

ESTRUCTURA DE LA CORTEZA Y DEL MANTO SUPERIOR EN EL ANTEPAÍS ANDINO DE SAN JUAN (ARGENTINA)

Robert Smalley (Jr.)^[1] y Antonio Introcaso^[2]

^[1] Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, Memphis, TN 38152, U.S.A. ^[2] Instituto de Física Rosario, Universidad Nacional de Rosario and CONICET. Ayacucho 1435, (2000) Rosario, Santa Fe, Argentina.

Resumen

A partir de una combinación de datos sísmicos, gravimétricos y topográficos, trabajando desde San Juan hacia el antepaís andino, hemos alcanzado una significativa consistencia de resultados que permite mejorar y enriquecer a los modelos regionales y locales, tanto de las Sierras Pampeanas y Precordillera aquí consideradas, como de la Cordillera Andina. Utilizando datos sísmicos y asumiendo un espesor cortical normal de 40 km en el cratón del este, se observa que el engrosamiento de corteza crece hasta unos 50 km en el oeste de las Sierras Pampeanas de San Juan y hasta unos 60 km en la Precordillera Oriental. La distribución de profundidades sísmicas involucra a la corteza superior alcanzando los 35 km de profundidad por debajo de la Precordillera Oriental. Ello indica que la corteza superior fría y frágil es inusualmente espesa. Los datos de gravedad señalan que la estructura andina sanjuanina está en aceptable equilibrio isostático. Sin embargo, la elevación promedio es mucho más baja que la esperada para el fuerte engrosamiento cortical encontrado sísmicamente. Esto nos lleva a considerar que existen heterogeneidades en el manto superior vinculadas, sin duda, con la subducción y que la compensación isostática se produciría en niveles profundos que exceden a las profundidades de estas distribuciones de masas anómalas en el manto superior. De este modo hemos incluido en los modelos a la litosfera duplicada producto de la subducción de tipo "flat slab". Esta configuración aísla térmicamente a los materiales del manto superior que subyacen a la litosfera continental andina reemplazándolos por materiales de mayor densidad. Así es posible explicar el inusual espesor de la corteza sísmica a partir de un modelo gravimétrico que justifica, además, tanto la baja topografía promediada, como el balance isostático en el antepaís andino de San Juan. Fueron calculados también para el sector estudiado, acortamientos a partir de un modelo gravimétrico exclusivamente cortical, y otro modelo sísmico-gravimétrico que involucra a la corteza notablemente espesa y a la litosfera duplicada. En este último caso los valores de acortamiento se incrementan en más de dos veces respecto de aquellos obtenidos con un modelo gravimétrico sin apoyo sísmico.

Palabras clave: Altitudes anómalas compensadas, Modelado gravimétrico litosférico.

Abstract

A combination of seismic, gravity and topographic data from the San Juan, Argentina, region of the Andean foreland provides important constraints to improve local

and regional models of mountain building in the Andes. Seismic data indicate that the crust thickens from a assumed normal continental crustal thickness of approximately 40 km in the craton to the east to approximately 50 km in the western Sierra Pampeanas and 60 km in the Eastern Precordillera. The depth distribution of crustal earthquakes in the Eastern Precordillera, which extend to 35 km depth, also indicates that the cold, brittle upper crust in this area is unusually thick. Gravimetric data indicate that the Andean structures in the San Juan area are in approximate isostatic equilibrium. The average elevations, however, are much lower than would be expected for a thickened crust that we have found by seismicity. Inclusion of the subducted Nazca plate, which effectively doubles the lithospheric thickness and thermally insulates the lithosphere of the thin upper plate, may explain the unusual depth of the crustal seismicity, the low average elevations and apparent isostatic balance of the thick crust observed in the Andean foreland of San Juan. Shortenings were calculated both from traditional gravity models (with compensation at the bottom of the crust) and from the new seismic-gravity model with a double lithospheric thickness. In this last case the amount of shortening is twice the one obtained from a gravity only model.

Key words: Compensated anomalous altitudes, Lithosphere gravimetric models.

