

# ESTRUCTURA LITOSFÉRICA DE LOS ANDES CENTRALES A PARTIR DE UN MODELO GRAVIMÉTRICO 3D

Claudia B. PREZZI<sup>1</sup> y Hans-Jürgen GÖTZE<sup>2</sup>

<sup>1</sup> CONICET, Universidad de Buenos Aires. INGEODAV, Dpto. de Ciencias. Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. Email prezzi@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup> Institut für Geowissenschaften, Abteilung Geophysik, Christian Albrechts Universität, Kiel, Germany. Email: hajo@geophysik.uni-kiel.de.

## RESUMEN

A través del modelado directo de la anomalía de Bouguer se desarrolló un modelo de densidades en 3D de la corteza continental, la placa subducida y el manto superior, para los Andes Centrales entre los 20-29°S y los 74-61°O. El objetivo de este trabajo es contribuir a un mejor conocimiento de la estructura litosférica, integrando la información disponible (geofísica, geológica, petrológica y geoquímica) en un único modelo. La geometría del modelo está definida y limitada por la ubicación de hipocentros, líneas sísmicas de reflexión y refracción, tomografías de atenuación y de tiempos de arribo, estudios magnetotéluricos, modelos térmicos y secciones estructurales balanceadas. Las densidades asignadas a los diferentes cuerpos fueron calculadas a partir de datos petrológicos y geoquímicos, estimando las condiciones de presión y temperatura. El modelo consiste de 31 planos verticales E-O paralelos, donde la corteza continental está compuesta por distintos cuerpos que representan a las diferentes unidades morfotectónicas de los Andes Centrales. Se generaron mapas isocóricos del techo de la placa subducida, del Moho continental y del techo de la astenósfera debajo de Sudamérica. Se calculó la anomalía residual mediante la sustracción de los efectos gravimétricos de la placa subducida modelada y del Moho modelado de la anomalía de Bouguer. Este estudio demuestra como el modelado gravimétrico 3D, integrando información geofísica, geológica y petrológica, puede contribuir al mejor conocimiento de la estructura litosférica de los Andes Centrales.

Palabras clave: *Anomalías gravimétricas, Márgenes continentales convergentes, Andes Centrales, Estructura litosférica.*

**ABSTRACT:** *Lithospheric structure of the Central Andes based on a 3D gravimetric model.* We developed a 3D density model of the continental crust, the subducted plate and the upper mantle of the Central Andes between 20-29°S and 74-61°W through the forward modelling of Bouguer anomaly. The goal of this contribution is to gain insight on the lithospheric structure of the area, integrating the available information (geophysical, geologic, petrologic, and geochemical) in a single model. The geometry of our model is defined and constrained by hypocenters location, reflection and refraction seismic lines, travel time and attenuation tomography, receiver function analysis, magnetotelluric studies, thermal models and structural cross sections. The densities allocated to the different bodies were calculated considering petrologic and geochemical data and pressure and temperature conditions. The model consists of 31 parallel E-W vertical planes, where the continental crust comprises distinct bodies, which represent the different morphotectonic units of the Central Andes. Contour maps of the depth to the top of the subducted plate, the depth of the continental Moho and the depth to the top of the asthenosphere below South America were produced. The residual anomaly was calculated by subtracting from the Bouguer anomaly the gravimetric effect of the modelled subducted slab and of the modelled Moho. This study demonstrates how 3D gravity modelling, integrating geophysical, geologic and petrologic information, can help to reveal the lithospheric structure of the Central Andes.

Keywords: *Gravity anomalies, Convergent continental margins, Central Andes, Lithospheric structure.*

## INTRODUCCIÓN

Los Andes Centrales presentan características únicas que desafían cualquier investigación científica. Una de dichas características es el plateau Altiplano-Puna. Dicho plateau tiene aproximadamente 2.000 km de largo, 300 km de ancho, una elevación promedio de 3.700 m y domina

la fisiografía de los Andes Centrales (Fig. 1). El Altiplano-Puna es el plateau más elevado del mundo asociado con abundante magmatismo de arco y formado en ausencia de colisión continental o acreción de terrenos (Allmendinger *et al.* 1997, Lamb 2000). Su génesis está relacionada con la subducción de la placa oceánica de Nazca (~ 40 Ma, Müller *et al.* 1997) deba-

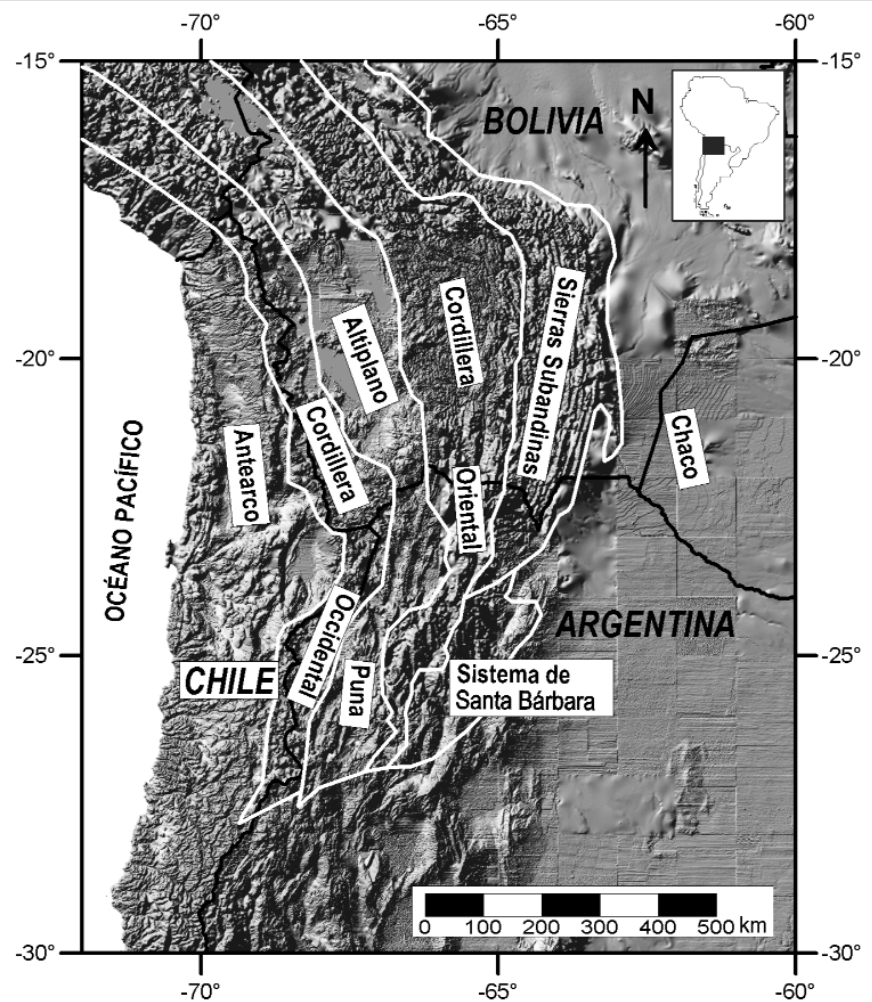
jo de la placa Sudamericana (Jordan *et al.* 1983, Isacks 1988, Allmendinger *et al.* 1997). Experimentos sísmicos recientes (Yuan *et al.* 2000, Yuan *et al.* 2002, *Andean Continental Research Project* (AN-CORP) 2003) determinaron que el espesor cortical debajo del Altiplano - Puna es de aproximadamente 70 km, sugiriendo la existencia de engrosamiento asocia-

do con acortamiento de una litósfera débil.

Desde 1993 el *Collaborative Research Centre Sonderforschungsbereich (SFB) 267 "Deformation Processes in the Andes"* ha llevado a cabo investigaciones interdisciplinarias en los Andes Centrales, a lo largo de un segmento E-O entre los 20° y 26°S. Los objetivos fundamentales de este proyecto apuntaron a determinar la estructura litosférica e identificar los principales procesos (pasados y recientes) que contribuyeron a la formación del orógeno andino. Se utilizaron una variedad de métodos geofísicos, geodésicos, geológicos y petrologógicos, que generaron una enorme cantidad de información, y que convirtieron a los Andes Centrales en uno de los márgenes continentales convergentes más densamente cubiertos por estudios geofísicos. En este trabajo se desarrolló un modelo en tres dimensiones de la estructura de densidades de los Andes Centrales (entre 20-29°S y 74-61°O) a través del modelado directo 3D de la anomalía de Bouguer, integrando y resumiendo información adicional de tipo geológica, geofísica, petrologógica y geoquímica. Por lo tanto, nuestro modelo está diseñado sobre la base de una enorme cantidad y variedad de datos publicados en los últimos años (e.g. Lucassen *et al.* 2001, Yuan *et al.* 2002, Brasse *et al.* 2002, ANCORP 2003, Schurr y Rietbrock 2004). Los principales objetivos de este trabajo son contribuir a un conocimiento más detallado de la estructura litosférica de esta región de los Andes y proveer un modelo de densidades 3D integrador, que pueda ser utilizado por la comunidad geocientífica como una herramienta que facilite la comprensión de los procesos geodinámicos actuantes en los Andes Centrales

## GEOLOGÍA REGIONAL

Los Andes Centrales (de O a E) se dividen en antearco, arco magmático y retroarco (Fig. 1). El antearco incluye a la Cordillera de la Costa, el Valle Longitudinal, la Precordillera y la depresión preandina. El arco magmático está representado por



**Figura 1:** Mapa topográfico que muestra las diferentes unidades morfoestructónicas identificadas en los Andes Centrales. Líneas negras continuas: límites internacionales; líneas blancas continuas: límites de las unidades morfoestructónicas.

la Cordillera Occidental. El retroarco comprende diferentes unidades morfoestructónicas: el Altiplano-Puna, la Cordillera Oriental, las Sierras Subandinas, el sistema de Santa Bárbara y la cuenca de antepaís del Chaco (Fig. 1).

La Cordillera de la Costa está constituida fundamentalmente por rocas plutónicas y volcánicas básicas a andesíticas jurásicas a cretácicas superiores. La Precordillera consiste de basamento paleozoico, rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas y terciarias, y cuerpos intrusivos paleógenos (Scheuber *et al.* 1994). El arco magmático actual está representado por la Cordillera Occidental. El arco magmático de los Andes Centrales se ha desplazado desde el Jurásico Temprano desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordi-

llera Occidental (~ 200 km) a través de cuatro sistemas de arco sucesivos (Scheuber *et al.* 1994, Coira *et al.* 1982). El Altiplano-Puna es una ancha cuenca intermontana, con un relleno sedimentario mesozoico-cenozoico que alcanza espesores de hasta 10 km. Este plateau se encuentra sobre un segmento de la placa de Nazca que posee una inclinación de aproximadamente 30°; mientras que al norte de 12°S y al sur de 28°S la placa subducida es subhorizontal (Jordan *et al.* 1983, Isacks 1988). En la región de subducción normal se registra volcanismo basáltico-andesítico de arco activo, mientras que no se detecta actividad volcánica reciente de esta naturaleza al norte y al sur. El arco volcánico y varios centros volcánicos locales situados en el Altipla-

no-Puna, han estado activos desde el Mioceno hasta el presente (Schurr y Rietbrock 2004, Jordan y Gardeweg 1989). Durante el Mioceno tardío, se han registrado enormes erupciones ignimbríticas que han originado una provincia volcánica conocida como el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) (de Silva 1989, Zandt *et al.* 2003). El Complejo Volcánico Altiplano-Puna tiene una extensión aproximada de 50.000 km<sup>2</sup> entre los 21°S y 24°S. Chmielowski *et al.* (1999) identificaron la existencia de una capa de muy baja velocidad a una profundidad de 19 km, la cual fue interpretada como correspondiente a un cuerpo de magma regional asociado con el mencionado complejo volcánico. Yuan *et al.* (2000) también detectaron una zona intracortical de baja velocidad debajo de todo el Altiplano-Puna. Dichos autores la interpretaron como una zona de continuo metamorfismo y fusión parcial, que genera el desacople de la corteza superior de la inferior. El Altiplano-Puna limita al oeste con la Cordillera Occidental y al este con la Cordillera Oriental (Fig. 1). La Cordillera Oriental está compuesta principalmente por rocas precámbricas y paleozoicas, cubiertas por sedimentos cretácicos y cenozoicos. Desde el Oligoceno tardío se ha registrado deformación compresiva en la zona de retroarco que generó sistemas contraccionales de fajas plegadas y corridas al este de los sectores deformados previamente: las Sierras Subandinas y el sistema de Santa Bárbara (Fig. 1). Mientras las Sierras Subandinas constituyen una faja plegada y corrida de piel delgada, el sistema de Santa Bárbara corresponde a una faja de piel gruesa (Mingramm y Ruso 1972, Kley *et al.* 1999). Más de 7,5 km de sedimentos han sido depositados desde el Oligoceno Tardío en la cuenca de antepaís del Chaco.

