

# Las estructuras litosféricas de los Andes Centrales australes basadas en interpretaciones geofísicas: una revisión

**Hans-J. Götze**

**Michael Schmitz**

**Peter Giese**

Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik, Fachrichtung Geophysik, Freie Universität Berlin,  
Malleserstrasse 74-100, D-12249 Berlin, Alemania

**Sabine Schmidt**

**Peter Wigger**

**Gerhard Schwarz**

Institut für Geophysik und Geologie, Universität Leipzig, Talstrasse 35, D-04103 Leipzig, Alemania

**Manuel Araneda**

Universidad de Chile, Casilla 2777, Santiago, Chile

**Guillermo Chong**

Universidad Católica del Norte, Casilla 1230, Antofagasta, Chile

**José Viramonte**

Universidad Nacional de Salta, Conicet, Buenos Aires 177 (4400) Salta, Argentina

## RESUMEN

Se presentan los resultados de investigaciones sísmicas, magnetotéluricas y gravimétricas en los Andes centrales australes (20-26°S) durante la década de los 80. Los datos estructurales permiten deducir una fuerte asimetría en la litósfera del orógeno andino. El engrosamiento cortical en el trasarco es producto de un sobrecorrimiento de la actual Cordillera Oriental sobre el escudo de Brasil. Unidades de alta velocidad sísmica en la corteza superior (20-25 km de profundidad) de la Cordillera Oriental se interpretan como corteza inferior sobrecorrida. El Moho del escudo de Brasil ha sido trazado hasta el borde oriental del Altiplano a una profundidad de 70 km. En la zona del Altiplano y del arco magmático la anomalía de Bouguer (-450 mGal) indica un espesor cortical de ca. 70 km. No se observa un Moho definido en esta zona. Existe una fuerte absorción de las ondas sísmicas con una reducción de las velocidades sísmicas. Debajo del arco magmático las resistividades eléctricas bajan a valores de 0.5-1  $\Omega\text{m}$  a 20 km de profundidad, lo que indica una zona de fusión parcial. La corteza continental en la región del antearco tiene un espesor de 25-35 km sin que se observe un Moho claro. Entre la Placa de Nazca en subducción y la corteza continental, hay una cuña de material de bajas velocidades sísmicas y de bajas densidades, con valores típicamente corticales, que se interpreta como una mezcla de relictos del manto superior hidratado y de material erosionado del margen continental. La reducción de las resistividades eléctricas indica la presencia de fluidos en esta zona.

*Palabras claves:* Estructuras litosféricas, Andes Centrales, Chile, Bolivia, Argentina, Sísmica de refracción, Gravimetría, Magnetotélurica.

### ABSTRACT

**The lithospheric structures of the southern Central Andes based on geophysical interpretations: a review.** The authors present the results of seismic, gravimetric and magnetotelluric investigations in the southern Central Andes (20-26°S) during the 80's. The structural data allow to deduce a strong asymmetry of the lithosphere of the Andean orogen. The crustal thickening in the backarc is the result of an overthrust of the actual Eastern Cordillera over the Brazilian shield. Units of high seismic velocities in the upper crust (20-25 km depth) of the present Eastern Cordillera are interpreted as overthrust lower crust. The Moho of the Brazilian shield can be traced up to the eastern border of the Altiplano at a depth of 70 km. In this region and in the magmatic arc the Bouguer anomaly (-450 mGal) indicates a crustal thickness about 70 km. There are no Moho observations in this region; the seismic waves are strongly attenuated with a reduction of the seismic velocities. Beneath the magmatic arc the electric resistivities decrease to values of 0,5-1  $\Omega$ m at 20 km depth indicating a zone of partial melting. The continental crust of the forearc has a thickness of 25-35 km without indications for a clear Moho. Between the subducting Nazca Plate and the continental crust there is a wedge of material with low seismic velocities and with low densities, typical values for crustal material, which are interpreted as a mixture of hydrated upper mantle relicts and material eroded from the continental margin. The reduced electric resistivities indicate the presence of fluids in this zone.

*Key words: Lithospheric structures, Central Andes, Chile, Bolivia, Argentine, Seismic retraction, Gravity, Magnetotellurics.*

### INTRODUCCION

Los Andes centrales forman parte del sistema de convergencia entre la Placa de Nazca (oceánica) y la Placa Sudamericana (continental). El ancho máximo de más de 700 km de los Andes en esta zona es acompañado por una meseta de ca. 4.000 m. Estas elevaciones se reflejan en un espesor cortical de ca. 70 km debajo del Altiplano (James, 1971a). Las primeras interpretaciones de esta corteza gruesa, como producto de la acreción magmática (James, 1971b) de un sistema de arcos magmáticos migrados hacia el este desde el Jurásico (Coira *et al.*, 1982), se basan en datos sismológicos y gravimétricos. El análisis de la faja plegada y corrida del Subandino (Mingramm *et al.*, 1979; Allmendinger *et al.*, 1983) sugiere la idea de que el acortamiento tectónico es responsable del engrosamiento de la corteza Andina (Isacks, 1988; Roeder, 1988; Sheffels, 1990).

Debido a que el conocimiento de la geología de la zona ha crecido a la par con las actividades

mineras y petroleras, existen escasos datos geofísicos sobre la corteza media e inferior. En 1981, geocientíficos de la Freie Universität Berlin y de la Technische Universität Berlin impulsaron un proyecto de investigación denominado 'Movilidad de los márgenes continentales activos' que, desde el año 1993, es continuado por el Programa de Investigación Especial (SFB 267) 'Procesos de deformación en los Andes' (con la incorporación del GeoForschungsZentrum Potsdam). Los trabajos se llevaron a cabo en estrecha colaboración con científicos de la Universidad de Chile, la Universidad Católica del Norte, las Universidades Nacionales de Salta y La Plata y la Universidad Mayor de San Andrés. El objetivo de estos proyectos ha sido la obtención e interpretación interdisciplinaria de datos geofísicos y geológicos, con el fin de entender los mecanismos responsables de la generación del orógeno andino.

### LAS BASES DE DATOS ACTUALES

En los Andes centrales australes entre los paralelos 20 y 26°S, desde el año 1981 a la fecha, se ha obtenido, en el marco de los mencionados proyectos, una red de datos gravimétricos, sísmicos y mag-

netotéluricos que cubre el orógeno andino en todo su ancho. En el presente trabajo se presentan y discuten exclusivamente los datos e interpretaciones obtenidos en el Proyecto 'Movilidad de los márgenes con-