Introducción

Los Andes modernos son considerados como el resultado de acortamientos ante una tectónica compresional dominante que relega el rol que pudiera jugar la adición magmática [15]. Para comprender cómo se iniciaron y evolucionaron los Andes, es necesario encontrar mecanismos que justifiquen el engrosamiento cortical. Esto es de particular interés en esta notable cordillera donde se combinan el movimiento absoluto del oeste de la placa Sudamericana con una convergencia de placa relativa, más rápida que la subducción de la placa de Nazca. Esta colisión sin compresión ni acreción tectónica es pobremente conocida [15]; [4]; [7]. Diferencias reológicas y geométricas de las placas se combinan determinando que la placa continental sobrecorrida sea más débil que la placa oceánica subductada. Así, la deformación que se concentra en la placa da origen al sistema orogénico andino (Figura 1). Métodos tales como la construcción de secciones geológicas balanceadas y reconstrucciones palinspásticas proporcionan información sobre acortamientos en la corteza superior, especialmente en la faja plegada y corrida epidérmica [1]. Sin embargo, está faltando mayor información sobre las profundidades del Moho, que es necesaria para determinar acortamientos en escala cor-

tical. Los resultados recientes de sísmica y gravimetría pueden proveer valiosa información adicional sobre parámetros tales como: características de la corteza superior frágil, espesor cortical total, y modelos con la geometría de la deformación superficial. El antepaís andino en la región de San Juan de Argentina es un área de activa sísmica cortical [20]; [26]; [27] (Figura 2). Esta actividad está directamente asociada con la Precordillera de piel fina y con las Sierras Pampeanas de cáscara gruesa en la provincia tectónica del antepaís andino y en el interior continental. Allí, la sísmica somera no hace pensar en la existencia de fallas en corteza media e inferior, y contribuye a definir tanto el espesor como el estilo de la deformación frágil en la corteza superior. El área está también ubicada sobre una región anómala de sísmica subhorizontal (zona de Wadati-Benioff) a profundidad de aproximadamente 100 km [25]; [22] (Figuras 1 y 2). Esta sísmica define la posición de la placa subductada y además permite conocer el significativo espesor y los límites térmicos de la placa sobrecorrida de Sudamérica.

En la región de la Precordillera se encuentran fallas a escala de basamento que son estructuralmente incompatibles con el sobreyacente cinturón de faja plegada y corrida epidérmica, alcanzando profundidades