## MODELADO 3D

La anomalía de Bouguer costa afuera (*off-shore*) fue calculada a partir de la base de datos global de anomalía de aire libre 2001 KMS (Kort y Matrikelstyrelsen en

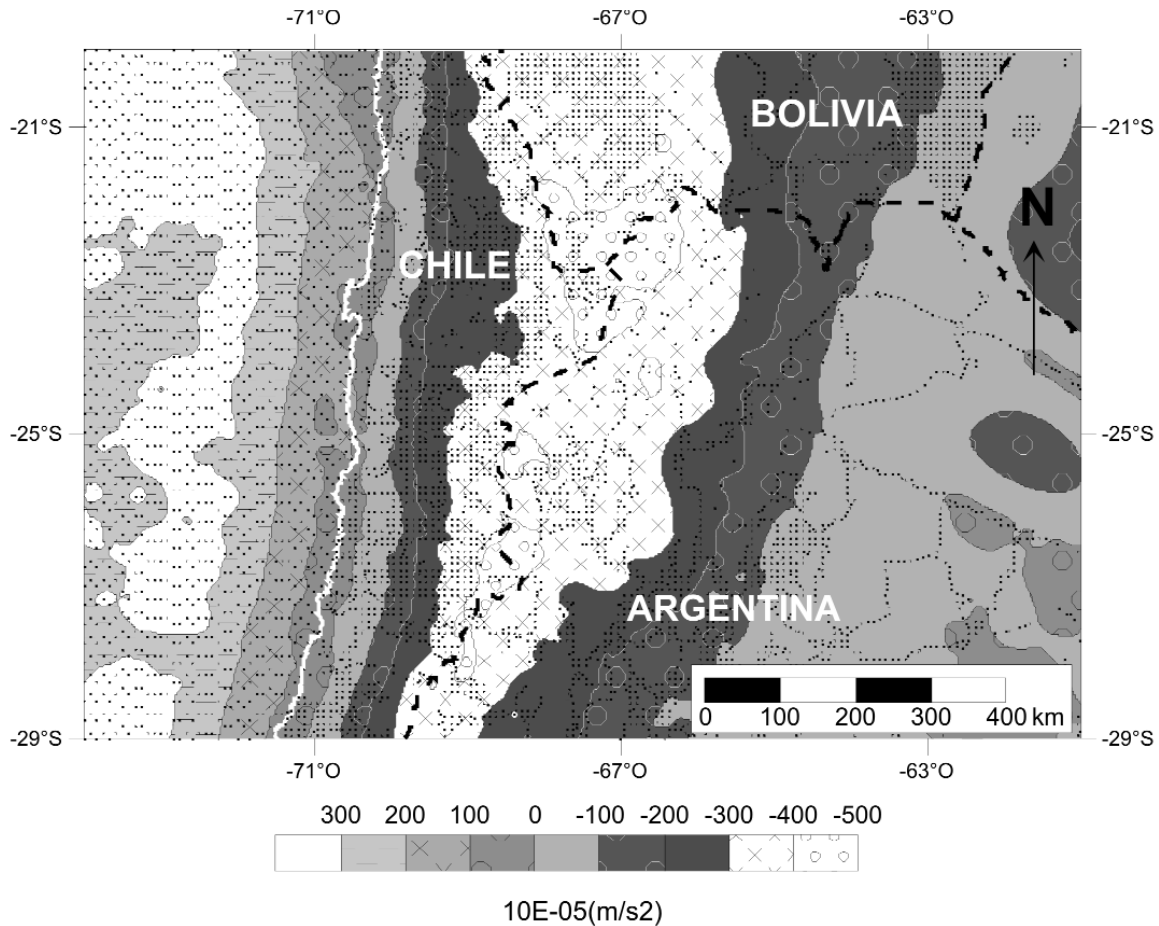
Andersen y Knudsen 1998) considerando la batimetría GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*) ([www.gebco.net](http://www.gebco.net)) y reemplazando el agua de mar con material de densidad 2,67 Mg/m<sup>3</sup>. Los datos de gravedad en tierra firme (*onshore*) corresponden a mediciones realizadas y compiladas por el grupo de investigadores del *Collaborative Research Centre SBF 267 "Deformation Processes in the Andes"* (una explicación detallada de la compilación llevada a cabo, del trabajo de campo y de las reducciones de gravedad fue publicada por Götze *et al.* 1990). En este trabajo se utilizaron 6.500 mediciones de gravedad, que cubren la zona que se extiende entre 20-29°S y 74-61°O (Fig. 2). Para el modelado se utilizó el programa interactivo IGMAS (*Interactive Gravity and Magnetic Application System*). Dicho software utiliza poliedros triangulados para definir áreas de densidad y/o susceptibilidad constante en la corteza y manto terrestres. La geometría inicial de los cuerpos tridimensionales que componen el modelo es definida por el usuario mediante una serie de secciones verticales paralelas. La triangulación automática de las superficies del modelo entre las secciones verticales paralelas, permite la construcción de diversas geometrías. Los algoritmos numéricos fueron desarrollados por Götze (1984) y permiten realizar el cálculo de campos gravimétricos y sus gradientes, geoide, componentes de campo magnético y campos magnéticos inducidos y remanentes. Este software provee un amplio rango de funciones GIS en un espacio 3D que permiten integrar otros modelos, información y datos geofísicos y geológicos (e.g. Breunig *et al.* 2000, Schmidt y Götze 1999). El ajuste de las anomalías medidas y modeladas se logra mediante cambios interactivos en la geometría y/o la densidad y/o la susceptibilidad introducidos por el operador, considerando la información adicional incorporada al modelo. La anomalía modelada se calcula a partir del contraste entre las densidades asignadas a los cuerpos modelados y las densidades de un modelo de referencia.

En toda señal gravimétrica se registra una superposición de efectos con diferente longitud de onda, que deben ser separados para una correcta interpretación. La gravedad medida en cada estación está influenciada por la masa de toda la Tierra, pero normalmente sólo una pequeña parte de la Tierra es considerada en los modelos. Esta situación genera una diferencia entre los valores medidos y los modelados. Dicha diferencia puede ser eliminada introduciendo un modelo de referencia con valores negativos de densidad. En este trabajo se utilizó un modelo de referencia constituido por tres capas horizontales, que es representativo de la estructura de densidades corticales continentales. Está compuesto por una corteza superior de 15 km de espesor y densidad 2,67 Mg/m<sup>3</sup> y una corteza inferior de 20 km de espesor y densidad 2,90 Mg/m<sup>3</sup>. La densidad de referencia del manto superior, que se extiende hasta los 220 km de profundidad, es de 3,35 Mg/m<sup>3</sup>. Este modelo de referencia es coincidente con la compilación de Christensen y Mooney (1995), con el trabajo de Rudnick y Fountain (1995) y con el modelo de referencia utilizado por Tassara *et al.* (2006).

## Geometría

El modelo aquí presentado consiste en 31 planos E-O paralelos, que se extienden entre 12-35°S y 57-79°O. La estructura de densidades propuesta se extiende hasta los 220 km de profundidad y se caracteriza por una división E-O de la corteza continental en distintas unidades que se extienden en sentido N-S, representando las unidades morfotectónicas de los Andes Centrales: Cordillera de la Costa, Precordillera, Cordillera Occidental, Altiplano-Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Chaco (Fig. 3). Dichas unidades están compuestas por subunidades que corresponden a la corteza continental superior, media e inferior (Fig. 3). La corteza oceánica está representada por una capa de sedimentos de ~ 2 km de espesor, y una capa basáltica/gabroica de ~ 6 km de espesor (Fig. 3). Dicha capa





**Figura 2:** Mapa de la anomalía de Bouguer para la zona estudiada. Isolíneas cada  $100 \times 10^5 \text{ m/s}^2$ . Líneas negras punteadas: límites internacionales; línea blanca continua: línea de costa; puntos negros: ubicación de cada estación gravimétrica.

basáltica/gabroica es eclogitizada al alcanzar profundidades de 60-70 km durante la subducción, aumentando su densidad. El modelo también contempla la existencia de manto litosférico continental y manto litosférico oceánico, astenósfera continental y astenósfera oceánica y de una cuña astenosférica entre la placa subducida y la litósfera continental, que sufre cambios en su geometría en sentido N-S (Fig. 3). La geometría de la cuña astenosférica fue definida según secciones tomográficas de atenuación y de tiempos de arribo (Graeber y Asch 1999, Schurr *et al.* 2003, Schurr y Rietbrock 2004).

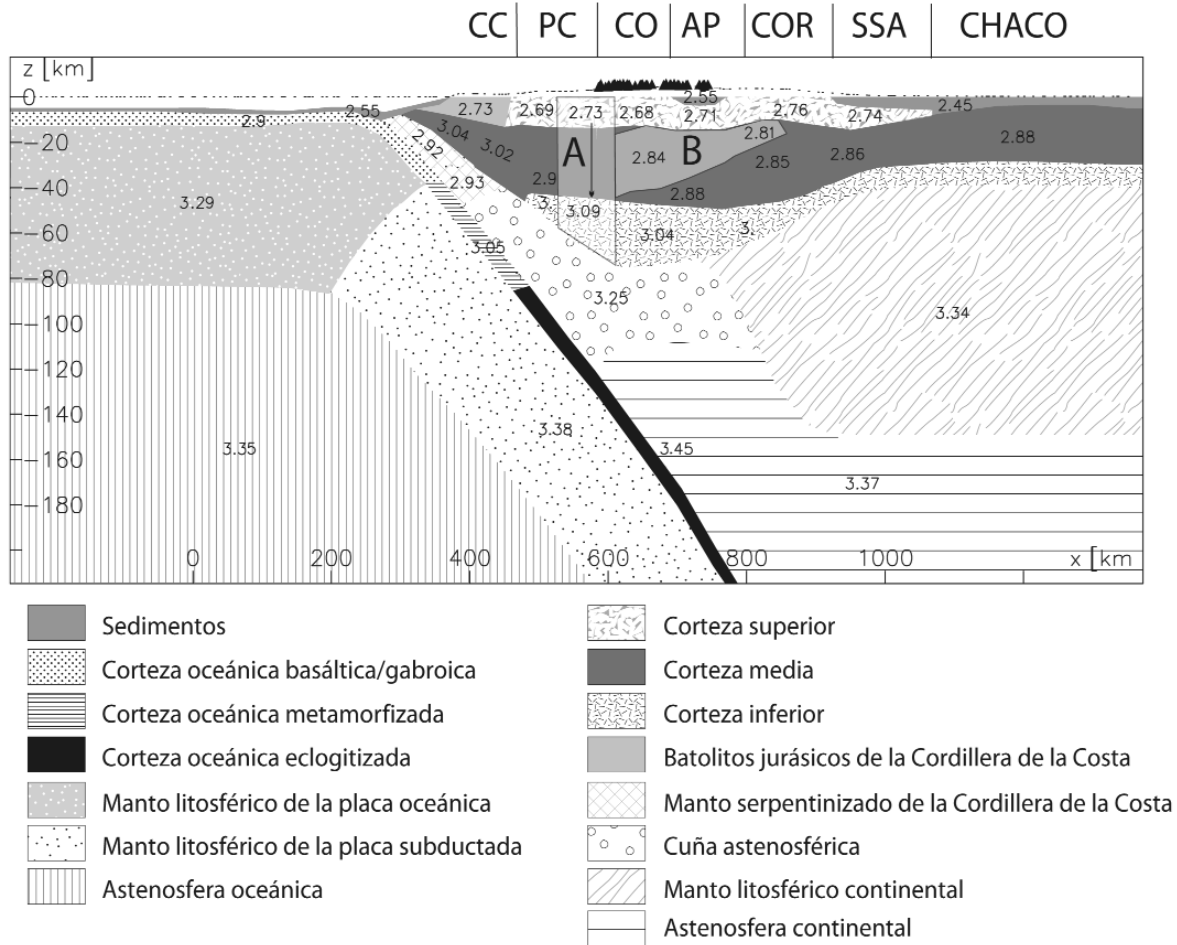
Se incluyó una zona de fusión parcial en la corteza media debajo del Altiplano-Puna, la cual coincide con la Zona de Baja Velocidad de los Andes definida por los *trans-Andean converters* 1 y 2 (TRAC1 y TRAC 2) identificados por Yuan *et al.* (2000) a partir de un análisis de funciones