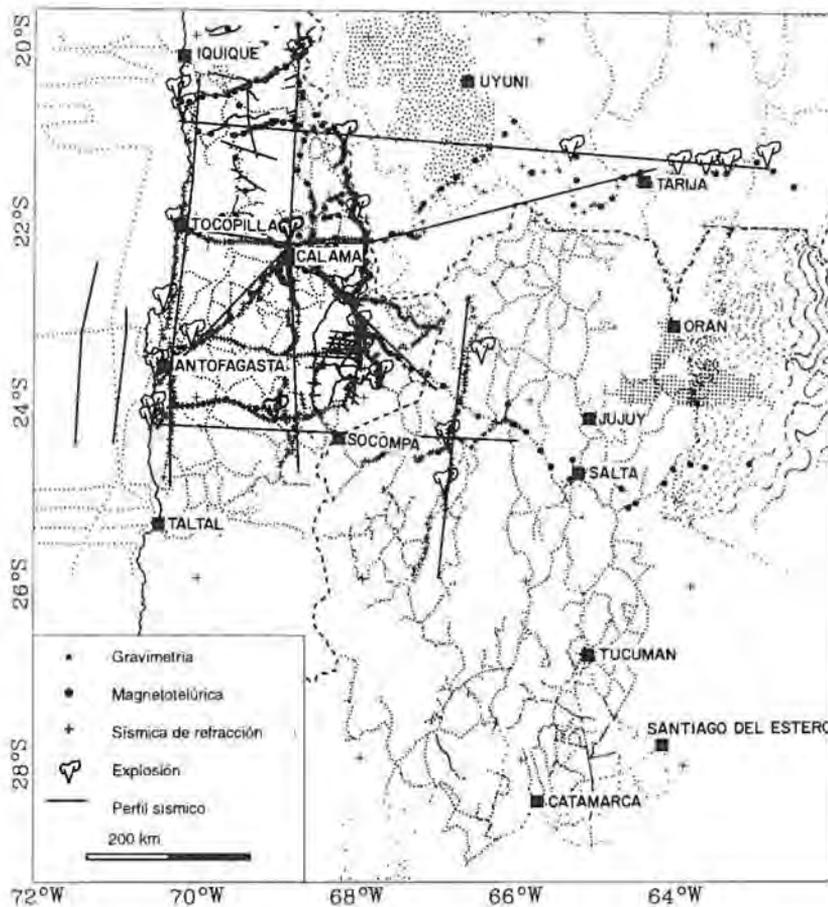


FIG. 1. Distribución de los datos geofísicos en los Andes centrales australes obtenidos en los años 1981-1994.

tinenciales activos', durante el período aproximado 1981-1990. Sin embargo, en la figura 1 se presenta la base geofísica de datos completa disponible hasta hoy. Actualmente, se está trabajando en la interpre-

tación conjunta de los datos obtenidos en diferentes épocas; pero éste no es el objetivo de la presente discusión (Fig. 1).

### SISMICA DE REFRACCION

Los datos sísmicos de refracción presentados aquí, se han obtenido durante cuatro campañas, entre los años 1982 y 1989 (Wigger *et al.*, 1994). Tres perfiles en dirección norte-sur y tres perfiles en dirección este-oeste han permitido cubrir todas las unidades principales del orógeno andino (Fig. 1). Los resultados de las mediciones sísmicas y sismológicas realizadas en la región del antearco y arco en el norte chileno durante la campaña 'PISCO 94' (Asch *et al.*, 1994; Schmitz *et al.*, 1994) se discuten en forma preliminar.

En la zona de la Cordillera de la Costa se ha determinado una estructura bastante anómala, con velocidades sísmicas de ca. 6,0 km/s desde la superficie que llegan a ca. 7,2 km/s a una profundidad de 20 km, con una zona de velocidades reducidas (aproximadamente 6,6-6,7 km/s) por debajo. A 40 km de profundidad se evidencia una discontinuidad pronunciada con una velocidad de 8,2 km/s (Fig. 2), interpretada como el Moho de la placa oceánica en subducción. La zona entre 20 y 30 km de profundidad está compuesta por la corteza oceánica, sin que ésta

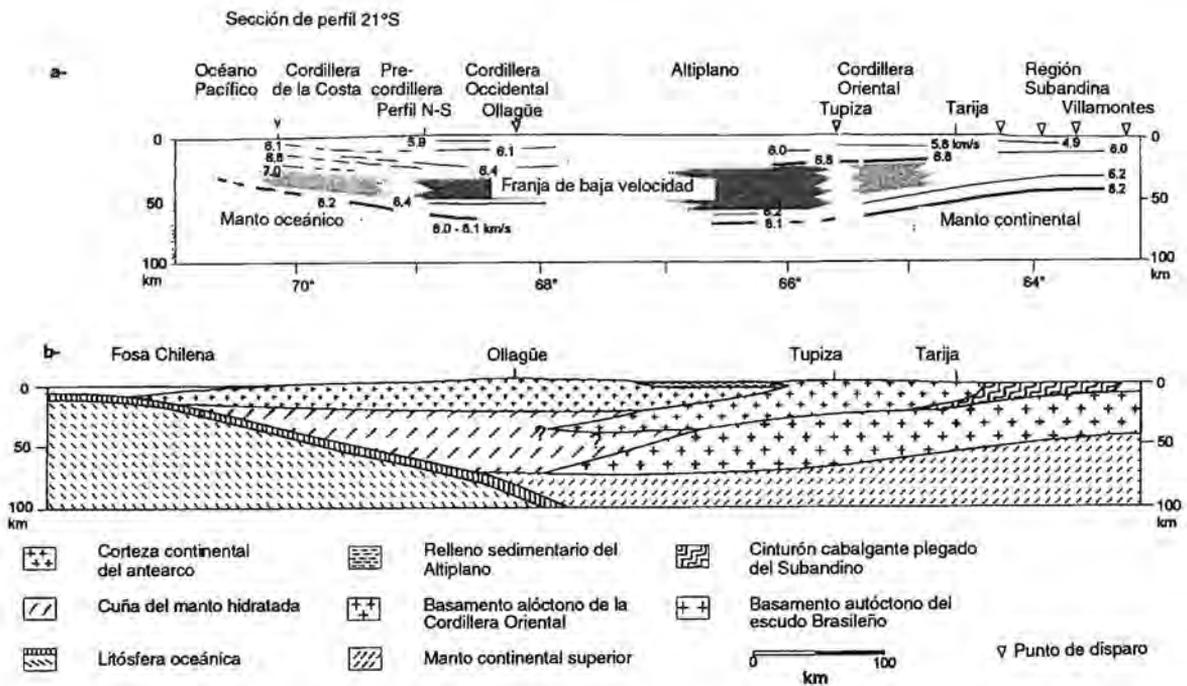


FIG. 2. Perfil a lo largo del paralelo 21°S; a- las líneas de igual velocidad comprobadas por observaciones directas (Wigger *et al.*, 1994); b- modelo interpretativo.

pueda ser distinguida de la parte inferior de la corteza continental debajo de los 20 km de profundidad. Los modelos de velocidades sísmicas han sido transformados en modelos de densidades, y los resultados se comparan, en una interpretación integrada, con el campo de gravedad medido (Strunk, 1990; Heinsohn, 1993) (Fig. 2).

Las observaciones y el modelado integrado indican, para la Cordillera de la Costa, una porción superior hasta los 20 km de profundidad que representa una corteza, en la cual el material original ha sido reemplazado casi totalmente durante el Jurásico, por roca magmática de composición básica, que causan las altas velocidades sísmicas y las altas densidades derivadas, y posteriormente desplazado hacia arriba aproximadamente 10 km. Sin embargo, las velocidades observadas (7,0-7,2 km/s) no alcanzan los valores típicos del Moho. El manto superior jurásico pudo haber sido serpentizado por los fluidos procedentes de la placa en subducción, lo que puede explicar las bajas velocidades (6,6-6,7 km/s) observadas en profundidad.

