

# Modelización de la estructura litosférica del margen Sur Chileno a partir de datos gravimétricos y sísmicos

*Lithospheric structure of the Southernmost Chilean margin. Insights from gravity and seismic data*

E. Rubio (\*), M. Torné (\*) y E. Vera (\*\*)

(\*)Instituto de Ciencias de la Tierra (J. Almera), CSIC. Lluís Sole i Sabaris s/n.08028-Barcelona. Tfno: 93-4900552; Fax: 93-4110012; email: erubio@ija.csic.es  
 (\*\*)Universidad de Chile. Departamento de geofísica. Blanco Encalada 2085, casilla 2777. Santiago de Chile. Chile. Tfno.56-26966563; email: evera@dgf.uchile.cl

## ABSTRACT

*The Chilean convergent margin south of the strait of Magellan represents an excellent opportunity to study a style of subduction where most of the parameters controlling this process remain approximately constant except one: obliquity. Modelling of Free Air anomaly data constrained with seismic data along a track perpendicular to the margin shows a well developed bathymetric terrace (Fuegian terrace) with a pronounced negative gravity anomaly, a common feature of active trenches, and a gently dipping (8°) slab subducting beneath the Scotia plate.*

**Key words:** Southernmost Chilean margin, subduction, Fuegian terrace, density model.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 982-984  
 ISSN: 0213683X

## Introducción

El margen occidental de la placa Sudamericana (SA) constituye un claro ejemplo de límite de placas convergente que se inicia en el Paleozoico, antes de la rotura de Gondwana, y perdura hasta la actualidad (Barker and Dalziel, 1983). La estructura actual del área de estudio, localizada al sur del estrecho de Magallanes entre 54° y 57° S (Fig. 1), es el resultado de la superposición de tres eventos tectónicos principales: i) El desarrollo y destrucción de una cuenca de retroarco entre el Jurásico Superior-Cretácico Medio; ii) la abertura del canal de Drake, hace unos 30 Ma, y la separación de la península Antártica de la placa Sudamericana (Braker and Burrell, 1977); y iii) la colisión y subducción de la dorsal Chilena hace unos 14 Ma (Cande and Leslie, 1986). Desde entonces, el punto triple originado por esta colisión (Nazca-Antártica-Sudamérica) se ha desplazado rápidamente hacia el norte a lo largo del margen hasta ocupar su posición actual (46° S) cerca de la península de Taitao.

La evolución actual de la zona de estudio, al sur de 54° S, esta condicionada por la interacción entre las placas Sudamericana, Antártica (AN) y la placa Scotia (SC). En la región del mar de Scotia, el límite entre las placas Sudamericana y Scotia está bien definido, al este del área de estudio (entre 30° y 60° W), por la dorsal del norte de Scotia con una dirección aproximada E-W. Hacia el oeste el límite es difuso, aunque Winslow (1982) y Barker et al. (1991), en base a evidencias geológicas,