receptoras (Fig. 3). También se consideró la presencia de un bloque reológicamente rígido debajo de la cuenca del Salar de Atacama, de acuerdo con estudios sísmicos recientes (Fig. 3). Schurr y Rietbrock (2004) determinaron que la corteza y el manto debajo del Salar de Atacama difieren fuertemente en sus propiedades sísmicas ( $Q_p$  y  $v_p$  elevados) de las zonas vecinas.

La geometría de los distintos cuerpos modelados fue definida de acuerdo a un gran número de datos adicionales de tipo geofísico y geológico que fueron incluidos en el modelo:

a) *Placa de Nazca*: El techo y el Moho de la placa subducida han sido registrados en detalle por perfiles sísmicos de reflexión y de refracción y por análisis de función receptora (*receiver function*). La profundidad y la geometría de dichas discontinuidades reportadas por diferentes au-

tores han sido digitalizadas e incluidas en nuestro modelo. Patzwahl *et al.* (1999) generaron nueve secciones 2D de velocidades de ondas P de rumbo E-O, que se extienden desde la fosa oceánica hasta la línea de costa entre los  $19,5^\circ\text{S}$  y  $25^\circ\text{S}$ . Tres de dichas secciones se prolongan 100-200 km costa afuera. Bock *et al.* (2000) obtuvieron una imagen de alta resolución del Moho oceánico en la placa subducida a los  $24^\circ\text{S}$ . Yoon *et al.* (2003) presentaron resultados a partir de los datos PRECORP (*Precordilleran Research Program*) y ANCORP (*Andean Continental Research Project*). PRECORP es una línea sísmica de reflexión de 50 km de largo ubicada a los  $22,5^\circ\text{S}$ , mientras que ANCORP es un experimento combinado de reflexión y refracción sísmica con un largo total de ca. 385 km, realizado a los  $21^\circ\text{S}$  (ANCORP 2003). Dichos resultados muestran claramente los límites superior e inferior de la



**Figura 3:** Uno de los planos verticales E-O que componen el modelo 3D (ubicado a los 22° 17'S). Se muestra la estructura de densidades propuesta (valores de densidad en Mg/m<sup>3</sup>). CC: Cordillera de la Costa, PC: Precordillera, CO: Cordillera Occidental, AP: Altiplano-Puna, COR: Cordillera Oriental, SSA: Sierras Subandinas, A: bloque de Atacama, B: zona de fusión parcial del Altiplano-Puna.

corteza oceánica. Distintos análisis de función receptora también han producido localmente imágenes del techo y del Moho de la placa subducida. Yuan *et al.* (2000) publicaron cuatro perfiles E-O a los 19,5° S, 22,5° S, 23,5° S y 24,5° S que muestran la forma y profundidad del Moho oceánico subducido. Heit (2005) obtuvo resultados de función receptora a lo largo de un perfil E-O a los 21° S, donde se observa claramente el techo de la losa subducida. Además, también se utilizó la ubicación de hipocentros registrados por redes sísmicas locales (Belmonte 2002) y la sismicidad registrada a distancias telesísmicas (Engdahl *et al.* 1998, catálogo USGS NEIC: <http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>, Centennial Global Earth-quake Database: <http://www.geonavi.com/eric/HotNews/eqDB.html>) compilados

por Tassara *et al.* (2006) para definir la geometría del techo de la placa subducida. b) Placa Sudamericana: La profundidad del Moho continental ha sido estimada por diferentes autores. Baumont *et al.* (2001) caracterizaron la geometría del Moho a lo largo de un perfil que se extiende entre los 19 y 20° S. Beck y Zandt (2002) calcularon la profundidad del Moho continental a lo largo de un perfil a los 19,5° S. Yuan *et al.* (2000; 2002) han publicado resultados de análisis de función receptora entre los 17 y 25° S. Yuan *et al.* (2000) presentaron cuatro secciones E-O a los 19,5° S, 22,5° S, 23,5° S y 24,5° S que muestran el Moho continental, mientras que Yuan *et al.* (2002) mapearon la topografía del Moho con mayor grado de detalle. Heit (2005) calculó las profundidades del Moho a lo largo de dos perfiles

ubicados a los 21° y 25,5° S. Fromm *et al.* (2004) infirieron un modelo cortical 2D a lo largo de una transecta E-O a los 30° S utilizando velocidades aparentes de la fase Pn. La geometría y la profundidad del Moho continental reportadas por todos estos estudios han sido digitalizadas e introducidas en nuestro modelo. Sin embargo, es importante mencionar que existen diferencias de hasta 15 km en las profundidades del Moho calculadas para un mismo punto por los autores anteriormente mencionados, habiéndose utilizado valores promedio para definir la geometría de nuestro modelo. No se utilizaron ni se incluyeron profundidades al Moho predichas por modelos isostáticos locales o regionales. Para acotar la geometría de los diferentes cuerpos corticales, de la cuña astenosférica

ca y de la profundidad del límite litósfera continental - astenósfera continental, se digitalizaron e incluyeron en el modelo: datos magnetotelúricos, secciones de tomografía sísmica, modelos térmicos, líneas sísmicas y secciones estructurales balanceadas. Schwarz y Krüger (1997) construyeron una sección de resistividad E-O a los 21,8°S, detectando una zona de alta conductividad a los 25-30 km de profundidad, que se extiende desde la Cordillera Occidental hasta la Cordillera Oriental. Brasse *et al.* (2002) generaron un modelo magnetotelúrico a lo largo del perfil ANCORP a los 21°S, mientras que Echternacht *et al.* (1997) presentaron un nuevo resultado de inversión 2D para el perfil PICA, que se extiende entre los 20,9 y los 20°S. La principal estructura geoelectrónica resuelta por dichos autores, fue una amplia zona altamente conductora en la corteza media e inferior debajo del plateau. Booker *et al.* (2004) publicaron resultados obtenidos a partir de un perfil magnetotelúrico a los 31,8°S, infiriendo la existencia de alta conductividad eléctrica sobre la placa subducida. Graeber y Asch (1999) produjeron imágenes tomográficas de tiempo de arribo, a lo largo de tres secciones E-O a los 22,25°S, 22,75°S y 23,25°S. Schurr *et al.* (2003) presentaron cinco secciones E-O a los 21,3°, 22,1°, 22,8°, 23,5° y 24,2°S, mostrando la atenuación de las ondas P (Qp). Dichos autores identificaron prominentes anomalías de bajo Qp en la corteza y en el manto debajo del arco magmático y del retroarco. Otra sección a los 23,2°S (Schurr y Rietbrock 2004), reveló la presencia de altos valores de Qp debajo de la cuenca del Salar de Atacama. Springer (1999) desarrolló un modelo térmico a partir de datos superficiales de densidad de flujo térmico a lo largo de un perfil ubicado ~ a los 21°S, que se extiende desde la fosa oceánica hasta el antepaís. Propuso una estructura termal dada por una litósfera adelgazada debajo de la Cordillera Occidental, el Altiplano y el O de la Cordillera Oriental. Los resultados de la línea sísmica de reflexión ANCORP (ANCORP 2003) incluyendo el punto brillante Que-

brada Blanca (ANCORP 2003, Yoon *et al.* 2003) se superpusieron al modelo de densidades. El punto brillante de Calama (PRECORP, Yoon *et al.* 2003) también fue digitalizado e incluido, con la finalidad de investigar posibles correlaciones entre dichos puntos brillantes y las anomalías gravimétricas. Los puntos brillantes se definen como sectores de una sección sísmica, a lo largo de los cuales se registra un incremento local anómalo de la amplitud de las ondas. Sobre la base de datos de sísmica de refracción (Wigger *et al.* 1994, PISCO94: Schmitz *et al.* 1999), Lessel (1997) generó modelos de velocidad de las ondas p, de rumbo N-S y E-O que fueron incorporados en el modelo. Además, las nueve secciones de velocidades 2D E-O producidas por Patzwahl *et al.* (1999) también proveen información sobre la estructura de la corteza continental. Por otra parte, la estructura de la porción más superior de la corteza se conoce parcialmente a partir de secciones balanceadas E-O, que se extienden desde el E del Altiplano-Puna hacia el antepaís. Por sección balanceada se entiende una sección geológica que puede ser restaurada; es decir, que puede reconstruirse una sección equivalente no deformada, que comprende un volumen de roca igual al de la sección deformada, y dónde la longitud y el espesor de los estratos pueden ser restaurados de manera coherente en una sección no deformada. Las secciones balanceadas preparadas por McQuarrie y DeCelles (2001) a los 17°S y 20°S, por Müller *et al.* (2002) a los 21°S, por Schmitz y Kley (1997) a los 21,25°S, por Allmendinger y Zapata (2000) a los 22,25°S, por Kley y Monaldi (2002) a los 24,2°S y 24,75°S, por Cristallini *et al.* (1997) a los 25,5°S, por Ramos *et al.* (2002) a los 27°S, 29°S, 31°S y 33°S y por Giambiagi y Ramos (2002) a los 33,6°S fueron digitalizadas e incorporadas al modelo. La estructura cortical y las densidades propuestas para la zona en estudio por el modelo cortical global CRUST 2.0 (tiene una resolución de 2 por 2 grados) (<http://mahj.ucsd.edu/Gabi/rem.dir/crust/crust2.html>, Bassin

*et al.* 2000) también fueron incluidas en el modelo con fines comparativos.

### Densidades

El cálculo de las densidades asignadas a los distintos cuerpos modelados se realizó sobre la base de la composición química y/o mineralógica y de las condiciones de presión y temperatura esperadas para cada uno de dichos cuerpos. Se decidió no convertir velocidades sísmicas en densidades, debido a las incertidumbres que involucra dicha conversión (Tassara 2006). Se han publicado diferentes relaciones empíricas entre velocidades y densidades, siendo muy difícil decidir cual de ellas es más apropiada.