Las discontinuidades observadas pueden ser seguidas desde la zona del antearco hasta la pre-

cordillera. La zona de alta velocidad en la corteza continental baja a una profundidad de 25-35 km y en su prolongación hacia el este, parece haber relictos debajo de la Cordillera Occidental. La discontinuidad inferior, ubicada a una profundidad de 40 km debajo de la Cordillera de la Costa se interpreta como Moho oceánico, y se encuentra a 65-70 km de profundidad debajo de la precordillera. No hay indicios de un Moho continental claro en toda la zona del antearco, lo que apoya, junto con una estructuración de altas y bajas velocidades en esta parte, la suposición de que en la parte intermedia se trata de material mezclado, compuesto tanto por el manto superior serpentizado como por relictos del margen continental erosionado en el proceso de subducción o fragmentos de corteza oceánica. Hacia la Cordillera Occidental se observa una fuerte absorción de las ondas sísmicas debajo del arco magmático (Chinn *et al.*, 1980; Wigger, 1988; Whitman *et al.*, 1992), lo que se confirma por las observaciones sismológicas hechas durante la campaña 'PISCO 94'. Hay evidencias de una discontinuidad a 25-30 km de profundidad debajo del arco magmático y, con excepción de un perfil a los 24°S (Wigger *et al.*, 1991), no hay testimonios de disconti-

nidades claras más profundas, tanto debajo del arco magmático como en la zona del Altiplano. Las velocidades corticales promedio disminuyen de 6,6 km/s en la Cordillera de la Costa a 6,4 km/s en la precordillera y a 5,9-6,0 km/s en la Cordillera Occidental. Las zonas de velocidades reducidas en la corteza media e inferior de la Cordillera Occidental y el Altiplano se interpretan como áreas de roca parcialmente fundida (Heinsohn, 1993; Schmitz *et al.*, 1994).

En el trasarco hay una variación importante de las velocidades en la parte superficial entre los sedimentos terciarios y mesozoicos tanto del Subandino como del Altiplano (2,0-5,0 km/s) y los sedimentos paleozoicos y el basamento en la Cordillera Oriental (4,0-6,0 km/s). En el 'foreland', debajo de los sedi-

mentos, existe una corteza media con una velocidad de 6,0-6,2 km/s sin estructuración interna. Se observa un Moho claro del escudo de Brasil con una velocidad de 8,1-8,2 km/s a 40 km de profundidad debajo del Subandino, el cual desciende a ca. 70 km entre la Cordillera Oriental y el borde oriental del Altiplano. Más hacia el oeste, en la Cordillera Oriental, se observan discontinuidades intracorticales a ca. 25 km de profundidad con una velocidad de 6,8 km/s, seguidos por una zona de baja velocidad hasta la base de la corteza. Las discontinuidades se interpretan como corteza inferior sobrecorrida hacia el este sobre el basamento del escudo de Brasil (Schmitz, 1994), representado por velocidades reducidas de 6,1-6,2 km/s.

## DATOS GRAVIMETRICOS

El campo gravitatorio de los Andes centrales ha sido investigado para determinar el estado isostático y la estructura de las densidades de la corteza del orógeno. Los datos gravimétricos se reunieron en seis campañas entre los años 1982 y 1994 y se reunieron y homogenizaron con datos locales (Götze *et al.*, 1990, 1994; Araneda *et al.*, 1994). Todos los datos gravimétricos están ligados al ISGN-71 y a éstos se les aplicó las correspondientes correcciones por efecto de la topografía. La anomalía de Bouguer (Fig. 3) se obtuvo usando el nivel del mar como referencia, con una densidad de 2,67 kg/m<sup>3</sup> para la corrección de masas. La figura 3 contiene, junto con la anomalía de Bouguer, también la topografía, de acuerdo con Isacks (1988).

Al este de la costa, se observa un mínimo de -200 mGal a lo largo del paralelo 72° W, asociado a la Fosa Chilena. En la parte continental, la distribución de la anomalía de Bouguer tiene una asimetría importante, con gradientes horizontales más fuertes en el oeste (2,4 mGal/km) que en el este (1,2 mGal/km). Esta fuerte asimetría determina una distribución asimétrica de las densidades de las masas corticales. En el oeste, el campo gravitatorio está afectado por dos fenómenos: 1- por las densidades de las masas del arco jurásico, que alcanzan el nivel de la corteza; 2- por el efecto gravimétrico que produce la Placa de Nazca subductada, que aporta entre 30 y 50 mGal. En cambio en el este, el cuadro gravitatorio de la anomalía de Bouguer está caracterizado por rampas

de delaminación que separan partes de la corteza con casi las mismas densidades. En la parte central, la zona del arco magmático y del Altiplano/Puna, la anomalía alcanza un valor de -450 mGal, asociada a altas elevaciones. Hacia el este en la zona del Chaco (64°W), los valores descienden a valores típicos del escudo de Brasil (50 mGal). La topografía y el campo gravitatorio de Bouguer están negativamente correlacionados (con un coeficiente de correlación entre  $k = 0,4$  hasta  $k = -1,0$ ). Esto indica un equilibrio isostático regional, que sin duda, está frecuentemente perturbado por anomalías locales del campo residual isostático. Para eliminar los efectos isostáticos que enmascaran las anomalías locales, se aplicó una compensación isostática, lo que permite distinguir las anomalías restantes en el campo residual (Fig. 4). Se estimó un modelo isostático, según la formulación de Vening-Meinez, con los siguientes parámetros: espesor de la corteza normal: 35 km; contraste de densidades entre el manto y la corteza: 0,35 g/cm<sup>3</sup>; rigidez flexural: 10<sup>23</sup> Nm. Un factor de rigidez entre 10<sup>23</sup> Nm hasta 10<sup>22</sup> Nm fue calculado primeramente por Strunk (1990) mediante el método de 'linear respond'. Whitman (1994) proporcionó un valor 10<sup>21</sup>-10<sup>22</sup> Nm para la latitud de 24°S en el sector argentino. Estas significativamente pequeñas diferencias fueron deducidas de manera diferente que en el trabajo de Strunk (1990), donde fueron consideradas todas las anomalías en el cálculo - también el campo residual isostático en la adyacencia de la costa. Debido a las importan-