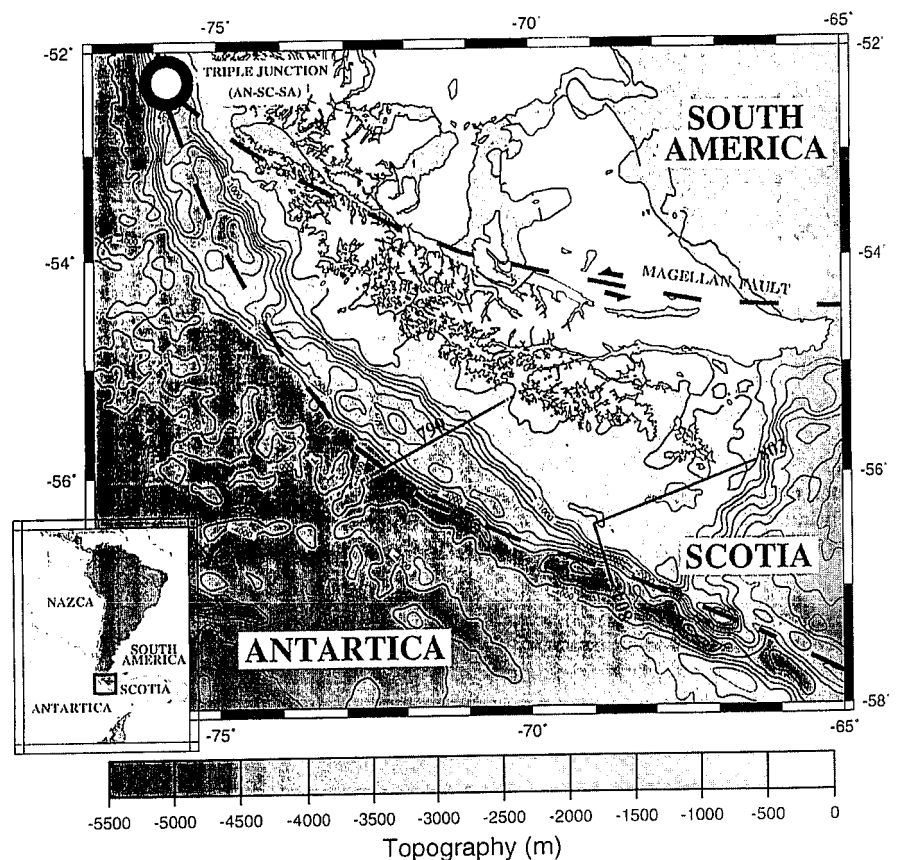


Fig. 1.- Topographic map of the studied area south of Chile. Some of the tracks acquired during the R/V CONRAD C2902 survey are located on this map. Thick line shows location of MCS profile 790. Dashed-dotted line shows extension of gravity profile.

Fig. 1.- Mapa topográfico del área de estudio al sur de Chile. Están localizadas algunas de las líneas adquiridas durante la campaña R/V CONRAD C2902. La línea continua corresponde al perfil sísmico mientras que la discontinua al perfil gravimétrico.

sugieren que este límite se continua en la parte continental siguiendo la falla de Magallanes (Fig. 1). Esta interpretación es consistente con datos de sismología que muestran que esta falla esta asociada con una banda difusa de sismicidad. El punto triple definido por la placas SA-SC-AN estaría situado en la intersección de la fosa Chilena con la proyección hacia el Pacífico de la falla de Magallanes, al noroeste del estrecho de Magallanes (Fig. 1).

A diferencia de la placa de Nazca, que subduce a una velocidad de 90mm/a bajo la placa Sudamericana, la placa Antártica subduce a una velocidad de entre 10 y 20 mm/a, con una dirección de convergencia con respecto al margen continental que varía de perpendicular (oblicuidad = 0°) a 52° S, a oblicua (>60°) a aproximadamente 57° S. La baja velocidad de subducción y la oblicuidad de la zona de subducción son dos características poco comunes en zonas de subducción actuales, de ahí que esta parte del margen chileno represente una excelente oportunidad para estudiar un estilo de subducción donde la mayoría de parámetros que controlan este tipo de procesos (velocidad de convergencia, edad de la placa que subduce) permanecen, aproximadamente, constantes, excepto la dirección de convergencia.

En este estudio se presentan los resultados preliminares del reprocesado de un perfil de sísmica multicanal (P-790), adquirido en 1988 por el LDEO (Lamont Doherty Earth Observatory, RC-C2902), y la modelización gravimétrica de la estructura litosférica a lo largo de una transecta de 280 km de longitud que coincide con el perfil de sísmica de reflexión y que, con una dirección ENE-WSW, se extiende desde el dominio oceánico de la placa Antártica hasta la parte emergida del dominio continental de la placa Scotia.

### Perfil sísmico

El perfil sísmico que se presenta (Fig. 2) corresponde a la línea 790 de la campaña R/V CONRAD C2902 llevada a cabo por el LDEO en 1988, en la cual se adquirieron 10 perfiles de sísmica de reflexión multicanal (240 canales) frente al segmento de la Cordillera Andina, entre 54° y 57° S (Fig. 1), datos de sísmica de reflexión de gran ángulo y refracción en 28 sonoboyas distribuidas a lo largo de los distintos perfiles y datos magnéticos y gravimétricos.