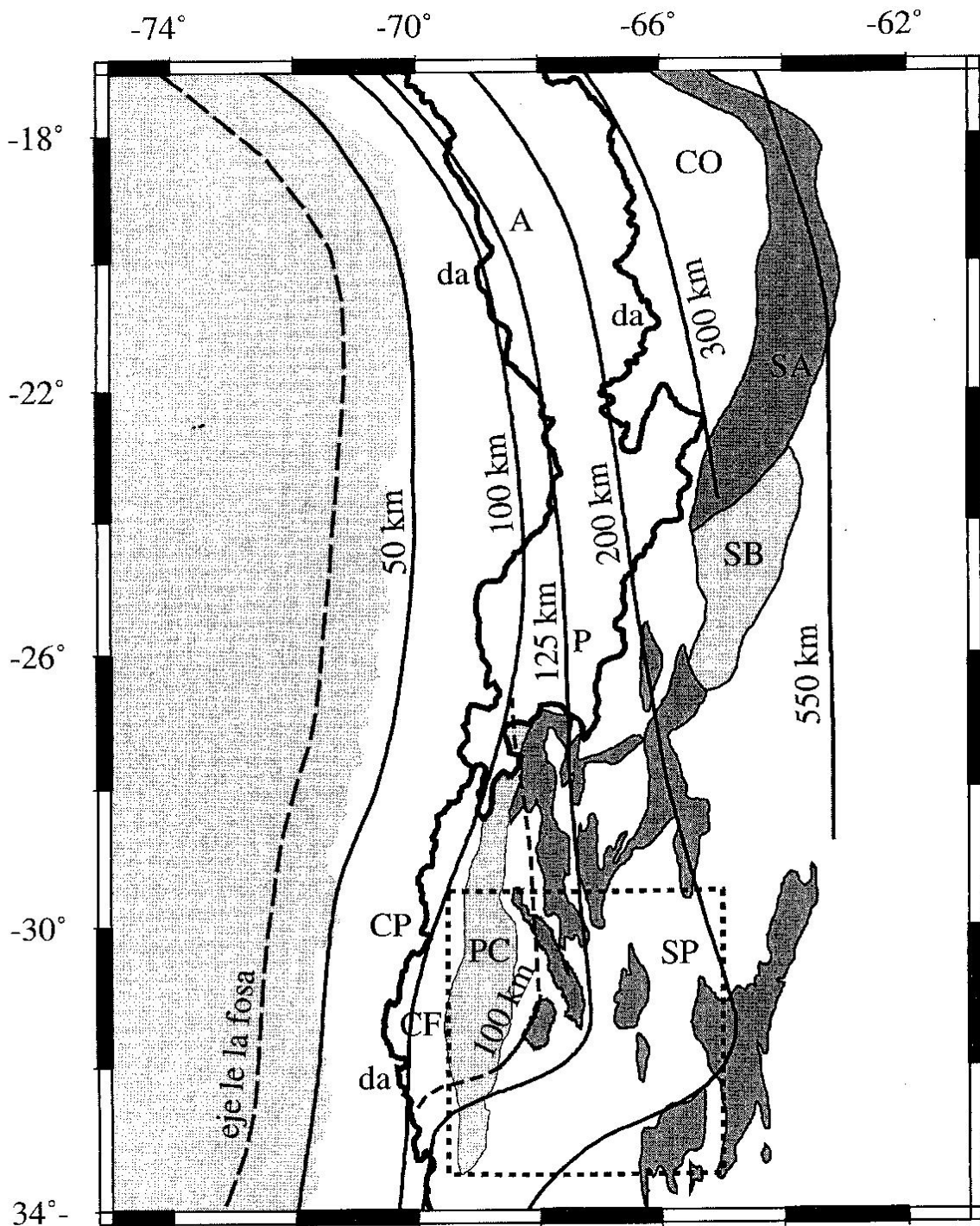


Fig 1. Carta de parte del oeste de Sudamérica con rasgos tectónicos expuestos [Jordan et al., 1983] y contornos de la zona de Wadati-Benioff (WBZ) de acuerdo con [Isacks, 1988, Cahill and Isacks, 1985, Smalley et al., 1993]. La zona estudiada se indica en el rectángulo. (CP=Cordillera Principal, CF=Cordillera Frontal, PC=Precordillera, SP=Sierras Pampeanas, P=Puna, A=Altiplano, SB=Sierras Santa Bárbara, SA=Sierras Subandinas, CO=Cordillera Oriental, da=divisoria de aguas).