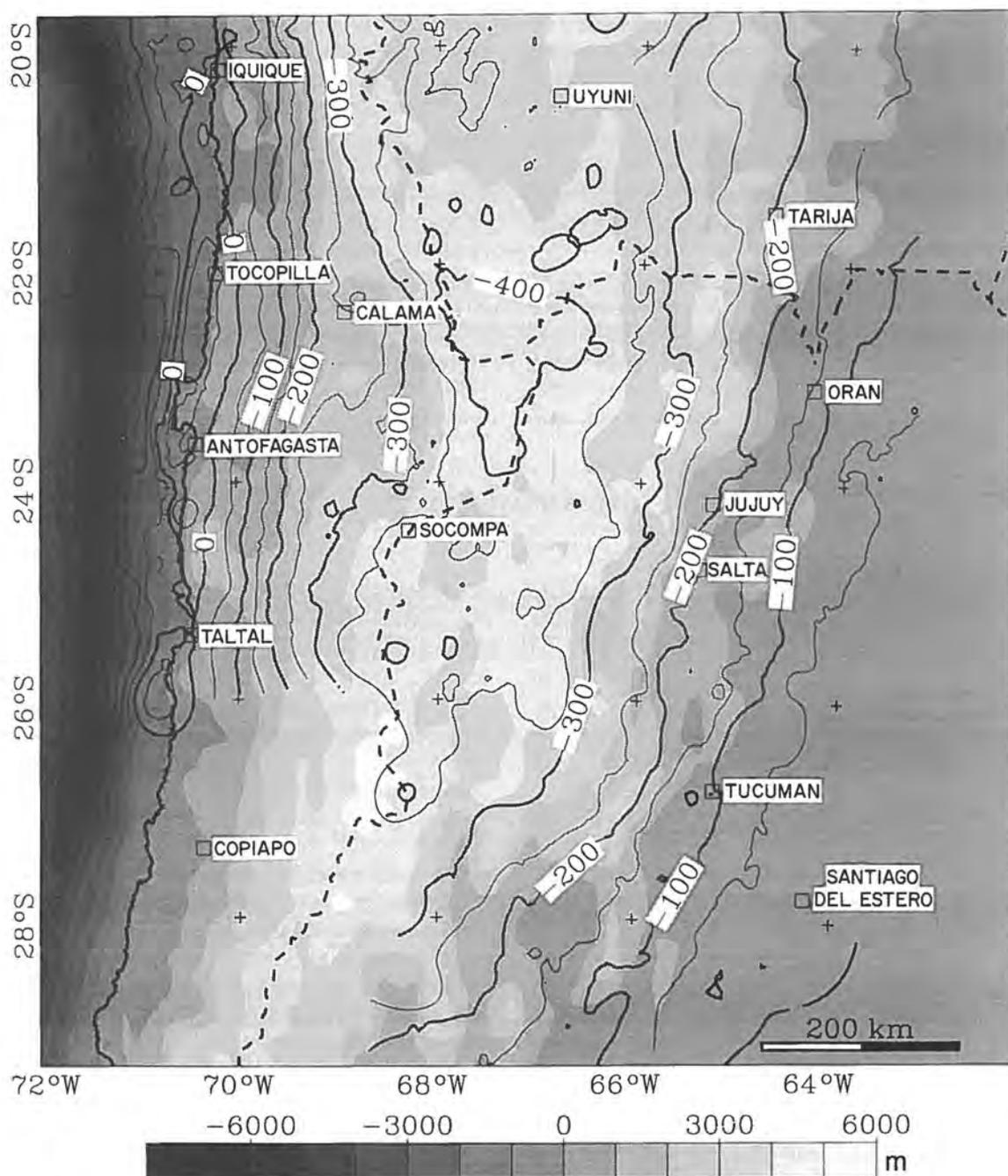


FIG. 3. Anomalia de Bouguer (valores en mGal) y topografía (datos de Isacks, 1988) de los Andes centrales australes. Se observa una buena coincidencia entre el curso de las isollneas de Bouguer con la topografía.

tes anomalías positivas en ese sector (Fig. 4) no se excluye que la Placa de Nazca subductada aporte una contribución a la rigidez en la zona del antearco. Un cinturón de anomalías positivas del orden de 70

mGal está asociado a rocas del arco magmático jurásico en la Cordillera de la Costa. Los efectos de los arcos magmáticos más recientes y de las cuencas sedimentarias del Cretácico medio y Superior están

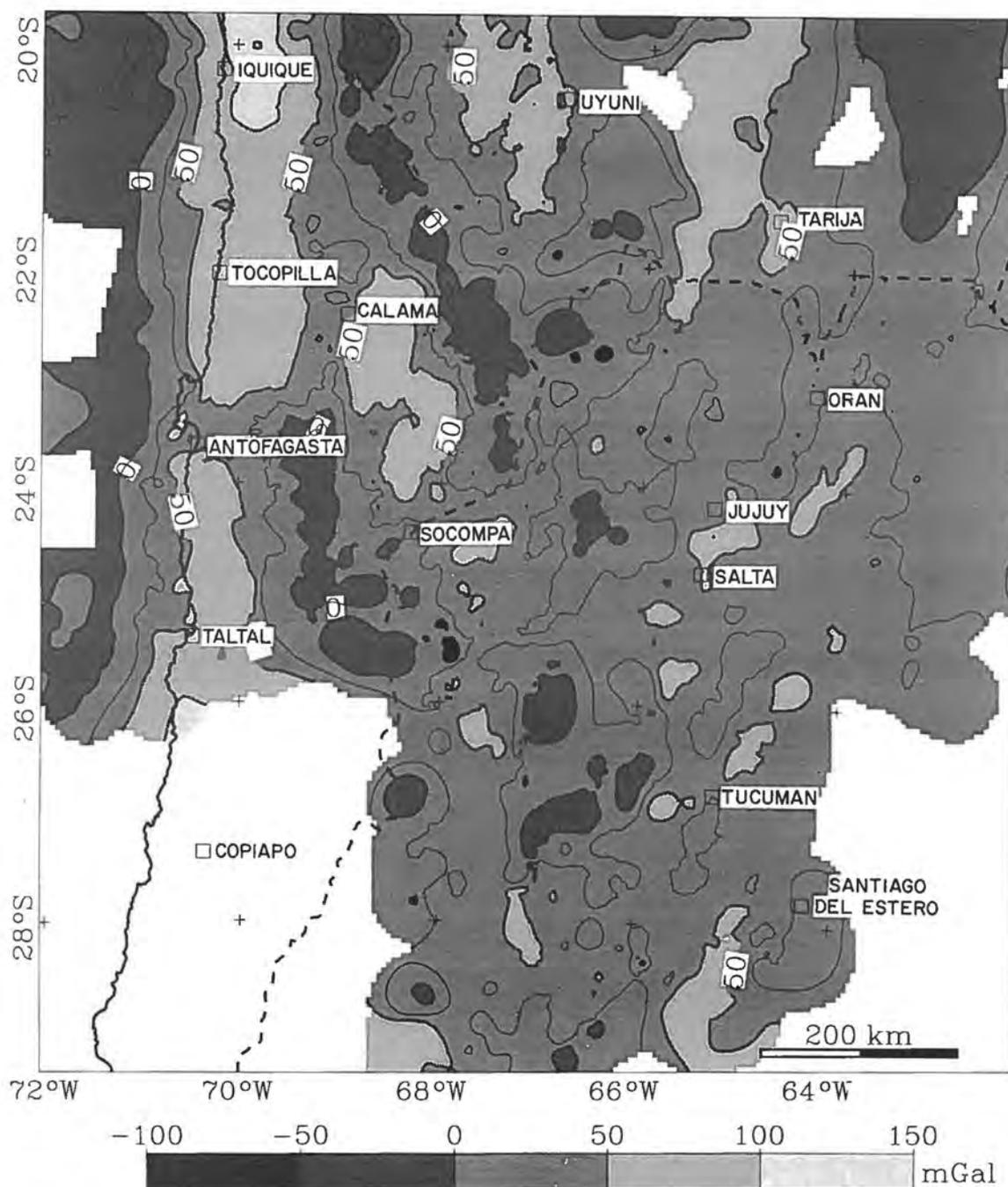


FIG. 4. Campo residual (modelo isostático según Vening-Meinesz) de los Andes centrales australes. Anomalías negativas: gris oscuro; anomalías positivas: gris claro.

