Tašárová, Z. 2007. Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone ( $36^{\circ}\text{S}$ - $42^{\circ}\text{S}$ ) and its role in the gravity field. *Geophysics Journal International*, 170, 995-1014.
- Blakely, R. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, 441 pp.

- Briggs, I. C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39 (1), 39-48.
- Christensen, N. y Mooney, W. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal Geophysical Research*, 100 (B7), 9761-9788.
- Coira, B., Nullo, E., Proserpio, C. y Ramos, V. 1975. Tectónica del basamento en la región occidental del Macizo Nordpatagónico (prov. de Río Negro y Chubut). Republica Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30 (4), 361-383.
- Cortiñas, J. S., González Naya, J. R. y Turu, J. T. 1994. *Propuesta para la perforación de los pozos de estudio YPF. CHPdl.es-1 (Paso de Indios) e YPF. Ch.GF.es-1 (Gorro Frigio), Área CGSJ-V (Gorro Frigio)*. YPF S.A., Inédito. Buenos Aires.
- Cortiñas, J.S. 1996. La Cuenca Somún Curá-Cañadón Asfalto: Sus Límites, Ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. *XIII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, Actas*, 1, 147-163.
- Dalla Salda, L. y Franzese, J. 1987. Las megafracturas del Macizo y la Cordillera Norpatagónica y la génesis de las cuencas volcanosedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile*, 31, 3-13.
- Figari, E.G. 2005. *Evolución Tectónica de la Cuenca Cañadón Asfalto. (Zona del valle medio del río Chubut)*. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 106 pp.
- Figari, E.G. y Courtade, S.F. 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas*, 1, 66 -77.
- Figari, E.G., Courtade, S.F. y Constantini, L.A. 1994. Estratigrafía y tectónica de los Bajos de Gastre y Gan Gan. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época, X (40), 75-82.
- Hinze, W. J. 2003. Bouguer reduction density, why 2.67?. *Geophysics*, 68 (5), 1559-1560.
- Hinze, W. J., C. Aiken, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G. Flanagan, R. Forsberg, T. Hildenbrand, G. R. Keller, J. Kellogg, R. Kucks, X. Li, A. Mainville, R. Morin, M. Pilkington, D. Plouff, D. Ravat, D. Roman, J. Urrutia-Fucugauchi, M. Veronneau, M. Webring y D. Winester., 2005. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70, 4, 125-132.
- Kane, M. F. 1962. A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. *Geophysics*, 27 (4), 455-462.
- Lesta, P. J. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge. *III Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, Actas*, 1, 251-289.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región extra andina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 601-654.
- Lince Klinger F. 2010. *Estudio gravi-magnetométrico del Macizo Norpatagónico*. Tesis doctoral. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 144 pp (inédita).
- LLambías, E. J., Llano, J. A., Rossa, N., Castro, C. E., Puidomenech, H. 1984. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio-Departamento Cushamen-provincia del Chubut. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas*, 2, 554-567.
- Marquardt, D.W. 1963. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *SIAM Journal on Applied Mathematics*, 11, 431-441.
- Martinez, M.P. 1997. *Estudio del levantamiento de la Sierra de Valle Fértil. (Provincia de San Juan)*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario. Facultad de Ciencias Exactas e Ingeniería, 153 p. (inédita).
- Mooney W. D., Laske G. y Masters T. G., 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at 5 degrees x 5 degrees, *Journal Geophysical Research*, 103, 727-747.
- Morelli, C., Gantar, C., Honkasalon, T., McConnel, K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U. y Whalen, C.T. 1974. The International Standardization Net 1971 (IGSN71). Special Publication, 4, International Association of Geodesy and Geophysics, Paris, 194 pp.
- Nagy, D. 1966. The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism. *Geophysics*, 30 (4), 362-371.
- Nakayama, C., 1972. *Informe geológico de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los Cerros Los Chivos y Negro de Marrauf, provincia de Chubut*. YPF SA., Buenos Aires, inédito.
- Nullo, F. E. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, *Boletín*, 158, 1-88.
- Nullo, F. E. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39C, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaria de Estado de Minería, *Boletín*, 167, 1-79.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76 (3-4), 235-257.
- Proserpio, C. A. 1978. Descripción geológica de la hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut. Ministerio de Economía, Secretaria de Estado de Minería. *Boletín*, 159, 1-75.
- Rapalini, A. E., Lopez de Luchi, M., Lince Klinger, F., Gimenez, M. y Martinez, M. P. 2010. Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta*, 8, 4 (en prensa).
- Rapela, W. C. y Pankhurst, R. J. 1992. The granites of northern Patagonia and Gastre Fault System in relation to the break up of Gondwana. En: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break up*. *Geological Society of London Special Publication*, 68, 209-220.
- Rapela, W.C. 1997. El sistema de fallas de Gastre: e pur si muove. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2), 219-222.
- Ravazzoli, I. A. y Sesana F. L. 1977. Descripción geológica de la hoja 41c-Río Chico. Servicio Geológico Nacional, *Boletín* 148:1-80.
- Spector, A. y Grant, F. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35 (2), 293-302.
- Talwani, M., Worzel, J. L. y Landisman, M. 1959. Rapid grav-

- ity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64 (1), 49-58.
- Tasch, P. y Volkheimer W. 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia. *Paleontological Contributions*, Kansas, 50: 1-23.
- Tassara, A, Götze, H.-J, Schmidt, S. y Hackney, R., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 111, B09404
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extra andina del departamento de Husmeen (Chubut), entre los paralelos de 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 19(2), 85-107.
- Volkheimer, W. 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extra andino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20(3), 326-350.
- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(1), 13-36.
- Von Gosen, W. y Loske, W., 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the "Gastre Fault System". *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1), 73-88.
- Webring, M. 1985. *SAKI: A FORTRAN program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles*: U.S. Geological Survey Open-File Report, 85, 122, 29 pp.

Recibido: septiembre 2010

Revisado: noviembre 2010

Aceptado: diciembre 2010

Publicado: julio 2011