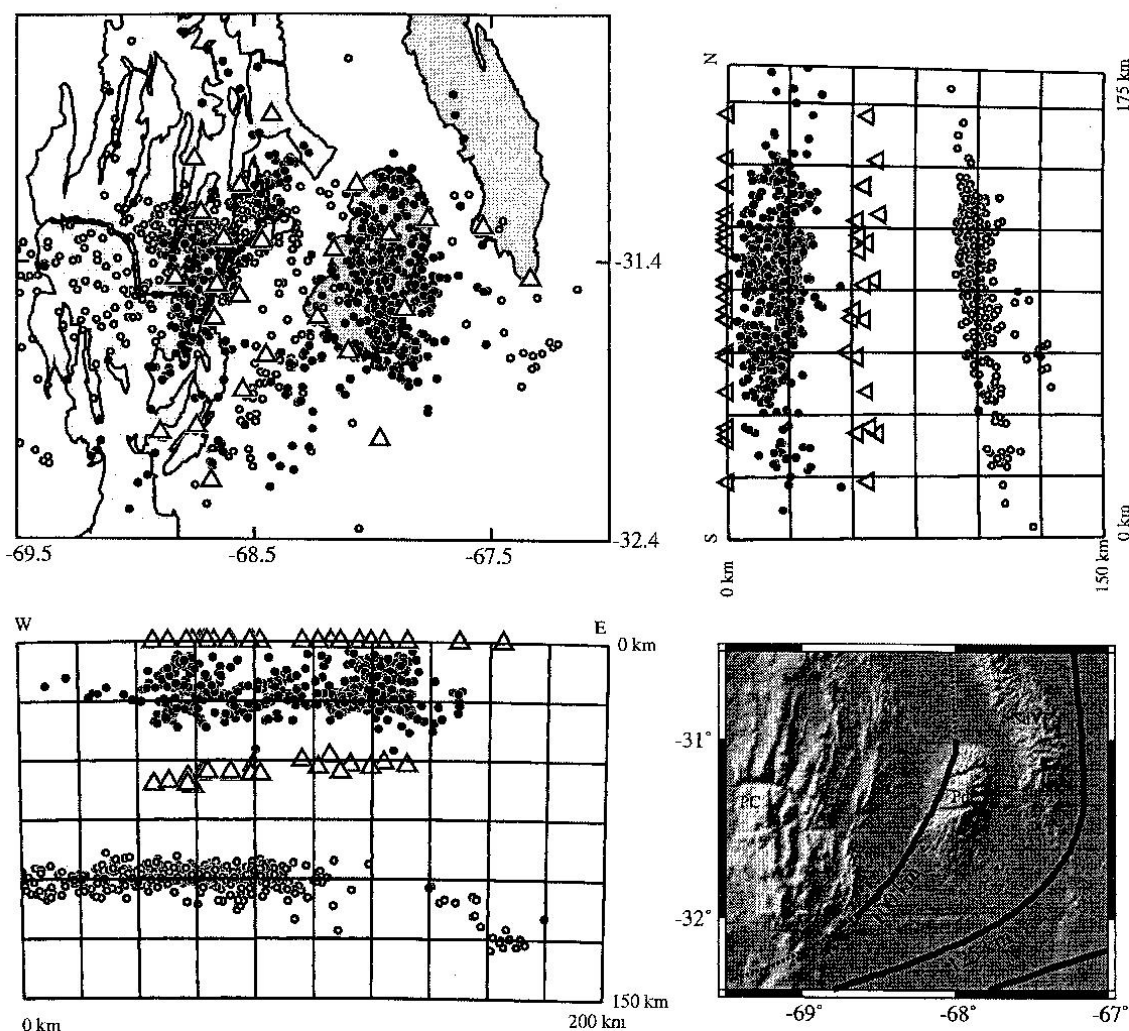


Fig 2. Mapa (Arriba izquierda) del área estudiada en la Provincia de San Juan. Sismicidad somera: círculos llenos; sismicidad intermedia: círculos abiertos; ubicación de las estaciones sismológicas: triángulos abiertos (Smalley et al., 1993, Regnier et al., 1992). Por debajo de ellas, Regnier et al. (1992) determinaron las profundidades del Moho. Los bloques elevados de basamento (Sierras Pampeanas) se muestran en gris oscuro. La Precordillera de piel fina aparece en gris claro mientras que los valles están en blanco.

Cortes transversales N-S (arriba derecha) y E-O (abajo izquierda) que muestran: estaciones como triángulos abiertos sobre la superficie; profundidades del Moho asociadas con las estaciones: triángulos abiertos en profundidad; sismicidad: con los mismos símbolos que arriba. En el corte E-O se nota que el Moho en el este, por debajo de las Sierras Pampeanas, es relativamente plano y desde allí hacia la Precordillera se inclina hacia abajo. También se nota en el corte E-O que la WBZ está muy bien definida y plana a una profundidad de 100 km a lo largo de más de 100 km hasta el límite oeste de la Sierra Pie de Palo.

Abajo derecha: topografía de la zona [GTOPO-30] con los contornos de la WBZ (Cahill and Isacks, 1985 y Smalley et al., 1993).

de 35 km [26]; [27]. En el basamento de las Sierras Pampeanas, la sismicidad define un volumen de deformación que incluye una concentración de sismicidad a 25 km de profundidad. Ella puede representar el aplastamiento de fallas lítricas [20]; [26].

La máxima profundidad de hipocentros someros en las Sierras Pampeanas es de aproximadamente 30 km. La máxima profundidad de la sismicidad cortical define la base de la capa frágil de la corteza superior. Esta profundidad inusualmente grande de la transición frágil-dúctil sugiere que la corteza en San Juan es relativamente fría y esto puede ser el resultado de refrigeración o aislamiento térmico de la parte alta de la litosfera por efecto de la placa subductada más fría [5].