superpuestos al descenso del campo gravimétrico regional. Sin embargo, se puede observar una anomalía positiva sobresaliente en la zona sur y sudeste de Calama (Gölze *et al.*, 1994), la cual se extiende

hacia el sudeste hasta la Puna. Una interpretación de esa anomalía positiva no ha sido aún definitivamente concluida. Estudios espectrales realizados en el dominio del número de onda, en busca de la profundi-

dad de yacencia de la fuente perturbadora, indican una profundidad de 10-20 km para un cuerpo perturbador regional y de 2-4 km de profundidad para discontinuidades locales en la corteza superficial. El cálculo del modelo realizado arroja el siguiente cuadro: la alta gravedad regional está provocada por la superposición de dos estructuras yacentes en profundidad (contraste de densidades 0,1-0,5 gr/cm<sup>3</sup>). Referencias análogas se observan también en los cómputos de refracción sísmica (profundidad de alrededor de 20 km) para cuerpos ubicados al oeste de la precordillera y de 30 km para la discontinuidad ubicada al este. Las anomalías positivas de corta longitud de onda están provocadas por discontinuidades en la densidad de la corteza más superficial: por depósitos volcanoclásticos e intrusivos del Carbónico hasta el Triásico de la Formación Peine y las rocas del basamento precámbrico (Reutter, comunicación oral, 1995; Breitreuz, comunicación oral, 1995) en el sector del Salar de Atacama extendiéndose hacia el sureste en el sector de la Puna Argentina.

El arco reciente está caracterizado mediante una fuerte anomalía negativa (Fig. 4). Estimaciones del análisis espectral otorgan, para esa zona, una profundidad de yacencia de la fuente perturbadora de entre 15 a 20 km, que se corresponden con zonas de alta conductividad magnetotélúrica en los arcos magmáticos. Los correspondientes cálculos del modelo tridimensional pueden justificar que sólo el 20% de las anomalías locales negativas podrían ser explicadas mediante vulcanitas neogénicas superficiales. La parte más grande es explicada mediante un 'resto' o por la presencia de subsistentes cámaras magmáticas en los arcos volcánicos (Fig. 4).

Para poder comparar las distribuciones, tanto de la gravedad como de la topografía, se eligió una red de 5x5 km. En la topografía media de los Andes (Fig. 5) se observan dos altos importantes, uno para las altitudes de 500-1.500 m, representando mayormente las altitudes modestas del antearco occidental, y la más pronunciada de 3.500-4.500 m, la Cordillera Occidental y el Altiplano/Puna. Como referencia se presentan en el mismo gráfico, las alturas medias de la cordillera canadiense. Una observación con los Andes centrales muestra el significado de la Cuenca interserrana del Altiplano y de la Puna para la topografía. En el caso de la anomalía de Bouguer en los Andes, se observa un solo bajo muy claro con valores algo inferiores a -450 mGal y

para la cordillera canadiense valores de alrededor de -100 mGal. Una comparación de los campos residuales isostáticos en los Andes y en Canadá indica que las anomalías medias isostáticas en los Andes centrales manifiestan valores positivos pequeños (+14,5 mGal); mientras que en la cordillera canadiense un valor medio negativo (-10 mGal). El valor medio positivo 'no normal' en los Andes permitiría ser reducido, en lo

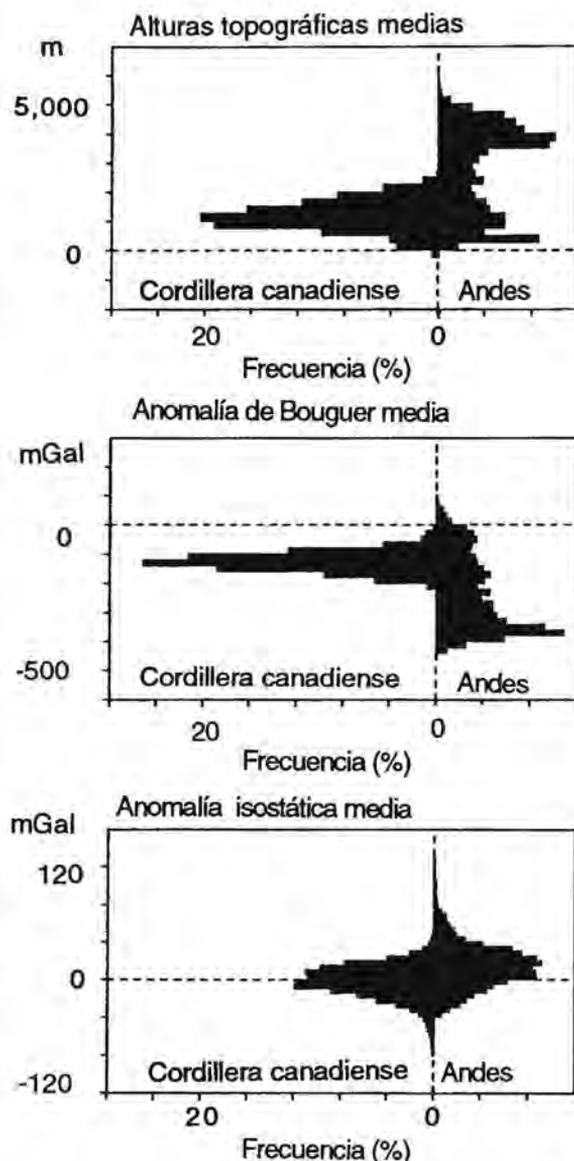


FIG. 5. Comparación estadística de las anomalías gravimétricas medias y la topografía media de los Andes centrales entre los 20° y 26°S, con la de la cordillera canadiense.

esencial, a dos efectos: 1- a la presencia de masas densas yacentes en la corteza (por ejemplo en los arcos jurásicos de los ante-arcos) y 2- al efecto de la Placa de Nazca subductada, cuyo efecto gravitatorio está todavía contenido en el campo residual isostático.

Las comparaciones muestran que el estado isostático de los Andes no puede ser descrito mediante un modelo sencillo de equilibrio vertical, sino a través del aporte de una componente adicional de fuerza horizontal (Fig. 5).

## SONDEOS MAGNETOTELURICOS

La red existente de sondeos magnetotelúricos, medidos durante los años 80 (Schwarz *et al.*, 1984, 1994) cubre todas las unidades morfoestructurales de los Andes con dos perfiles que van desde el Pacífico hasta el Chaco (Fig. 1). Hasta la fecha hay datos geoelectromagnéticos de más de 120 estaciones, que pueden dar información sobre la distribución de la resistividad eléctrica en la corteza y el manto superior. Como la resistividad eléctrica tiene una correlación directa con la temperatura en la parte profunda de la corteza, las mediciones magnetotelúricas tienen una gran importancia en las investigaciones de arcos magmáticos activos. Los datos de las mediciones más recientes en la zona del arco y antearco (Brasse, comunicación oral, 1995) todavía se encuentran en etapa de interpretación.