En la figura 2 se muestra la sección de stack del perfil 790 en la que se ha aplicado un filtro de coherencia lateral para mejorar la relación señal-ruido. El perfil, con una longitud de 160 km, transcurre perpendicular al margen desde 72.68° W, 56.03° S a 70.40° W, 55.35° S. La interpretación preliminar de este perfil, conjuntamente con los perfiles de velocidad obtenidos del procesado de los datos de

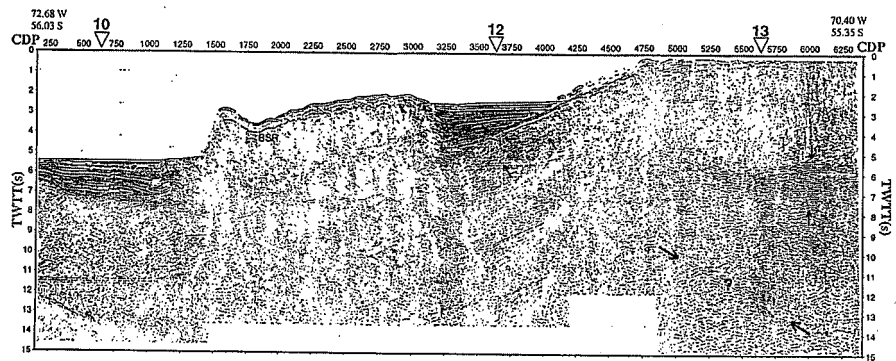


Fig. 2.- Sección de stack del perfil 790. Se ha aplicado un filtro de coherencia lateral. En la parte superior se representa la localización de las sonoboyas (10, 12 y 13) correspondientes a esta línea.

Fig. 2.- Stacked section of profile 790. A lateral coherency filter has been applied. Location of sonobuoys (10, 12 and 13) are shown at the top of the figure.

las sonoboyas (Vera, 1989) han permitido trazar las principales características de la estructura cortical del margen.

En los primeros 30 km del perfil se observa la fosa Chilena cubierta por una cuña de sedimentos clásticos de origen terrígeno (según Herron *et al.*, 1977) de una potencia máxima de unos 2 km. Esta capa de sedimentos esta depositada sobre el basamento oceánico de la placa Antártica que buza suavemente hacia el continente. El espesor cortical en esta zona se estima en unos 7 km en base a los resultados obtenidos del procesado de la sonoboya 10, localizada al principio del perfil (Fig. 2), que muestran un salto en la velocidad de las ondas P de 7.2 a 7.7 km/s, y que se identifica como la base de la corteza.

Entre los CDP 1500 y 3000 se observa la presencia de un prisma de acreción, de unos 40 km de ancho, en cuya parte superior se distingue claramente un reflector de gran amplitud que corresponde al denominado BSR («Bottom Simulating Reflector»), observado en muchos márgenes continentales y cuya existencia se atribuye a la acumulación de metano termogénico (Fig. 2). Tras el prisma se encuentra una cuenca de antearco prácticamente no deformada de unos 25 km de anchura. La potencia máxima de los sedimentos clásticos que la rellenan es de unos 2 km según los datos obtenidos de la sonoboya 12, situada encima de la cuenca (Fig. 2). Por debajo de la cuenca (entre 4 y 6 s twtt) se observa un conjunto de reflectores que se inclinan ligeramente hacia la fosa y que podrían asociarse a una cierta estratificación del basamento.

El talud continental de 8° de pendiente y un salto batimétrico de 2 km marca la transición hacia la plataforma continental. En esta zona (entre los CDP 5250 y 6300) se observa la presencia de una banda de reflectores entre 5.5 y 7 s twtt, que marcarían la presencia de una corteza inferior altamente reflectora. A pesar de que los resultados preliminares del procesado de la sonoboya 13 no muestran

evidencias claras de la presencia de una discontinuidad a 5.2 s twtt, la nitidez de estos reflectores sugiere la presencia de esta corteza inferior reflectora que se localizaría a unos 17 km de profundidad con un espesor de unos 6 km. A mayor profundidad se observa un conjunto de reflectores entre unos 11 y 14 s twtt ligeramente inclinados hacia el NE, que en primera aproximación, podría interpretarse que delimitan la zona de subducción de la placa Antártica bajo la placa Scotia.

### Modelización gravimétrica

El perfil de anomalías gravimétricas modelizado (Fig. 3b), se ha construido a partir de los datos de anomalía gravimétrica de Aire Libre adquiridos durante la campaña anteriormente mencionada. Debido a la alta densidad de muestreo, a los datos de campo ya corregidos por efectos de navegación (corrección de Eötvös) se les ha aplicado una interpolación de tipo *spline* de Akima para aumentar el intervalo de muestreo a 200 m.