El espesor cortical puede ser obtenido utilizando la sismicidad de la zona de Wadati-Benioff subductada como fuente de ondas S y P convertidas en ondas generadas en el Moho. Se encontró así que la profundidad del Moho varía desde 52 km debajo del oeste de las Sierras Pampeanas, a 60 km al este de la Precordillera [21].

Datos de gravedad de la región de San Juan señalan que la corteza está en equilibrio isostático aproximado y los resultados de profundidad del Moho [14] indican que son más someros que aquellos obtenidos a partir de las ondas S o P convertidas.

El promedio de elevación (Figura 3) a través de las Sierras Pampeanas es de 300-700 m, y en Precordillera aproximadamente 2000 m. Ellos son más bajos que los esperados para el balance isostático basado en espesores corticales de 52-65 km obtenidos a partir de ondas transformadas S o P (Figura 2). La placa de Nazca con subducción de tipo "flat-slab" en una geometría subhorizontal anómala por debajo de San Juan, puede jugar un importante rol en el balance isostático del antepaís por la duplicación del espesor de la litosfera. Una correlación global entre la ubicación de la placa subductada y la hipsometría continental [10] y modelos que indican que la iniciación y evolución de la subducción de tipo "flat-slab" por debajo de San Juan, puede causar subsidencia de la dinámica continental. Gurnis [9] indica que ella puede necesariamente estar incluyendo efectos debidos a la

losa subductada en el cálculo del balance isostático. De modo que el equilibrio isostático ante un espesor de corteza mayor que el esperado a partir de la elevación topográfica a través del antepaís puede ahora ser explicado incluyendo la placa subductada en los cálculos de balance isostático. Usando profundidades de Moho de 52 a 65 km determinadas por sismicidad y 40 km para la profundidad de la corteza cratónica al este [3] es necesario tener un incremento de densidad en profundidad para obtener balance isostático. Esta masa puede ser prevista fácilmente incluyendo la placa subductada (Figura 4) en los cálculos isostáticos. Suponiendo la corteza en balance isostático que se expresa linealmente desde el cratón al orógeno (Figura 2, centro) es posible comparar la topografía actual con la predicha por el modelo. Alternativamente, podemos comparar los datos del Moho sísmico con el Moho obtenido desde la topografía sin considerar a la placa subductada (Figura 4). El espesor cortical excedente, o diferencia entre los dos Mohos (Figura 4), balancea el exceso de densidad de la placa subductada.

Los modelos propuestos

Veamos la relación entre los excesos topográficos y las masas compensadoras en niveles tanto corticales como subcorticales. Tomemos dos casos:

(a) *Compensación cortical*

Es bien sabido que cualesquiera sean tanto las densidades corticales como del manto superior y el espesor cortical normal elegido para analizar el equilibrio isostático, las conclusiones no cambian siempre que los excesos topográficos sean compensados exactamente por las raíces corticales.

Asumiremos por ahora que la corteza normal de referencia tiene 40 km de espesor; que su densidad es 2.9 g/cm^3 y que descansa en un manto superior de densidad 3.3 g/cm^3 . Una topografía baja, que por simplicidad tomaremos en promedio como de $h_m = 0.7 \text{ km}$, originará una raíz cortical de $5.075 \text{ km} (= 2.9 h_m / (3.3 - 2.9))$, Introcaso et al. [14]. En este caso habrá perfecta compensación isostática