A) *Placa de Nazca*: para calcular las densidades de la placa oceánica se utilizó el software de Hacker y Abers (2004), modificado por Tassara (2006). Dicha herramienta permite calcular perfiles de densidad vs. profundidad para rocas máficas y ultramáficas a partir de gradientes de temperatura y presión litostática. El gradiente de temperatura es definido por el modelo conductivo de enfriamiento de la placa de Turcotte y Schubert (2002). Mediante la intersección del gradiente térmico calculado aplicando el modelo de enfriamiento de la placa y una adiabata del manto dada por una temperatura potencial de 1300°C y un gradiente de 0,30° C/km, se determinó una profundidad aproximada de 80 km para el límite entre la litósfera y la astenósfera oceánicas. Se calcularon perfiles de densidad vs. profundidad para diferentes lherzolitas y harzburgitas contenidas en la compilación de modas de minerales de rocas de Hacker y Abers (2004). A partir de dichos cálculos, se asignaron densidades de 3,35 Mg/m<sup>3</sup> y 3,29 Mg/m<sup>3</sup> a la astenósfera y al manto litosférico oceánico respectivamente (Fig. 3, Cuadro 1). Por otra parte se llevaron a cabo distintos cálculos de densidades, considerando diferentes grados de hidratación para los basaltos y gabros que componen la corteza oceánica (Hacker *et al.* 2003). Teniendo en cuenta la existencia de importante alteración hidrotermal debido a la circulación

de agua de mar (Stern 2002), se usó una densidad de 2,9 Mg/m<sup>3</sup> para la corteza oceánica (Fig. 3, Cuadro 1). Dicha densidad corresponde a una corteza compuesta por un 40 % de basaltos o gabros anhidros y por un 60 % de basaltos totalmente hidratados. En cuanto a los cambios mineralógicos sufridos por la placa durante la subducción, se consideró que la misma se eclogitiza a profundidades aproximadas de 60-70 km, produciéndose un aumento de la densidad (Stern 2004, Hacker *et al.* 2003). La información disponible sobre el metamorfismo de la placa de Nazca a medida que aumenta la profundidad es escasa, por lo cual se efectuaron cálculos de densidad para distintas facies metamórficas a diferentes profundidades según sus rangos de estabilidad (Hacker *et al.* 2003) (esquistos verdes entre 15-20 km, epidoto-anfibolita entre 20-30 km, anfibolita granatífera entre 30-50 km, granulita granatífera entre 50-65 km, eclogita a profundidades mayores a 65 km). Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, y tratando de reproducir estos cambios mineralógicos, se asumió que en el modelo la corteza oceánica de la placa subducida tiene una densidad de 3,05 Mg/m<sup>3</sup> entre 35 y 65 km, y una densidad de 3,45 Mg/m<sup>3</sup> a profundidades mayores (Fig. 3, Cuadro 1). También se consideró que la densidad del manto litosférico oceánico aumenta con la profundidad, asignándole al mismo una densidad de 3,38 Mg/m<sup>3</sup> a partir de los 50 km de profundidad (Fig. 3, Cuadro 1).

B) Placa Sudamericana: para calcular las densidades del manto litosférico y de la astenósfera continentales se utilizó el software de Hacker y Abers (2004), modificado por Tassara (2006). En este caso el gradiente de temperatura fue definido por una geoterma conductiva con producción radioactiva de calor en la corteza (Turcotte y Schubert 2002), calculada a partir de la densidad del flujo térmico superficial. Se compilieron datos de densidad de flujo térmico superficial para los Andes Centrales (Henry y Pollack 1988, Hamza y Muñoz 1996, Springer y Förster 1998) y se calcularon valores promedio

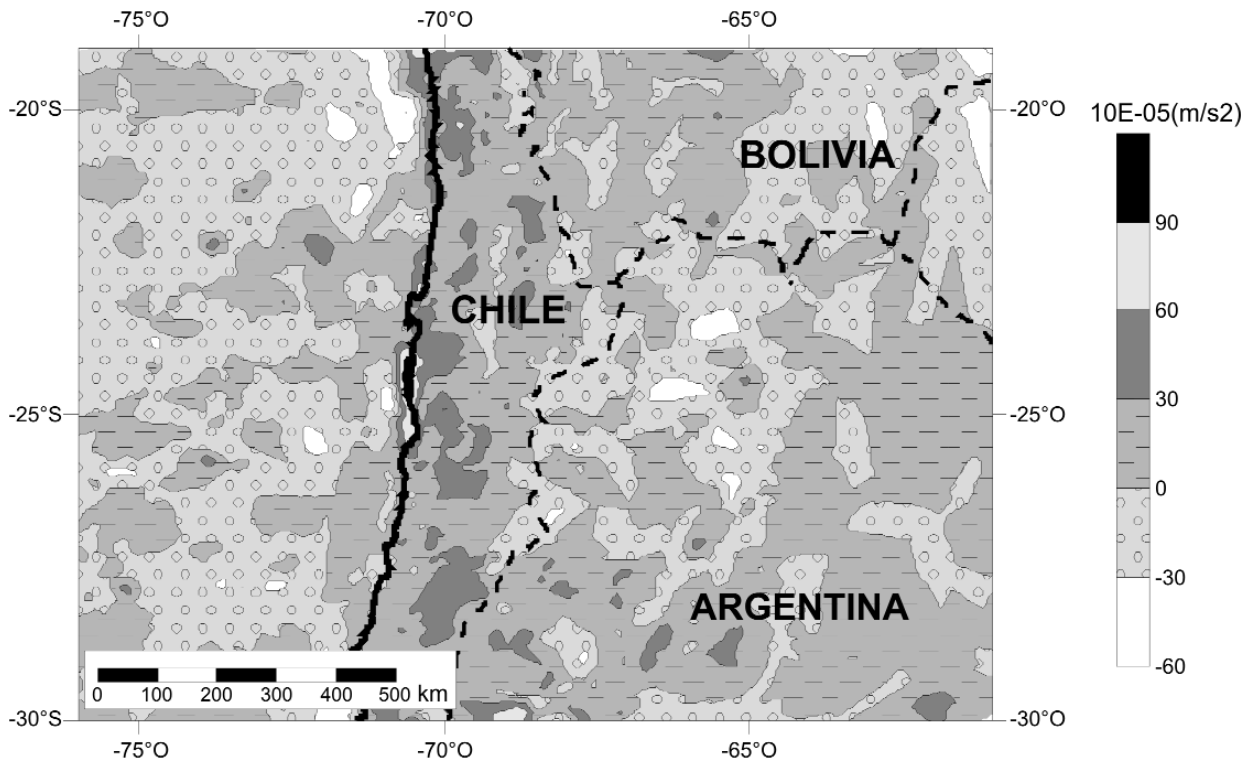
**CUADRO 1:** Densidades asignadas a cada uno de los cuerpos modelados y sus correspondientes variaciones tolerables (en porcentajes y en Mg/m<sup>3</sup>).

	Densidad (Mg/m <sup>3</sup> )	Variación Tolerable (%)	Variación Tolerable (Mg/m <sup>3</sup> )
<b>Zona Oceánica</b>			
<b>Placa Oceánica</b>			
Agua de mar	2,67	2,43	0,065
Sedimentos	2,55	5,22	0,133
Corteza oceánica basáltica/gabroica	2,9	2	0,058
Manto litosférico	3,29	0,24	0,008
<b>Placa Subductada</b>			
Corteza metamorfozada	3,05	3,84	0,117
Corteza eclogitizada	3,45	2,9	0,1
Manto litosférico	3,38	0,27	0,009
<b>Astenofera</b>	3,35	0,15	0,005
<b>Zona Continental</b>			
<b>Corteza Superior</b>			
Cordillera de la Costa	2,73	1,54	0,042
Precordillera	2,69	1,19	0,032
Chile Central	2,65	1,06	0,028
Cordillera Occidental	2,68	1,08	0,029
Sedimentos del Altiplano-Puna	2,55	3,65	0,093
Altiplano-Puna	2,71	1,22	0,033
Cordillera Oriental	2,76	1,34	0,037
Sierras Subandinas	2,74	2,04	0,056
Sedimentos del Chaco	2,45	2,53	0,062
<b>Corteza Media</b>			
Cordillera de la Costa	3,02 - 3,04	1,09 - 1,82	0,033 - 0,055
Precordillera	2,9	0,76	0,022
Cordillera Occidental	2,88	0,83	0,024
Altiplano-Puna	2,88	0,87	0,025
Cordillera Oriental	2,85	0,77	0,022
Sierras Subandinas	2,86	1,12	0,032
Escudo Brasileño	2,88	0,59	0,017
<b>Corteza Inferior</b>			
Manto Serpentinizado de la Cordillera de la Costa	2,92 - 2,93	1,71 - 2,09	0,05 - 0,061
Precordillera	3	1,77	0,053
Cordillera Occidental	3,04	1,35	0,041
Altiplano-Puna	3,04	1,35	0,041
Escudo Brasileño	3	1,07	0,032
<b>Bloque de Atacama</b>	2,74 - 3,09	0,49 - 0,55	0,015
<b>Zona de Fusión Parcial del Altiplano-Puna</b>	2,81 - 2,84	0,85	0,024
<b>Manto litosférico</b>	3,34	0,15	0,005
<b>Astenosfera</b>	3,37	0,3	0,01
<b>Cuña astenosférica</b>	3,25	0,58	0,019

para cada unidad morfotectónica, generándose distintos gradientes de temperatura para cada una de ellas. Se calcularon perfiles de densidad vs. profundidad para diferentes lherzolitas y harzburgitas contenidas en la compilación de modas de minerales de rocas de Hacker y Abers

(2004). A partir de dichos cálculos, se asignaron densidades de 3,37 Mg/m<sup>3</sup> y 3,34 Mg/m<sup>3</sup> a la astenósfera y al manto litosférico continentales respectivamente (Fig. 3, Cuadro 1). Se estimó una profundidad aproximada de 140 km para el límite litósfera - astenósfera continental de-





**Figura 4:** Mapa que presenta las diferencias entre las anomalías medidas y modeladas. Puede observarse que solamente menos de ~20% del área estudiada presenta diferencias mayores que  $30 \times 10^{-05} m/s^2$ . Líneas negras punteadas: límites internacionales; línea negra continua: línea de costa.

bajo de las Sierras Subandinas y el Chaco. La profundidad y geometría de dicho límite hacia el oeste de las Sierras Subandinas son definidos en base a los datos geofísicos adicionales anteriormente mencionados e incorporados al modelo. En cuanto a la densidad de la cuña astenosférica, para el rango promedio de presiones (1,5 - 3 GPa) y temperaturas (600-900°C) esperables, las fases estables serían lherzolitas y harzburgitas cloríticas (Hacker *et al.* 2003). Por lo tanto se calcularon perfiles de densidad vs. profundidad para dichas rocas, según los gradientes de temperaturas correspondientes al Altiplano-Puna, la Cordillera Occidental y la Precordillera. Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, se asignó una densidad de  $3,25 Mg/m^3$  a la cuña astenosférica (Fig. 3, Cuadro 1). La porción más occidental del manto continental superior (debajo de la Cordillera de la Costa, y el O de la Precordillera) contendría importante cantidad de material hidratado y serpentizado, debido a la presencia de agua proveniente de la placa subducida (Wigger *et al.* 1994). De acuerdo a esta in-

terpretación y teniendo en cuenta que el porcentaje de serpentización del arco que puede deducirse a partir de las velocidades sísmicas (Wigger *et al.* 1994, Carlson y Miller 2003) es de cerca del 40% (con aproximadamente 5% de  $H_2O$ ), se calcularon perfiles de densidad según las composiciones modales de Hacker *et al.* (2003) y los gradientes de temperatura correspondientes a la Cordillera de la Costa y la Precordillera. Se obtuvieron valores de densidad para esta parte del manto superior de  $2,92$  y  $2,93 Mg/m^3$  (Fig. 3, Cuadro 1). El software de Hacker y Abers (2004) no puede ser aplicado para el estudio de la corteza continental. Para calcular las densidades de la corteza continental se utilizó el algoritmo de Sobolev y Babeyko (1994, comunicación personal). El mismo permite el cálculo de perfiles de densidades vs. profundidades a partir de gradientes de temperatura y presión y de la composición química (elementos mayoritarios) de las rocas. Se compilieron las composiciones químicas correspondientes a rocas pertenecientes a las distintas unidades morfotectónicas

del área en estudio publicadas por Lucassen *et al.* (1999), Wörner *et al.* (2000) y Lucassen *et al.* (2001) y se calcularon los correspondientes perfiles de densidades. En cuanto a las secciones sedimentarias cretácicas y terciarias aflorantes en el Altiplano-Puna y las Sierras Subandinas, se dispone de perfiles de pozo de densidades. Gangui (1998) obtuvo información de uno de dichos perfiles situado en la Puna Septentrional, calculando una densidad promedio pesada para profundidades de entre 200 y 1.365 m de  $2,49 Mg/m^3$ . Teniendo en cuenta los resultados y datos aquí mencionados, a los cuerpos corticales de nuestro modelo se les asignaron las densidades listadas en el Cuadro 1 y presentadas en la Fig. 3. Es muy importante mencionar que dichas densidades son muy similares a las propuestas para el área estudiada por el modelo cortical global CRUST 2.0 (<http://mahj.ucsd.edu/Gabi/rem.dir/crust/crust2.html>, Bassin *et al.* 2000). Dicho modelo, que tiene una resolución de  $2 \times 2$  grados, fue desarrollado sobre la base de una detallada compilación de resultados de sísmica