En el extremo SW del perfil se observa una disminución de los valores de anomalía gravimétrica de Aire Libre, con un gradiente aproximado de unos -1.5 mGal/km, desde -45.0 mGal hasta un mínimo absoluto de -94.6 mGal asociado a la fosa Chilena. Un fuerte gradiente de unos 2.5 mGal/km marca el inicio del prisma de acreción, donde se observa un máximo relativo (aproximadamente -50.0 mGal) que esta asociado a un alto topográfico localizado en la zona frontal del prisma de acreción. Posteriormente se observa un ligero descenso del valor de las anomalías, con un gradiente de -1.0 mGal/km, hasta llegar a un mínimo relativo de -92.6 mGal asociado a la cuenca de antearco, a 87 km del origen del perfil (Fig. 3). La transición a la plataforma continental viene marcada por un incremento de los valores de la anomalía gravimétrica, a razón de 3.3 mGal/km, hasta alcanzar un máximo relativo de 35 mGal, que se mantiene

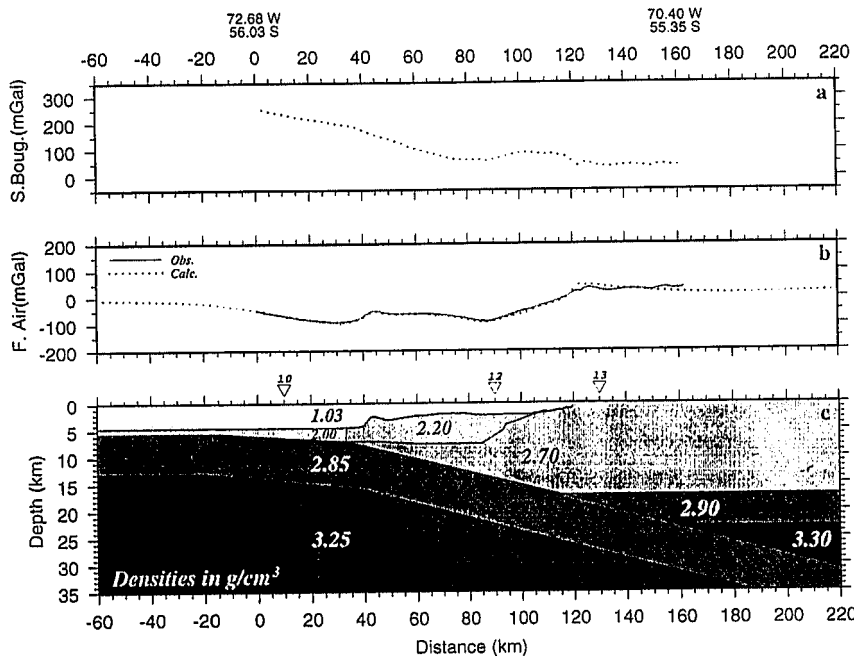


Fig. 3.- Gravity modelling along profile 790. The co-ordinates of the beginning and end of the line are indicated at the top. a) Simple Bouguer gravity anomaly. b) Free Air gravity anomaly. Thick line shows observed gravity data whereas crosses show the calculated gravity anomaly of the density model shown at the bottom panel. c) Density model (in g/cm<sup>3</sup>) for the extended track 790. Sonobuoys 10, 12 and 13 located at the top.

Fig. 3.- Modelización gravimétrica a lo largo del perfil 790. En la parte superior se indican las coordenadas del origen y final del perfil. a) Anomalía gravimétrica de Bouguer simple. b) Anomalía gravimétrica de Aire Libre. La línea continua indica los valores observados mientras que las cruces indican la anomalía calculada para el modelo de densidades que se muestra en el panel inferior. c) Modelo de densidades (en g/cm<sup>3</sup>) para el perfil 790 extendido con la localización de las sonoboyas 10, 12 y 13.

con ligeras fluctuaciones a lo largo de la plataforma continental.

Para estimar en primera aproximación la estructura cortical de la zona se ha calculado la anomalía simple de Bouguer (Fig. 3a) empleando una densidad de reducción de 2670 kg/m<sup>3</sup>. Como puede observarse (Fig. 3a) la anomalía simple de Bouguer resulta de la superposición de dos componentes principales: por un lado, una anomalía de longitud de onda más larga que reflejaría la geometría de la subducción de la placa Antártica bajo la placa de Scotia; y una segunda componente, de longitud de onda más corta, que delimitaría la zona de baja densidad asociada a la terraza del Fuego (Herron *et al.*, 1988) y al efecto de borde asociado al talud continental.