En la Cordillera de la Costa hay resistividades eléctricas altas que superan los 3.000  $\Omega\text{m}$  hasta una profundidad de 40 km (Krüger, 1994) que se corresponden con las altas velocidades y densidades observadas en esta parte. En la misma zona, se observa una anisotropía de las resistividades, que ha sido modelada con láminas que alternativamente cambian su resistividad (Fig. 6). Debajo se observa un posible descenso de la resistividad a valores de 500  $\Omega\text{m}$  que podría estar relacionado con el manto de la placa oceánica en subducción. La corteza del antearco entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental está caracterizada por una resistividad reducida (200  $\Omega\text{m}$ ), valores inferiores a los de una corteza continental típica, indicando un alto contenido de fluidos. La corteza en la zona de la Cordillera Occidental tiene una alta conductividad; a una profundidad de 20-30 km se observan valores de resistividad de 10  $\Omega\text{m}$ , ascendiendo en su nivel hacia el este. A una profundidad de 40 km, la resistividad desciende hasta los 2  $\Omega\text{m}$ , ascendiendo en la parte central de la

Cordillera Occidental a un nivel de 25 km. Esta zona de alta conductividad continúa hasta una profundidad de ca. 70 km, lo cual resulta en una conductividad integrada de más de 25.000 siemens, lo que implica una zona de fusión parcial de la corteza debajo de los 20 km de profundidad. En las mediciones recientes al norte de esta zona, se ha confirmado la zona de alta conductividad a los 20 km de profundidad en la Cordillera Occidental (Brasse, comunicación oral, 1995). Hacia el sur (alrededor de los 22,5°S), los valores altos de conductividad integrada aumentan (Schwarz *et al.*, 1994) indicando todavía una estructuración en el rumbo de los Andes que podría reflejar la evolución magmática de esta zona (Fig. 6).

Debajo del Altiplano, se observa la zona de alta conductividad a una profundidad de 40 km (Schwarz *et al.*, 1984) ascendiendo a ca. 25 km hacia la Cordillera Oriental. En la Cordillera Oriental, la corteza superior entera tiene una baja resistividad (10  $\Omega\text{m}$ ), descendiendo a 1  $\Omega\text{m}$  a una profundidad de 15 km; la conductividad integrada es de ca. 12.000 siemens. Estos valores elevados de conductividad pueden ser atribuidos a grafito en horizontes de sobrecorrimientos profundos. Tanto la corteza inferior como el manto superior en la parte occidental de la Cordillera Oriental, muestran resistividades reducidas (10  $\Omega\text{m}$ ). Hacia el este, tanto la corteza como el manto superior tienen resistividades elevadas (500  $\Omega\text{m}$ ) con un incremento hacia el Subandino (3.000  $\Omega\text{m}$ ), lo que representa la corteza del escudo de Brasil. En el Subandino existe una cobertura de alta conductividad de ca. 5 km de espesor que corresponde a los sedimentos terciarios (Krüger, 1994). En profundidades superiores a los 90 km, otra vez se observan resistividades de 10  $\Omega\text{m}$ . valor muy bajo para el manto superior.

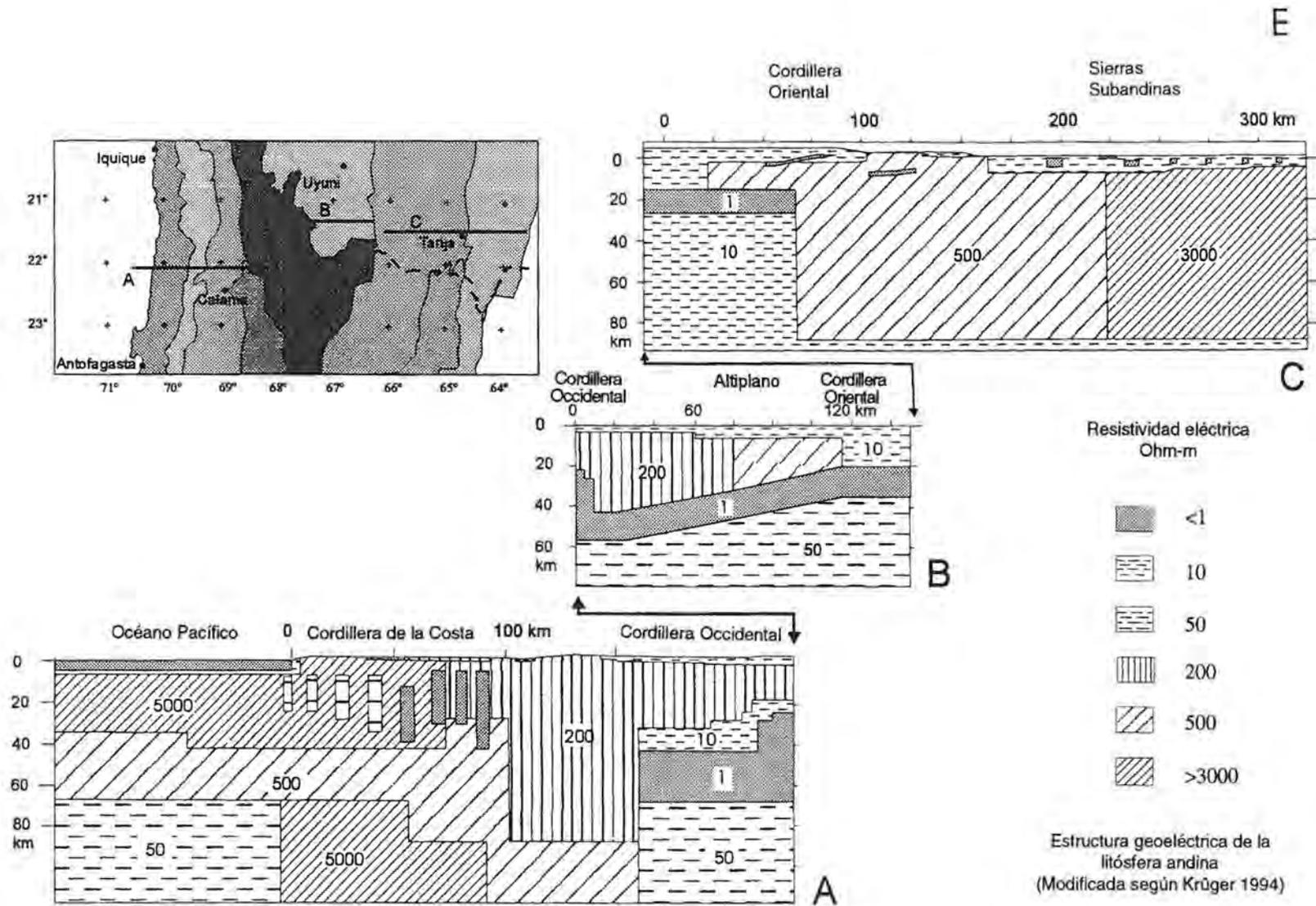


FIG. 6. Estructura de resistividad eléctrica en la litósfera Andina entre los paralelos 21° y 22°S (Krüger, 1994).

### DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los datos geofísicos obtenidos recientemente en los Andes centrales han contribuido sustancialmente a la interpretación de los procesos responsables tanto del engrosamiento de la corteza andina como de la estructuración del Altiplano/Puna.