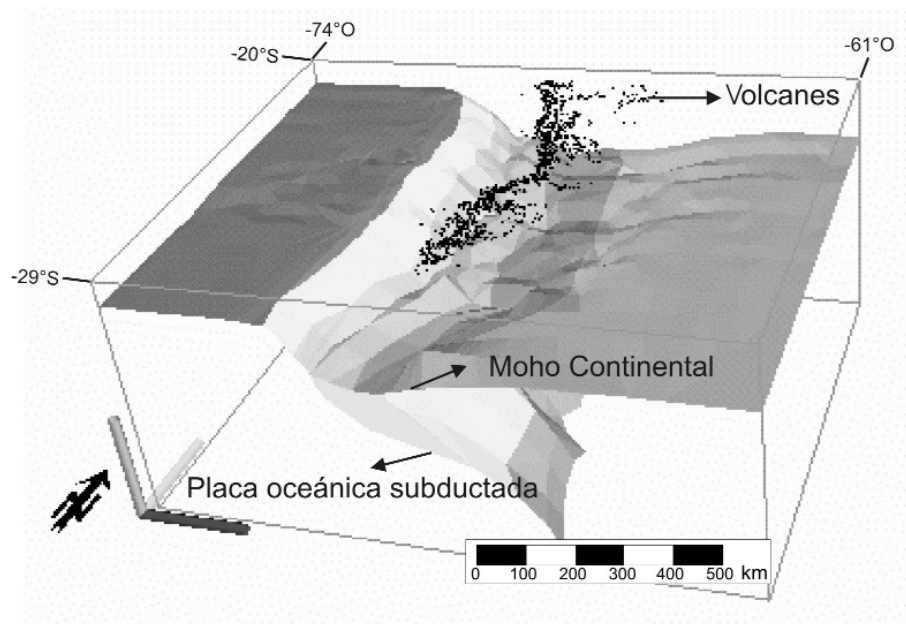
de refracción. Las densidades presentadas en el modelo global fueron estimadas utilizando relaciones empíricas entre  $\rho$  y densidad (Mooney *et al.* 1998), constituyendo datos totalmente independientes que apoyan nuestro cálculo de densidades. Por otra parte, las densidades obtenidas aquí para la corteza inferior (Cuadro 1) también coinciden con las estimadas por Lucassen *et al.* (2001). Dichos autores calcularon un valor de  $2,95 \text{ Mg/m}^3$ , considerando una composición predominantemente félsica para toda la corteza. También estimaron que la densidad de la corteza media-inferior debajo de la Cordillera de la Costa sería notablemente mayor a  $3,0 \text{ Mg/m}^3$ .

### Precisión y sensibilidad

Con la finalidad de reducir la incertidumbre y ambigüedad inherentes al método gravimétrico, se decidió no variar ciertos aspectos de la estructura de densidades durante el modelado directo. Así, una vez que se definieron las densidades de cada uno de los cuerpos modelados a partir de los cálculos descritos anteriormente, las mismas fueron consideradas fijas y no fueron cambiadas para lograr un mejor ajuste de las anomalías medidas y calculadas. Del mismo modo, aquellas interfases para las que se contaba con datos adicionales que permitieran definir su geometría, no fueron modificadas. Sólo se variaron aquellas interfases cuya geometría no se encontraba acotada por otros datos.

La estructura de densidades 3D obtenida luego del modelado directo, reproduce muy bien el campo gravimétrico medido. El mapa de la figura 4 muestra las diferencias entre las anomalías medidas y modeladas. Puede observarse que solamente menos de  $\sim 20\%$  del área estudiada presenta diferencias mayores que  $30 \times 10^{-05} \text{ m/s}^2$ . Las diferencias se concentran mayoritariamente alrededor de los  $0 \times 10^{-05} \text{ m/s}^2$ , con una desviación estándar de  $16,47 \times 10^{-05} \text{ m/s}^2$ . El coeficiente de correlación entre las anomalías modeladas y medidas es de 1.

El programa de modelado IGMAS permite evaluar la sensibilidad del modelo a



**Figura 5:** Geometrías en 3D del Moho continental y del tope de la placa subducida modelados. Puntos negros: volcanes.

cambios en las densidades asignadas a cada uno de los cuerpos que lo constituyen. El Cuadro 1 muestra el porcentaje de variación de la densidad de cada uno de dichos cuerpos que produciría una modificación en la anomalía de Bouguer calculada de  $\pm 20 \times 10^{-05} \text{ m/s}^2$ . Las variaciones de densidad tolerables aumentan con la profundidad y disminuyen con el aumento de la masa de los cuerpos. Puede observarse que las variaciones tolerables van de 0,15 a 5,22 % (Cuadro 1), con un valor promedio de 1,5 %. Las incertidumbres y los errores de las composiciones químicas y mineralógicas, de los gradientes de presión y temperatura, de las velocidades sísmicas y de los algoritmos utilizados para el cálculo de las densidades son mucho mayores que las variaciones de densidad tolerables de nuestro modelo.

## RESULTADOS

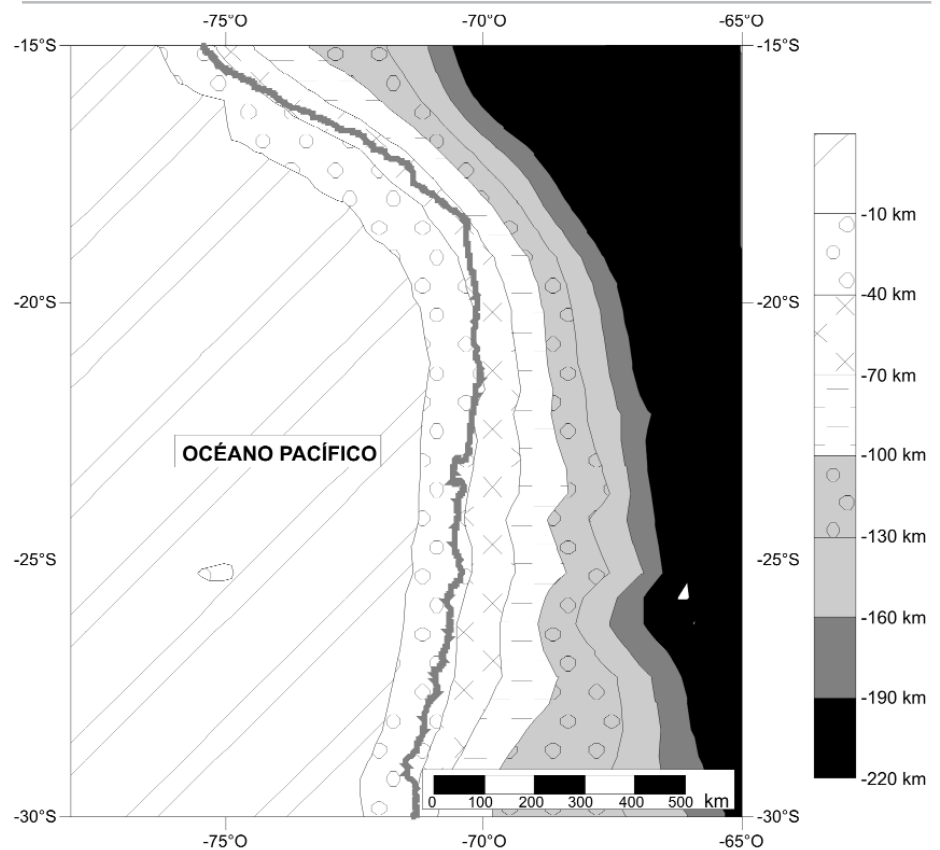
En la figura 5 pueden observarse las geometrías en 3D del Moho continental y del tope de la placa subducida, obtenidas a partir del modelado gravimétrico acotado por abundantes datos geofísicos. A partir de dicha geometría fue generado un mapa isocórico del techo de la placa subdu-

cida bajo el margen continental (Fig. 6). La geometría presentada en dicho mapa es similar a las geometrías propuestas previamente por otros autores, pero resulta más detallada ya que la base de datos sísmicos compilada para este modelo incluye nueva información de mejor calidad y la metodología utilizada en este trabajo permite definir la geometría en zonas donde se dispone de muy pocos o ningún dato adicional.

La figura 7 muestra un mapa isocórico del límite litósfera-astenosfera continental. También se muestran los valores de densidad de flujo térmico superficial (Henry y Pollack 1988, Hamza y Muñoz 1996, Springer y Förster 1998), la ubicación de los volcanes activos y la extensión aproximada del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP). Éste está caracterizado por erupciones ignimbríticas de proporciones gigantescas que cubren  $\sim 50.000 \text{ km}^2$  (Beck y Zandt 2002). Puede observarse que existe una notable coincidencia espacial entre la extensión de la cubierta ignimbrítica, la ocurrencia de valores de densidad de flujo térmico superficial mayores a  $100 \text{ mW/m}^2$  en la Puna y un ensanchamiento de la región donde el techo de la astenosfera se encuentra a profundidades de entre 60 y 80 km. Dicha re-

gión también coincide aproximadamente con la zona de baja velocidad sísmica identificada en la corteza media e interpretada como una zona de fusión parcial debajo del Altiplano-Puna (Zandt *et al.* 2003). Por otra parte, la ubicación de los volcanes modernos sigue aproximadamente la línea de contorno de 60 km de profundidad. Al sur de  $\sim 27^\circ\text{S}$  no se registra volcanismo activo, en correlación con la notable profundización del límite litósfera-asténosfera continental (Fig. 7) y la horizontalización de la placa subducida (Fig. 6). Además, se observa claramente la existencia de asténosfera mucho más profunda debajo del Altiplano que debajo de la Puna. Whitman *et al.* (1996) sugirieron que la transición entre el Altiplano (con una altura media de  $\sim 4$  km) y la Puna (con una altura media de  $\sim 5$  km) podría estar asociada con un rápido adelgazamiento de la litósfera continental hacia el sur, en coincidencia con nuestros resultados.