En la figura 3c se muestra los resultados de la modelización gravimétrica en 2D. Para la definición de la geometría de las distintas capas se han utilizado los datos del perfil de sísmica de reflexión multicanal 790, y los datos de reflexión de gran ángulo y refracción de las distintas sonoboyas localizadas sobre el perfil (Fig. 3). Asimismo, las distintas densidades utilizadas se han determinado en base a las relaciones empíricas  $v_p$ -densidad de Bar-

ton (1986) para la parte continental (2700 kg/m<sup>3</sup> para la corteza superior, 2900 kg/m<sup>3</sup> para la inferior y 3300 kg/m<sup>3</sup> para el manto), de Christensen y Shaw (1970) para la corteza oceánica (2850 kg/m<sup>3</sup>) y de Nafe y Drake (1961) para los sedimentos marinos (2000 kg/m<sup>3</sup>). Para el manto oceánico se ha escogido una densidad estándar de 3250 kg/m<sup>3</sup>. La densidad media de 2200 kg/m<sup>3</sup> adoptada para los materiales que forman la terraza del Fuego se ha tomado de Herron *et al.* (1988). Para evitar efectos de borde el modelo se ha extendido suficientemente a ambos lados del perfil, aunque esta prolongación no se muestra en la Fig. 3.

### Resultados

La figura 3c muestra un modelo litosférico de densidades preliminar que se ajusta a los datos gravimétricos observados. Entre los resultados más importantes está la presencia de un cuerpo de baja densidad (2200 kg/m<sup>3</sup>), entre 40 y 100 km, que corresponde a la terraza del Fuego (definida por Herron *et al.*, 1988). A pesar de las limitaciones intrínsecas a la modelización 2D, esta terraza queda perfectamente delimitada por el mapa de anomalías de

Aire Libre de esta parte del margen, lo que favorece la hipótesis de estar formada por materiales de baja densidad. Otro resultado remarcable es la geometría de la zona de subducción. Del modelo se deduce que la placa Antártica subduce bajo la placa de Scotia con un ángulo de subducción de 7-8°, que es relativamente bajo si se compara con el ángulo de subducción de la placa de Nazca, al norte del punto triple de Chile, y que se sitúa en torno a los 20°. En este modelo hemos asumido que la corteza oceánica de la placa Antártica esta compuesta por una capa de sedimentos aumentando de espesor a medida que nos aproximamos a la fosa y una corteza cristalina de unos 7 km de espesor que se mantiene, aproximadamente, constante a lo largo del perfil. Por el contrario, en la placa de Scotia se ha modelizado una estructura cortical de dos capas, con una corteza superior de unos 17 km de espesor y una corteza inferior de unos 6 km de espesor en base a los datos sísmicos disponibles.

### Referencias

Barker, P. F. and J. Burrell, *The opening of Drake Passage*, *Mar. Geol.*, 25, 15-34, 1977.

Barker, P. F. and I. W. D. Dalziel, *Progress in geodynamics in the Scotia Arc region*. In: *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs*, *Geodyn. Ser.*, Vol 9, edited by R. Cabre, pp. 137-170, AGU, Washington, D. C., 1983.

Barton, P. J., *The relationship between seismic velocity and density in the continental crust - a useful constraint?*. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 195-208, 1986.

Christensen, N. I., and Shaw, G. H., *Elasticity of mafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge*, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 20, 271-284. 1970.

Herron, E. M., R. Bruhn, M. Winslow, and I. Chuaqui, *Post Miocene tectonics of the margin of southern Chile*. In: *Islands Arcs. Deep sea Trenches and Back-Arc Basins*, pp. 273-284, edited by M. Talwani and W.C. Pitman III, AGU, Washington, D. C., 1977.

Nafe, S.E., and Drake, C. L., *Physical properties of marine sediments*. In: M. N. Hill (Ed.), *The Sea*, 3. Interscience, New York N. Y., 794-819. 1961.

Winslow, M. A., *The structural evolution of the Magallanes basin and neotectonics in the southernmost Andes*. In: *Antarctic Geoscience*, pp 143-154, edited by C. Craddock, University of Wisconsin Press, Madison, 1982.