En la zona del trasarco, el engrosamiento de la corteza se explica por el acortamiento tectónico (Roeder, 1988; Sheffels, 1990) conjuntamente con un levantamiento térmico del Altiplano (Isacks, 1988). Un cambio del régimen de deformación desde la Cordillera Oriental hacia el Subandino después de los 10 Ma se atribuye a un cambio de convergencia entre la Placa Sudamericana y la Placa de Nazca (Gubbels *et al.*, 1993). En base a datos sísmicos de refracción y modelaciones gravimétricas (Wigger *et al.*, 1994; Götze *et al.*, 1994) que permiten trazar el Moho del escudo de Brasil desde el Subandino (40 km de profundidad) hasta el borde oriental del Altiplano (70 km aproximadamente), como también la detección de zonas con altas velocidades en la corteza superior/media en la Cordillera Oriental (20-25 km de profun-

did), el engrosamiento de la zona del trasarco entre el Chaco y la Cordillera Oriental ha sido atribuido al acortamiento tectónico (Schmitz, 1994). Se necesitan, por lo menos, dos cabalgamientos principales atravesando la corteza del trasarco (Fig. 7) para poder adaptar las zonas de altas velocidades sísmicas y el alto gravimétrico en la Cordillera Oriental, como también la zona inclinada de alta conductividad, respectivamente a las observaciones geológicas (Kley *et al.*, en prensa, Schmitz y Kley, en prensa). Las velocidades sísmicas reducidas en la corteza inferior actual de la Cordillera Oriental se interpretan como corteza del escudo de Brasil sobrecorrida por las unidades alóctonas de la Cordillera Oriental que, a su vez, en su frente forman la faja plegada y corrida del Subandino. Un cambio importante en las estructuras geológicas del trasarco se observa hacia el sur (Allmendinger *et al.*, 1983; Grier *et al.*, 1991), lo que se asocia a una atenuación de la litósfera (Whitman *et al.*, en prensa) (Fig. 7). Hacia el oeste, debajo del Altiplano y de la Cordillera Occiden-

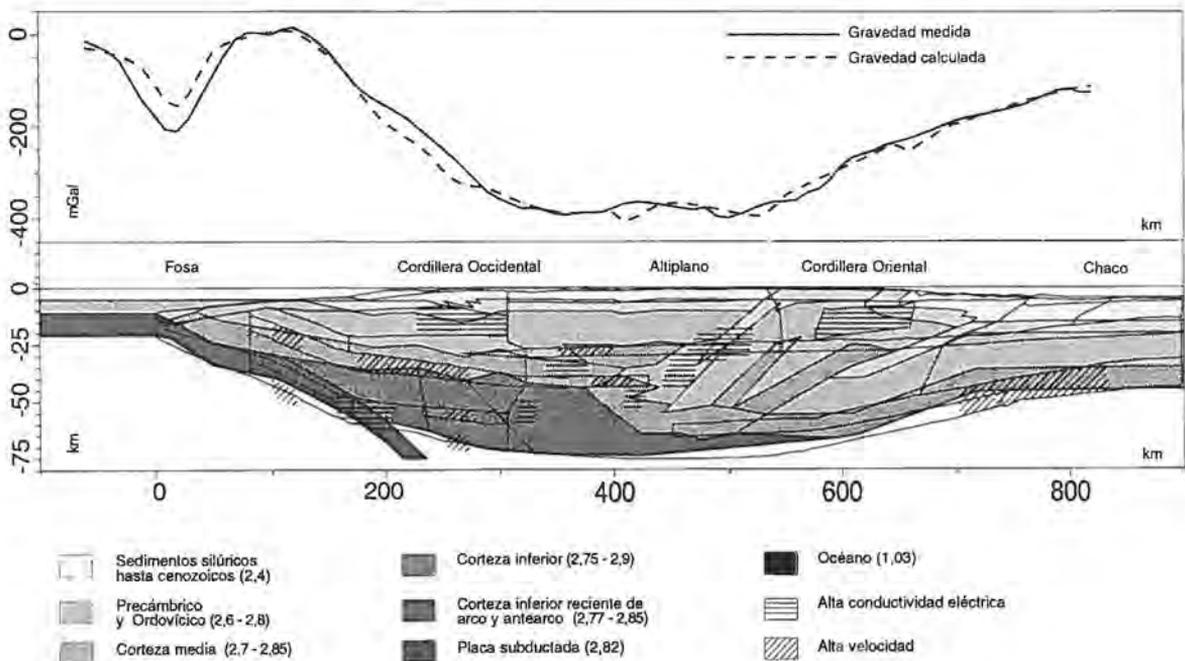


FIG. 7. Perfil estructural de los Andes centrales a lo largo del paralelo 21°S, indicando la ubicación de las anomalías geofísicas discutidas en el texto; densidades en g/cm³; exageración vertical 2:1.

tal, se pierden las evidencias claras del Moho. Sin embargo, debido a la anomalía de Bouguer menor que -400 mGal, se espera material con valores típicos corticales hasta una profundidad de 70 km (Strunk, 1990). Velocidades reducidas del orden de 5,9-6,0 km/s, observadas en la corteza media e inferior de la Cordillera Occidental y del Altiplano, llevan a una sobrecompensación de este mínimo ya extremo. La fusión parcial del orden de 10-20% podría justificar esta reducción de la velocidad sísmica (Heinsohn, 1993). Para poder explicar la zona de alta conductividad debajo de los 20 km en la Cordillera Occidental como también debajo del Altiplano se supone una fusión parcial del orden de 30% (Schwarz *et al.*, 1984), lo que coincide con las observaciones derivadas de los datos gravimétricos y sísmicos y de la estructura geotérmica de la corteza (Henry y Pollak, 1988; Giese, 1994). De todos modos, se requiere un alto contenido de fluidos en la corteza para poder generar los procesos de fusión, lo que podría dar respuesta a los valores bajos de la corteza andina en general. La supuesta geometría del orógeno andino con una corteza profunda en el centro, que disminuye en espesor hacia los dos lados (James, 1971a), está apoyada por los datos gravimétricos (Strunk, 1990; Götze *et al.*, 1994). También los datos sísmicos parecen confirmar esta idea en general (Wigger *et al.*, 1994). Se observan discontinuidades intracorticales a los 20-35 km de profundidad y discontinuidades

profundas entre 40-70 km de profundidad (Fig. 2). Debajo de la Cordillera de la Costa, la discontinuidad a los 40 km de profundidad se interpreta como Moho de la placa de Nazca, en buena coincidencia con los focos de los sismos locales, que se ubican entre los 30 a 40 km de profundidad (Comte *et al.*, 1993). Los primeros 20 km con velocidades sísmicas y densidades altas representan la corteza continental elevada y mayormente reemplazada por material básico durante el magmatismo jurásico. Debajo se encuentra una zona de velocidades reducidas, interpretada como relictos del manto superior hidratado y convertido en serpentinita. La corteza continental antigua se extiende, posiblemente, hasta la Cordillera Occidental a una profundidad de 30 km. El material debajo, se interpreta como manto hidratado mezclado posiblemente con relictos de material erosionado (oceánico o continental) en el margen continental y posteriormente transportado debajo de una corteza continental de espesor 'normal'. Las resistividades eléctricas reducidas indican la presencia de fluidos en el antearco, lo que apoya esta interpretación. Analizando las evidencias de los datos geofísicos tenemos una corteza que parece simétrica, pero en realidad la zona del antearco está compuesta por una corteza continental normal o delgada con material de origen mantélico debajo, el cual tiene características corticales tanto en sus valores sísmicos como gravimétricos.