La figura 8 presenta un mapa isocórico del Moho continental modelado. Puede verse que los Andes Centrales poseen una gruesa raíz cortical, que copia la topografía. El Moho modelado debajo de la cuenca del Salar de Atacama es más profundo que lo esperado, considerando la baja elevación de la cuenca (Fig. 8). Esta situación fue notada también por otros autores a partir de estudios sísmicos (Wigger *et al.* 1994, Schurr y Rietbrock 2004). Los espesores corticales modelados alcanzan valores máximos de 77 km debajo del Altiplano y de la Puna Septentrional (al norte de  $24^\circ\text{S}$ ), y de 66 km debajo de la Puna Austral (al sur de  $24^\circ\text{S}$ ) (Fig. 8). El espesor cortical medio debajo de la Puna Austral es alrededor de 10 km menor que debajo del Altiplano (al norte de  $22^\circ\text{S}$ ) y la Puna Septentrional ( $22^\circ$ - $24^\circ\text{S}$ ) (Fig. 8). Sin embargo, la Puna Austral posee una elevación similar a la de la Puna Septentrional, y es más elevada que el Altiplano (al norte de  $22^\circ\text{S}$ ). Yuan *et al.* (2002) propusieron que la Puna podría estar compensada por una anomalía térmica, relacionada con la presencia de asténosfera somera. Las geometrías obteni-

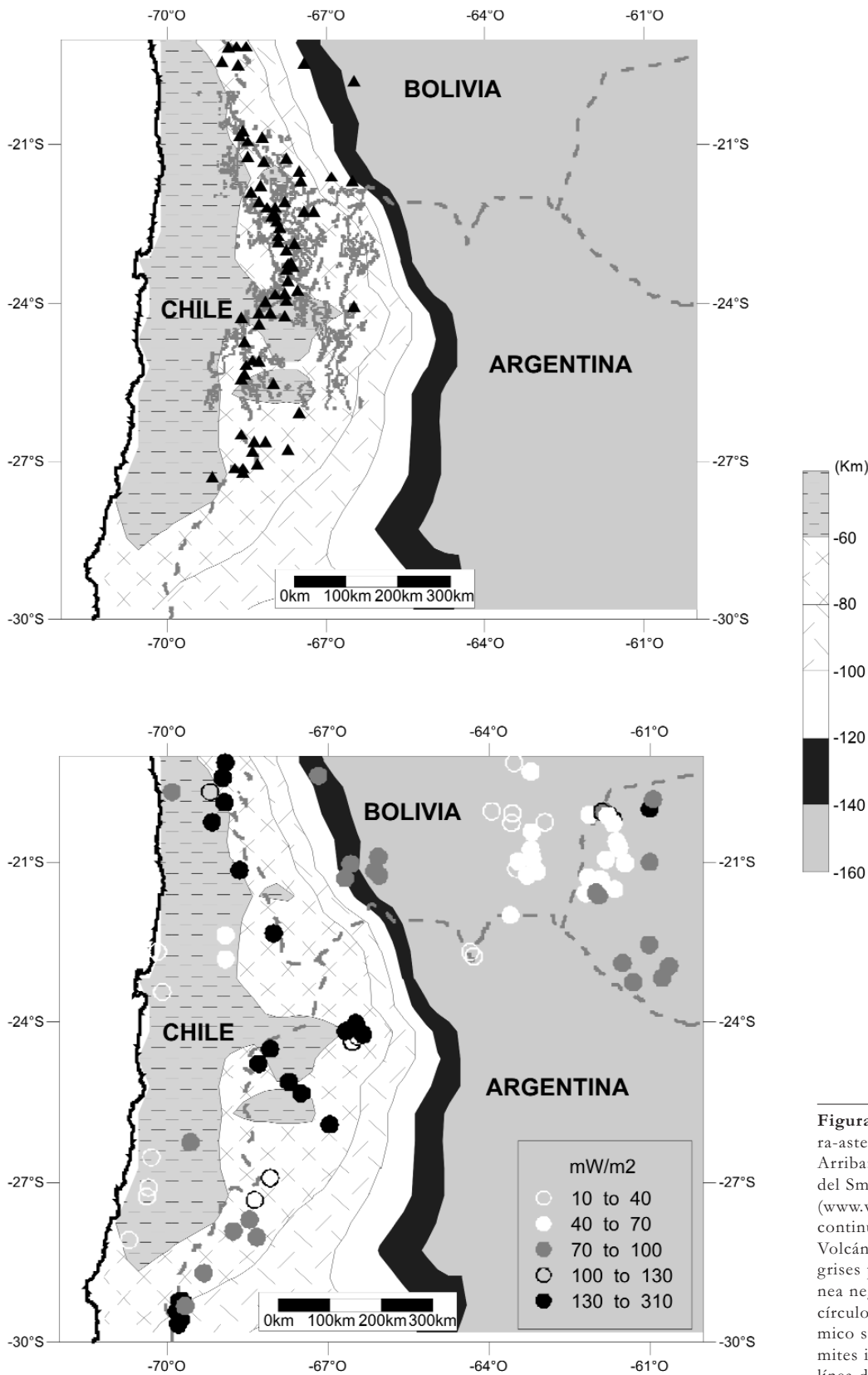


**Figura 6:** Mapa isocórico del techo de la placa subducida modelado. Línea gris continua: línea de costa.

das en nuestro modelo para el Moho continental y el techo de la asténosfera (Figs. 7 y 8) apoyarían dicha hipótesis. Teniendo en cuenta estos resultados, se preparó un mapa isopáquico de la corteza inferior modelada (densidad:  $3,0 - 3,04 \text{ Mg/m}^3$ ) (Fig. 9). En dicho mapa puede apreciarse que mientras el espesor de la corteza inferior alcanza hasta 38 km debajo del Altiplano (al norte de  $22^\circ\text{S}$ ) (con valores medios de  $\sim 30$  km), disminuye hacia el sur, alcanzando valores menores de  $\sim 25$  km en la Puna Septentrional ( $22^\circ - 24^\circ\text{S}$ ) y de  $\sim 20$  km en la Puna Austral (sur de  $24^\circ\text{S}$ ). Yuan *et al.* (2002) propusieron la existencia de corteza inferior máfica (densidad  $\sim 3,2 \text{ Mg/m}^3$ ) debajo del Altiplano y su ausencia debajo de la Puna Austral. La presencia de corteza inferior más delgada debajo de la Puna Austral, apoya la ocurrencia de delaminación propuesta por otros autores (Kay y Kay 1993, Kay *et al.* 1994, Allmendinger *et al.* 1997) y la existencia de asténosfera so-

mera. Es importante resaltar que si bien parte de las geometrías del límite litósfera-asténosfera continental y del Moho continental modelados se encuentran definidos por datos adicionales, la mayoría de dichos datos se localizan entre los  $19^\circ$  y los  $24^\circ\text{S}$ ; prácticamente no existen datos para la Puna Austral (sur de  $24^\circ\text{S}$ ) (véase Modelado 3D - Geometría). Asimismo, no existen datos adicionales que permitan definir el espesor de la corteza inferior, siendo dicho espesor un resultado que surge únicamente del modelado gravimétrico llevado a cabo en este trabajo.

Por otra parte, se estimó el porcentaje de fusión parcial que podría ocurrir en la zona de baja velocidad de los Andes, siguiendo a Schilling y Partzsch (2001). Para ello, se utilizaron las densidades asignadas en nuestro modelo a la corteza media y a la zona de fusión parcial del Altiplano-Puna (Cuadro 1). Si se considera una densidad de  $2,43 \text{ Mg/m}^3$  para el fun-

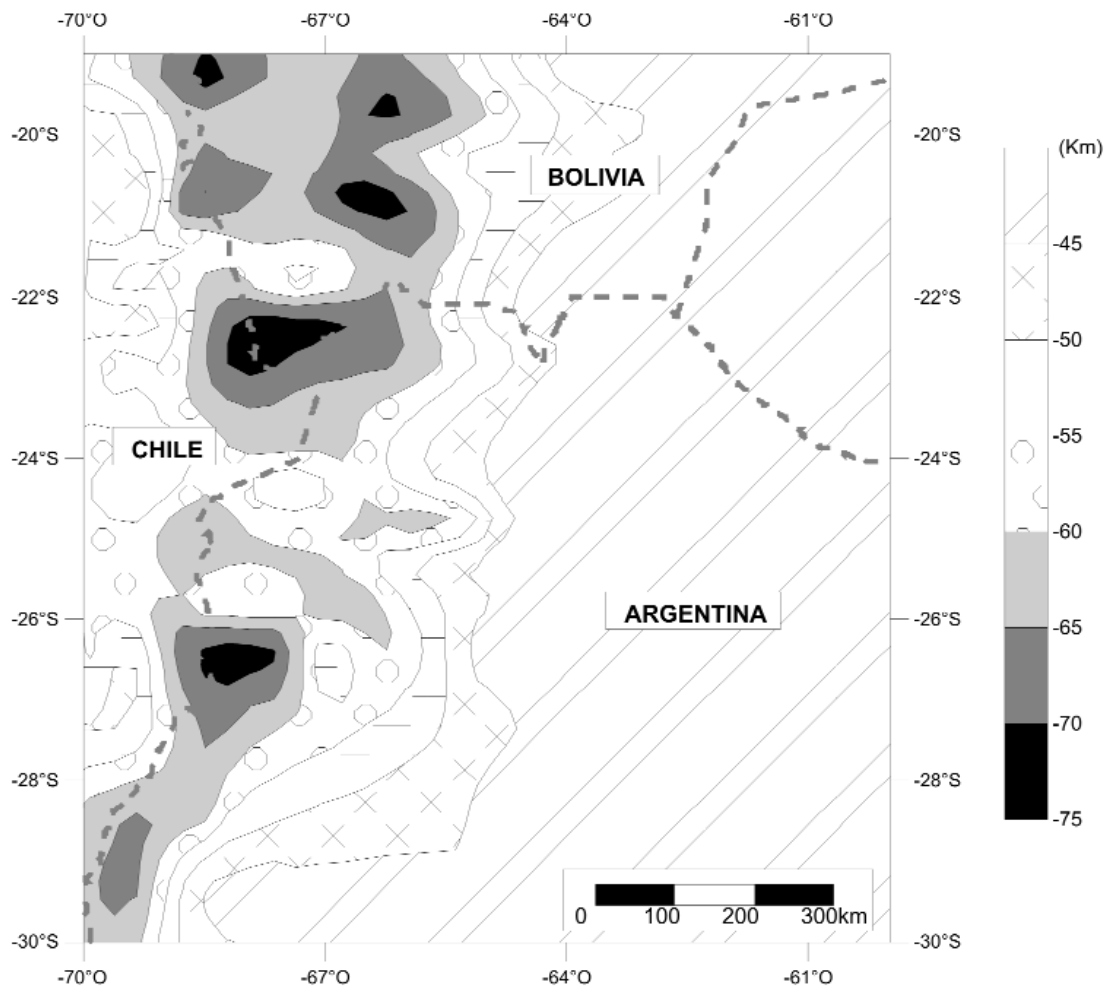


**Figura 7:** Mapa isocórico del límite litósfera-astenosfera continental modelado. Arriba: triángulos negros: volcanes activos del Smithsonian Institute ([www.volcano.si.edu/gvp/world](http://www.volcano.si.edu/gvp/world)); línea gris continua: extensión areal del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP); líneas grises punteadas: límites internacionales; línea negra continua: línea de costa. Abajo: círculos: valores de densidad de flujo térmico superficial; líneas grises punteadas: límites internacionales; línea negra continua: línea de costa.

didado, se obtiene un porcentaje de fusión de parcial de 9%. Babeyko *et al.* (2002)

utilizaron dicha densidad para el fundido al desarrollar un modelo termo-mecánico

en 2D para investigar posibles mecanismos de generación de magmas en gran



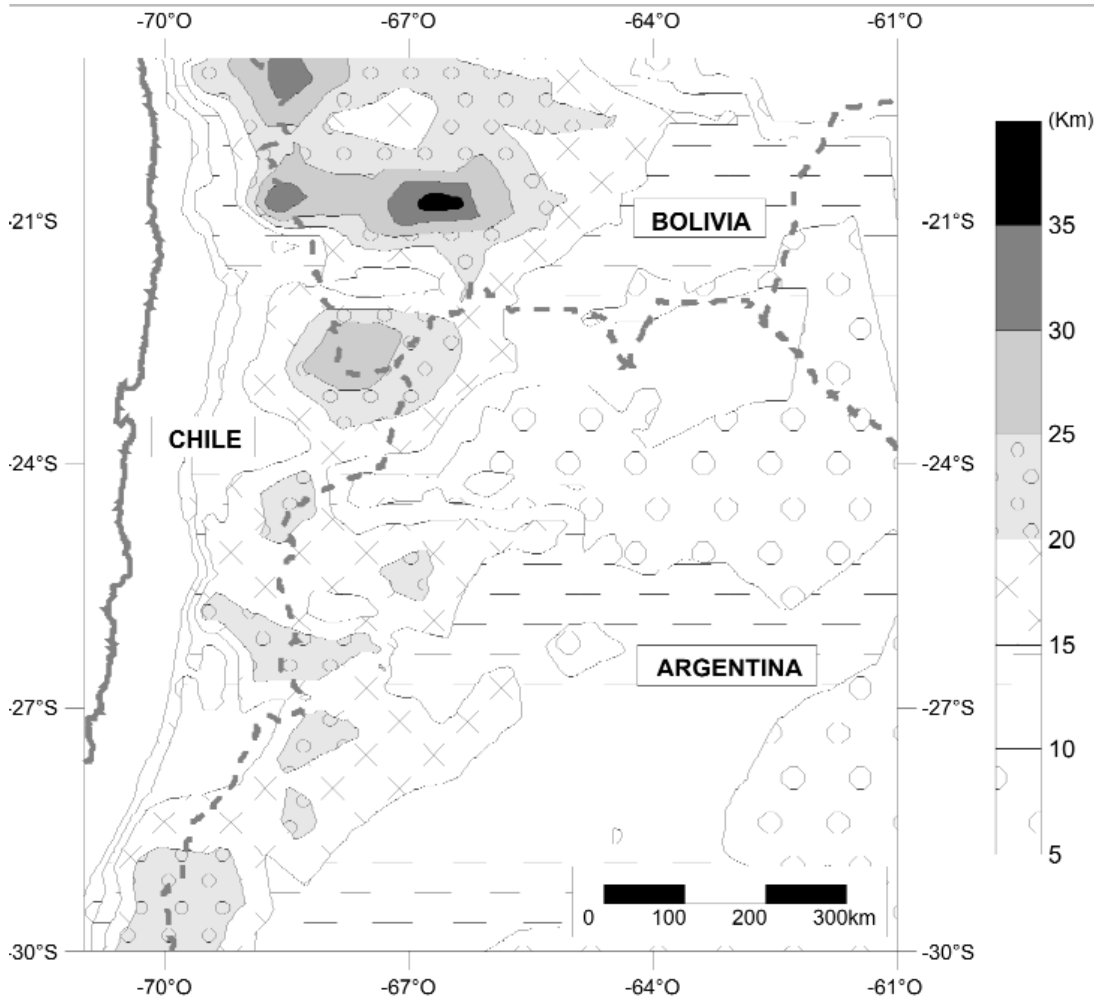
**Figura 8:** Mapa isocórico del Moho continental modelado. Líneas grises punteadas: límites internacionales.

escala en la región del Altiplano-Puna. Nuestra estimación de 9% es coincidente con los valores de fusión parcial modelados por Babeyko *et al.* (2002), los cuales son de 5 - 12% entre ~15 y 35 km de profundidad. Otros autores también han sugerido porcentajes de fusión parcial: Schmitz *et al.* (1997): 15-20%, Schilling *et al.* (1997): 14-27%, Schilling y Partzsch (2001): 20%, Beck y Zandt (2002): 5-10%. La estructura cortical de los Andes Centrales también fue estudiada a través del cálculo de la anomalía gravimétrica residual. La Figura 10 presenta el campo gravitatorio residual obtenido mediante la sustracción de la anomalía de Bouguer del efecto gravimétrico de la placa subducida modelada (asumiendo un contraste de densidad de  $0,03 \text{ Mg/m}^3$ ) y del efecto gravimétrico del Moho modelado (asumiendo un contraste de densidad de  $-0,5 \text{ Mg/m}^3$ ). Se observan anomalías residua-

les positivas muy conspicuas en el antearco, la cuenca del Salar de Atacama, y el Altiplano y la Cordillera Oriental bolivianas. Mientras que se registran anomalías negativas muy llamativas en el arco magmático actual (Cordillera Occidental) y la Puna Austral (sur de  $24^\circ\text{S}$ ). Con respecto a la cuenca del Salar de Atacama, la diferencia observada sería causada por el bloque de Atacama. Dicho bloque es rígido y frío (con altos valores de  $Qp$  y  $vp$ ) (Schurr y Rietbrock 2004) y posee un contraste de densidad positivo. En el caso del antearco, la anomalía residual positiva estaría relacionada con la presencia de batolitos jurásicos que intruyen a la Fm La Negra (Götze y Kirchner 1997), y con una zona de altas densidades ( $> 3,0 \text{ Mg/m}^3$ ) y velocidades (7,2 - 7,4 km/s) ubicada a 20-25 km de profundidad (Fig. 3) (interpretada como correspondiente a la corteza inferior del arco magmático ju-

rásico) (Wigger *et al.* 1994, Schmitz *et al.* 1999). Por otro lado, la existencia de corteza inferior máfica más gruesa debajo del Altiplano y de la Cordillera Oriental Boliviana (Yuan *et al.*, 2002) sería responsable de los residuales positivos detectados (Figuras 9 y 10), mientras que las anomalías negativas observadas en la Puna Austral apoyarían la existencia de corteza inferior máfica notablemente más delgada o ausente (Yuan *et al.* 2002) debido a la ocurrencia de delaminación (Kay y Kay 1993, Kay *et al.* 1994, Allmendinger *et al.* 1997). Los valores negativos observados a lo largo del arco magmático actual apuntarían a la presencia de fusión parcial y rocas volcánicas de baja densidad. La existencia de fusión parcial en los Andes Centrales ha sido corroborada por diferentes métodos (Schilling y Partzsch 2001, Schilling *et al.* 1997).





**Figura 9:** Mapa isopáquico de la corteza continental inferior modelada. Líneas grises punteadas: límites internacionales; línea gris continua: línea de costa.

## CONCLUSIONES

El modelo de densidades 3D presentado en este estudio integra una gran cantidad de datos geológicos, geofísicos, petrológicos y geoquímicos. Por lo tanto, las geometrías resultantes (Moho continental, espesor de la corteza inferior, techo de la astenósfera, techo de la placa subducida) contienen nueva información y mayor grado de detalle que las presentadas en estudios previos (e.g. Yuan *et al.* 2002, Tassara *et al.* 2006). Es importante resaltar que si bien parte de las geometrías del límite litósfera-astenósfera continental y Moho continental modelados se encuentran definidos por datos adicionales, la mayoría de dichos datos se localizan entre los 19° y los 24°S; prácticamente no existen datos para la Puna Austral (sur de 24°S). Asimismo, no existen datos adicio-

nales que permitan definir el espesor de la corteza inferior, siendo dicho espesor un resultado que surge únicamente del modelado gravimétrico llevado a cabo en este trabajo.

A través del análisis y la interpretación de nuestro modelo se arribó a las siguientes observaciones y conclusiones:

a) Se observa una notable coincidencia espacial entre el Complejo Volcánico Altiplano-Puna y la existencia de litósfera delgada. Dicha región también coincide con la extensión aproximada del cuerpo magmático Altiplano- Puna y con la ocurrencia de valores muy elevados de densidad de flujo térmico superficial.

b) No se registra volcanismo activo al sur de ~ 27°S, en correlación con una notoria profundización del límite litósfera-astenósfera continental.

c) El espesor cortical modelado alcanza

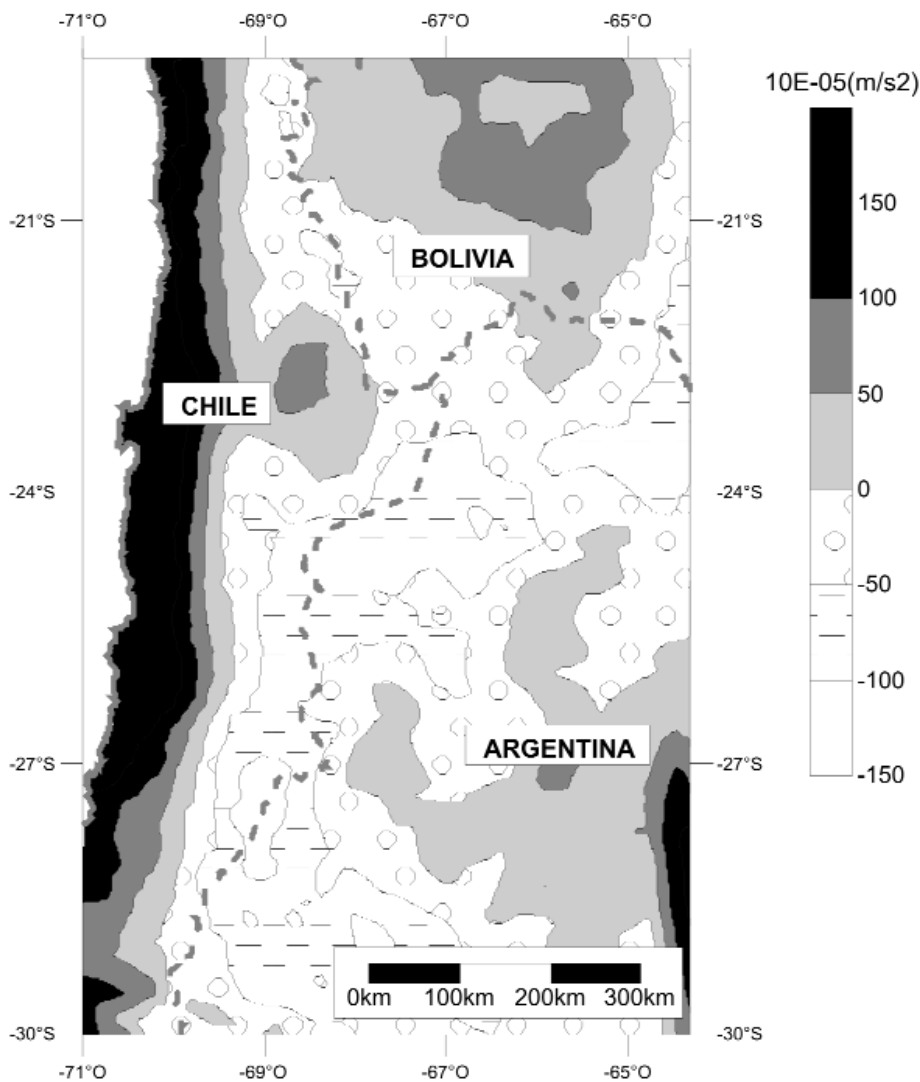
valores máximos de 77 km debajo del Altiplano y de la Puna Septentrional, y de 66 km debajo de la Puna Austral.

d) Se estimó la ocurrencia de ~ 9% de fusión parcial en la zona de baja velocidad de los Andes.

e) El espesor de la corteza inferior disminuye de norte a sur, siendo ~30 km debajo del Altiplano, ~25 km debajo de la Puna Septentrional y ~20 km debajo de la Puna Austral.

f) Las anomalías residuales positivas observadas en la cuenca del Salar de Atacama coinciden con la presencia del bloque denso, rígido y frío de Atacama.

g) La presencia de anomalías residuales negativas, la existencia de corteza más delgada, astenósfera más somera y topografía más elevada en la Puna Austral que en el Altiplano, apoyan la ocurrencia de delaminación de corteza inferior.



**Figura 10:** Mapa de la anomalía de Bouguer residual obtenido mediante la sustracción de la anomalía de Bouguer del efecto gravimétrico de la placa subducida modelada (asumiendo un contraste de densidad de  $0,03 \text{ Mg/m}^3$ ) y del efecto gravimétrico del Moho modelado (asumiendo un contraste de densidad de  $-0,5 \text{ Mg/m}^3$ ). Líneas grises punteadas: límites internacionales; línea gris continua: línea de costa.

## AGRADECIMIENTOS

Claudia B. Prezzi agradece a la Fundación Alexander von Humboldt por el otorgamiento de una beca, durante la cual este trabajo fue llevado a cabo. Esta publicación fue financiada por el proyecto UBACyT X479. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de la Dra. Cristina Pomposiello y del Dr. Andrés Folguera que contribuyeron a mejorar este trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. e Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 25: 139-174.