## AGRADECIMIENTOS

Las investigaciones geofísicas fueron financiadas por la Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG-Consejo Alemán de Investigaciones) y la Freie Universität Berlín. Los trabajos de terreno no hubieran sido posibles sin el apoyo de numerosas personas e instituciones. Los autores agradecen la buena disposición y los esfuerzos de todas las personas involucradas. Además, se agradece la revisión

crítica del manuscrito a la Dra. L. Barrio (Universidad Nacional de La Plata) y a los Dres. R. Allmendinger (Universidad de Cornell), G. Yáñez (Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile) y R. Pankhurst (British Antarctic Survey). Esta es una contribución al SFB 267 y al IGCP 345 y una revisión 1995, para el Proyecto PICG 345, 'Evolución Litosférica Andina'.

## REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W. Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Palma, M.; Isacks, B.L. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, Vol. 2, p. 1-16.
- Araneda, M.; Götze, H.J.; Schmidt, S.; Goltz, G.; Alvers, M.; Riquelme, R.; Ugalde, H.; Ibbeken, H.; Kiefer, E.; Dörr, M. 1994. A new update of the gravity database in northern Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7,

- Actas*, Vol. 1, p. 566-570. Concepción.
- Asch, G.; Wyllegalla, K.; Graeber, F.; Haberland, C.; Rudloff, A.; Giese, P.; Wigger, P. 1994. PISCO 94: Proyecto de Investigación Sismológica de la Cordillera Occidental - Parte I: Registros de sismos naturales. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, *Actas*, Vol. 2, p. 1293-1295. Concepción.
- Chinn, D.S.; Isacks, B.L.; Baranzangi, M. 1980. High-frequency seismic wave propagation in western South America along the continental margin in the Nazca Plate and across the Altiplano. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 60, p. 209-244.
- Coira, B.; Davidson, J.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, Vol. 18, p. 303-332.
- Comte, D.; Pardo, M.; Dorbath, L.; Dorbath, C.; Haessler, H.; Rivera, L.; Cisternas, A.; Ponce, L. 1993. Seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. *Geophysical Journal International*, Vol. 16, p. 553-561.
- Giese, P. 1994. Geothermal structure of the central Andean crust - implications for heat transport and rheology. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). *Springer*, p. 69-76.
- Götze, H.J.; Lahmeyer, B.; Schmidt, S.; Strunk, S.; Araneda, M. 1990. Central Andes gravity data base. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 71, No.16, p. 405-407.
- Götze, H.J.; Lahmeyer, B.; Schmidt, S.; Strunk, S. 1994. The lithospheric structure of the Central Andes (20-25°S) as inferred from quantitative interpretation of regional gravity. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). *Springer*, p. 7-22.
- Grier, M.E.; Salfity, J.A.; Allmendinger, R.W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 4, p. 351-372.
- Gubbels, T.L.; Isacks, B.L.; Farrar, E. 1993. High level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, Vol. 21, p. 695-698.
- Heinsohn, W.D. 1993. Druck- und Temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeit-Dichte-Relation für extrem große Krustenmächtigkeiten. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*, Band 20 (B), p. 1-92.
- Henry, S.G.; Pollack, H.N. 1988. Terrestrial heat flow above the Andean subduction zone in Bolivia and Peru. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. 12, p. 15153-15162.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, p. 3211-3231.
- James, D.E. 1971a. Andean crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, p. 3246-3271.
- James, D.E. 1971b. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 82, p. 3325-3346.
- Kley, J.; Gangui, A.; Krüger, D. (In press). Basement-involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: evidence from cross-section balancing, gravimetric and magnetotelluric data. *Tectonophysics*.
- Krüger, D. 1994. Modellierungen zur Struktur elektrisch leitfähiger Zonen in den südlichen zentralen Anden. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*, Band 21 (B), p. 1-91.
- Mingram, A.; Russo, A.; Pozzo, A.; Cazau, L. 1979. Sierras Subandinas. In *Simpósio de Geología Regional Argentina*, *Actas*, No. 2, Vol. 1, p. 95-137.
- Roeder, D. 1988. Andean age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, Vol. 7, No.1, p. 23-39.
- Schmitz, M. 1994. A balanced model of the Southern Central Andes. *Tectonics*, Vol. 13, No. 2, p. 484-492.
- Schmitz, M.; Kley, J. (In press). The geometry of the central Andean backarc crust: joint interpretation of cross-section balancing and seismic refraction data. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Schmitz, M.; Araneda, M.; Asch, G.; Giese, P.; Lessel, K.; Röwer, P.; Ryberg, T.; Schulze, A.; Wigger, P. 1994. 'PISCO 94': Proyecto de Investigación Sismológica de la Cordillera Occidental - Parte II: Sísmica de refracción. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, *Actas*, Vol. 2, p. 1447-1450. Concepción.
- Schwarz, G.; Haak, V.; Martínez, E.; Bannister, J. 1984. The electrical conductivity of the Andean crust in northern Chile and southern Bolivia as inferred from magnetotelluric measurements. *Journal of Geophysics*, Vol. 55, p. 169-178.
- Schwarz, G.; Chong, G.; Krüger, D.; Martínez, E.; Massow, W.; Rath, V.; Viramonte, J. 1994. Crustal high conductivity zones in the southern Central Andes. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). *Springer*, p. 49-68.
- Sheffels, B. 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, Vol. 18, p. 812-815.
- Strunk, S. 1990. Analyse und Interpretation des Schwerefeldes des aktiven Kontinentalrandes der zentralen Anden (20°-26°S). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*, Band 17 (B), p. 1-135.
- Whitman, D. 1994. Moho geometry beneath the eastern margin of the Andes, northwest Argentina, and its implications to the effective elastic thickness of the Andean foreland. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B8, p. 15277-15289.
- Whitman, D.; Isacks, B.L.; Chatelain, J.L.; Chiu, J.M.; Pérez, A. 1992. Attenuation of high frequency seismic waves beneath the Central Andean plateau: evidence for along-strike changes in lithospheric thinning. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B3, p. 19929-19947.

- Whitman, D.; Isacks, B.L.; Mahlburg Kay, S. (In press). Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andean plateau: seismicity, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*.
- Wigger, P. 1988. Seismicity and crustal structure of the Central Andes. In *The Southern Central Andes - Lecture Notes in Earth Sciences, Band 17*. (Bahlburg, H.; Breitzkreuz, C.; Giese, P.; editors), Springer, p. 209-229.
- Wigger, P.; Araneda, M.; Giese, P.; Heinsohn, W.D.; Röwer, P.; Schmitz, M.; Viramonte, J. 1991. The crustal structure along the Central Andean Transect derived from seismic refraction investigations. In *Central Andean Transect, Nazca Plate to Chaco Plains, southwestern Pacific Ocean, northern Chile and northern Argentina. Global Geoscience Transect* (Omarini, R.; Götze, H.J.; editors) Copublished by *Inter Union Comm Lithosphere and American Geophysical Union*, p. 13- 19.
- Wigger, P.; Schmitz, M.; Araneda, M.; Asch, G.; Baldzuhn, S.; Giese, P.; Heinsohn, W.D.; Martínez, E.; Ricaldi, E.; Röwer, P.; Viramonte, J. 1994. Variation in the crustal structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors), Springer, p. 23-48.