Allmendinger, R. y Zapata, T. 2000. The footwall ramp of the Subandean decollement, northernmost Argentina, from extended correlation of seismic reflection data. *Tectonophysics* 321: 37-55.

ANCORP-Working-Group 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Conti-

mental Research Project 1996 (ANCORP'96). *Journal of Geophysical Research* 108, doi: 10.1029/2002JB001771.

- Andersen, O. y Knudsen, P. 1998. Global Marine Gravity Field from the ERS-1 and GEOSAT Geodetic Mission Altimetry. *Journal of Geophysical Research* 103: 8129-8137.
- Babeyko, A., Sobolev, S., Trumbull, R., Oncken, O. y Lavier, L. 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano- Puna plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 199: 373-388.
- Bassin, C., Laske, G. y Masters, T. 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Transactions AGU* 81: F897.
- Baumont, D., Paul, A., Zandt, G. y Beck, S. 2001. Lateral variations of the Moho geometry beneath the central Andes based on Pn travel time inversion and comparison with the receiver functions. *Geophysical Research Letters* 28: 1663-1666.
- Beck, S. y Zandt, G. 2002. The nature of orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research* 107 doi:10.1029/2000JB00124.
- Belmonte, A. 2002. Krustale Seismizität, Struktur und Rheologie der Oberplatte zwischen der Präkordillere und dem magmatischen Bogen in Nordchile ( $22^\circ$ - $24^\circ$ S), Ph. D. Thesis, Freie Universität Berlin, inédita?, 121 p., Berlin.
- Bock, G., Schurr, B. y Asch, G. 2000. High-resolution image of the oceanic Moho in the subducting Nazca plate from P - S converted waves. *Geophysical Research Letters* 27: 3929-3932.
- Booker, J., Favetto, A. y Pomposiello, M. 2004. Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature* 429: 399-403.
- Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W. y Haak, V. 2002. The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research* 107: doi: 10.1029/2001JB000391.
- Breunig, M., Cremers, A., Götze, H.-J., Seidemann, R., Schmidt, S., Shumilov, S. y Siehl, A. 2000. Geologic mapping based on 3D models using an interoperable GIS. *GIS J. Spatial Inf. Decision Making* 13: 12-18.
- Carlson, R. y Miller, D. 2003. Mantle wedge water contents estimated from seismic velocities in

- partially serpentized peridotites. *Geophysical Research Letters* 30: doi: 10.1029/2002GL016600.
- Chmielowski, J., Zandt, G. y Haberland, C. 1999. The central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters* 26: 783-786.
- Christensen, N. y Mooney, W. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research* 100: 9761- 9788.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Review* 18: 303-332.
- Cristallini, E., Cominquez, A. y Ramos, V. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: Tectonic inversion in north-western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 403-421.
- de Silva, S. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17: 1102-1106.
- Echternacht, F., Tauber, S., Eisel, M., Brasse, H., Schwarz, G. y Haak, V. 1997. Electromagnetic study of the active continental margin in northern Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 102: 69- 87.
- Engdahl, R., van der Hilst, R. y Buland, R. 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88: 722- 743.
- Fromm, R., Zandt, G. y Beck, S. 2004. Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities. *Geophysical Research Letters* 31 doi:10.1029/2003GL019231.
- Gangui, A., 1998. A combined structural interpretation based on seismic data and 3-D gravity modelling in the Northern Puna/Eastern Cordillera Oriental, Argentina, Ph. D. Thesis, Freie Universität Berlin, Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe B, Band 27, 176 p., Berlin.
- Giambiagi, L. y Ramos, V. 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 99-114.
- Götze, H.-J., 1984. Über den Einsatz interaktiver Computergraphik im Rahmen 3-dimensionaler Interpretationstechniken in Gravimetrie und Magnetik, Habilitation Schrift, Technische Universität Clausthal, 236 p., Clausthal.
- Götze, H.-J., Lahmeyer, B., Schmidt, S., Strunk, S. y Araneda, M. 1990. Central Andes Gravity Data Base. *Eos* 71: 401-407.
- Götze, H.-J. y Kirchner, A. 1997. Interpretation of Gravity and Geoid in the Central Andes between 20° and 29°S. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 179-188.
- Graeber, F. y Asch, G. 1999. Three-dimensional models of P wave velocity and P-to-S velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data. *Journal of Geophysical Research* 104: 20237-20256.
- Hacker, B., Abers, G. y Peacock, S. 2003. Subduction Factory 1: Theoretical mineralogy, density, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O content. *Journal of Geophysical Research* 108: doi:10.1029/2001JB001127.
- Hacker, B. y Abers, G. 2004. Subduction Factory 3: An Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O contents of minerals and rocks at pressure and temperature. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5: Q01005, doi:10.1029/2003GC000614.
- Hamza, V. y Muñoz, M. 1996. Heat flow map of South America. *Geothermics* 25: 599-646.
- Heit, B., 2005. Teleseismic tomographic images of the Central Andes at 21°S and 25.5°S: an inside look at the Altiplano and Puna plateaus, Ph. D. Thesis, Freie Universität Berlin, (inédita), 139 p., Berlin.
- Henry, S. y Pollack, H. 1988. Terrestrial Heat Flow above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru. *Journal of Geophysical Research* 93: 15153-15162.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Jordan, T. y Gardeweg, M. 1989. Tectonic Evolution of the late Cainozoic Central Andes. En Ben-Avraham, Z. (ed.) *The Evolution of the Pacific Ocean Margin*, Oxford University Press, 193-207, Oxford.
- Kay, R. y Kay, S. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219: 177-189.
- Kay, S., Coira, B. y Viramonte, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentina Puna plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99: 24,323-324,339.
- Kley, J., Monaldi, C. y Salfity, J. 1999. Along strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301: 75 - 94.
- Kley, J. y Monaldi, C. 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, north-western Argentina. *Tectonics* 21: doi:10.1029/2002TC902003.
- Lamb, S. 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *Journal of Geophysical Research* 105: 2627-2653.
- Lessel, K. 1997. Die Krustenstruktur der zentralen Anden in Nordchile (21 - 24°S), abgeleitet aus 3D-Modellierungen refraktionsseismischer Daten, Ph.D. thesis, Freie Universität Berlin, Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe B, Geophysik, 31, 185 p., Berlin.
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J. y Mezger, K. 1999. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 325-341.
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kase-mann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.-G., Romer, R. y Dulski, P. 2001. Composition and density model of the continental crust in an active continental margin-the Central Andes between 18° and 27°S. *Tectonophysics* 341: 195-223.
- Lucassen, F., Escayola, M., Romer, R., Viramonte, J., Koch, K. y Franz, G. 2002. Isotopic composition of Late Mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes (23-32°S) - implications for the Andean mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 336-349.
- McQuarrie, N. y DeCelles, P. 2001. Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia. *Tectonics* 20: 669-692.
- Mingramm, A. y Ruso, A. 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En Leanza, A.F. (ed.)

- Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 185-211, Córdoba.
- Mooney, W., Laske, G. y Masters, T. 1998. Crust 5.1: a global model at 5 degrees x 5 degrees. *Journal of Geophysical Research* 103: 727-747.
- Müller, J., Kley, J. y Jacobshagen, V. 2002. Structure and Cainozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S). *Tectonics* 21: doi:10.1029/2001TC001340.
- Müller, R., Roest, W., Royer, J., Gahagan, L. y Sclater, J. 1997. Digital Isochrons of the World's Ocean Floor. *Journal of Geophysical Research* 102B: 3211-3214.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A. y Giese, P. 1999. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal of Geophysical Research* 104: 7293-7317.
- Ramos, V., Cristallini, E. y Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Rudnick, R. y Fountain, D. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267-309.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. y Reutter, K. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. En Reutter, K., Scheuber, E., Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the southern central Andes*, Springer, 7-22, Berlin, Heidelberg, New York.
- Schilling, F., Partzsch, G., Brasse, H. y Schwarz, G. 1997. Partial melting below the magmatic arc in the Central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 103: 17-32.
- Schilling, F. y Partzsch, G. 2001. Quantifying partial melt fraction in the crust beneath the central Andes and the Tibetan plateau. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26: 239-246.
- Schmidt, S. y Götze, H.-J. 1999. Integration of data constraints and potential field modelling - an example from southern Lower Saxony, Germany. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 24: 191-196.
- Schmitz, M. y Kley, J. 1997. The geometry of the Central Andean back arc crust: joint interpretation of cross-section balancing and seismic refraction data. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 99-110.
- Schmitz, M., Heinsohn, W. y Schilling, F. 1997. Seismic, gravity and petrological indications for partial melting beneath the thickened central Andean crust 21°-23°S. *Tectonophysics* 270: 313-326.
- Schmitz, M., Lessel, K., Giese, P., Wigger, P., Arana, M., Bribach, J., Graeber, F., Grunewald, S., Haberland, C., Lüth, S., Röwer, P., Ryberg, T. y Schulze, A. 1999. The crustal structure beneath the Central Andean fore arc and magmatic arc as derived from seismic studies - the PISCO 94 experiment in northern Chile (21°-23°S). *Journal of South American Earth Sciences* 12: 237-260.
- Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R. y Haberland, C. 2003. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters* 215: 105-119.
- Schurr, B. y Rietbrock, A. 2004. Deep seismic structure of the Atacama basin, northern Chile. *Geophysical Research Letters* 31: doi: 10.1029/2004GL019796.
- Schwarz, G. y Krüger, D. 1997. Resistivity cross section through the southern central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings. *Journal of Geophysical Research* 102: 11.957- 911.978.
- Sobolev, S. y Babeyko, A. 1994. Modelling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks. *Surveys in Geophysics* 15: 515-544.
- Springer, M. y Förster, A. 1998. Heat-flow density across the central Andean subduction zone. *Tectonophysics* 291: 123-139.
- Springer, M. 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics* 306: 377-395.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31: 161-206.
- Stern, R. 2002. Subduction Zones. *Reviews of Geophysics* 40: doi:10.1029/2001RG000108.
- Tassara, A. 2006. Factors controlling the crustal density structure underneath active continental margins with implications for their evolution. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7: doi: 10.1029/2005GC001040.
- 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: doi: 10.1029/2005JB003976.
- Turcotte, D. y Schubert, G. 2002. *Geodynamics* Cambridge University Press, New York.
- Wigger, P., Schmitz, M., Arana, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Geise, P., Heinsohn, W.-D., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P. y Viramonte, J. 1994. Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigation. En Reutter, K., Scheuber, E. y Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the southern central Andes*, Springer, 23-48, Berlin, Heidelberg y New York.
- Withman, D., Isacks, B. y Kay, S. 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics* 259: 29-40.
- Wörner, G., Lezaun, J., Beck, A., Heber, V., Lucassen, F., Zinngrebe, E., Rösling, R. y Wilke, H.-G. 2000. Geochronology, metamorphic petrology and geochemistry of basement rocks from Belén (N. Chile) and C. Uyarani (W. Bolivian Altiplano): implications for the evolution of Andean basement. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 717-737.
- Yoon, M., Buske, S., Lüth, S., Schulze, A., Shapiro, S., Stiller, M. y Wigger, P. 2003. Along-strike variations of crustal reflectivity related to the Andean subduction process. *Journal of Geophysical Research* 30: doi:10.1029/2002GL015848.
- Yuan, X., Sobolev, S., Kind, R., Oncken, O. y Andes Working Group 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408: 958-961.
- Yuan, X., Sobolev, S. y Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Sciences Letters* 199: 389-402.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D. y Yuan, X. 2003. Seismic Detection and Characterization of the Altiplano-Puna Magma Body, Central Andes. *Pure and Applied Geophysics* 160: 789-807.

Recibido: 21 de abril, 2009

Aceptado: 10 de septiembre, 2009