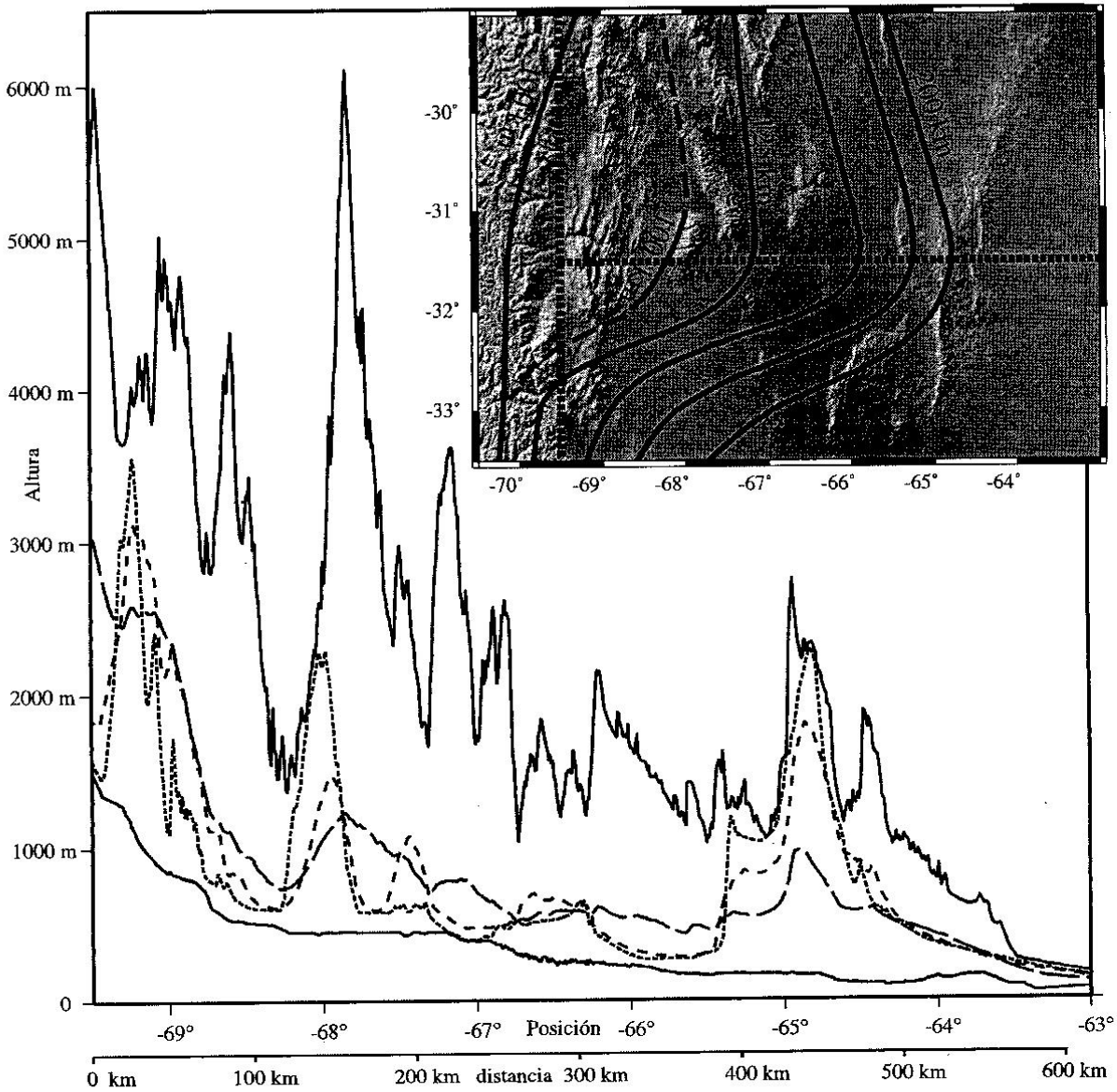


Fig 3. Secciones transversales de datos topográficos (arriba a la derecha junto con los contornos de WBZ) como función de la longitud. Se muestran cinco secciones transversales: las de arriba y abajo (líneas continuas) son las elevaciones más altas y más bajas entre 29°S y 33.5°S. La línea de trazos largos señala la altitud promedio entre 29°S y 33.5°S. La línea de trazos cortos y la de puntos muestran promedios de perfiles centrados en 31.5°S de 72 km (31.1°S a 31.75°S) y 5 km de ancho respectivamente atravesando el área de la red de estaciones sísmicas. La topografía fue graficada con exageración vertical (50:1). Nótese que las altitudes promedio son bajas (inferiores a 1 km en el sector de las Sierras Pampeanas).

(igualdad de masas) en el nivel del Moho, con: $2.9 \times 0.7 \times 10^6 \text{ kg/m}^2$ (topografía) = $7.25 \times 0.7 \times 0.4 \times 10^6 \text{ kg/m}^2$ (raíz cortical), aunque debemos señalar que la profundidad del Moho, de

aproximadamente 45 km, no coincide con las profundidades señaladas a partir de los datos sísmicos.

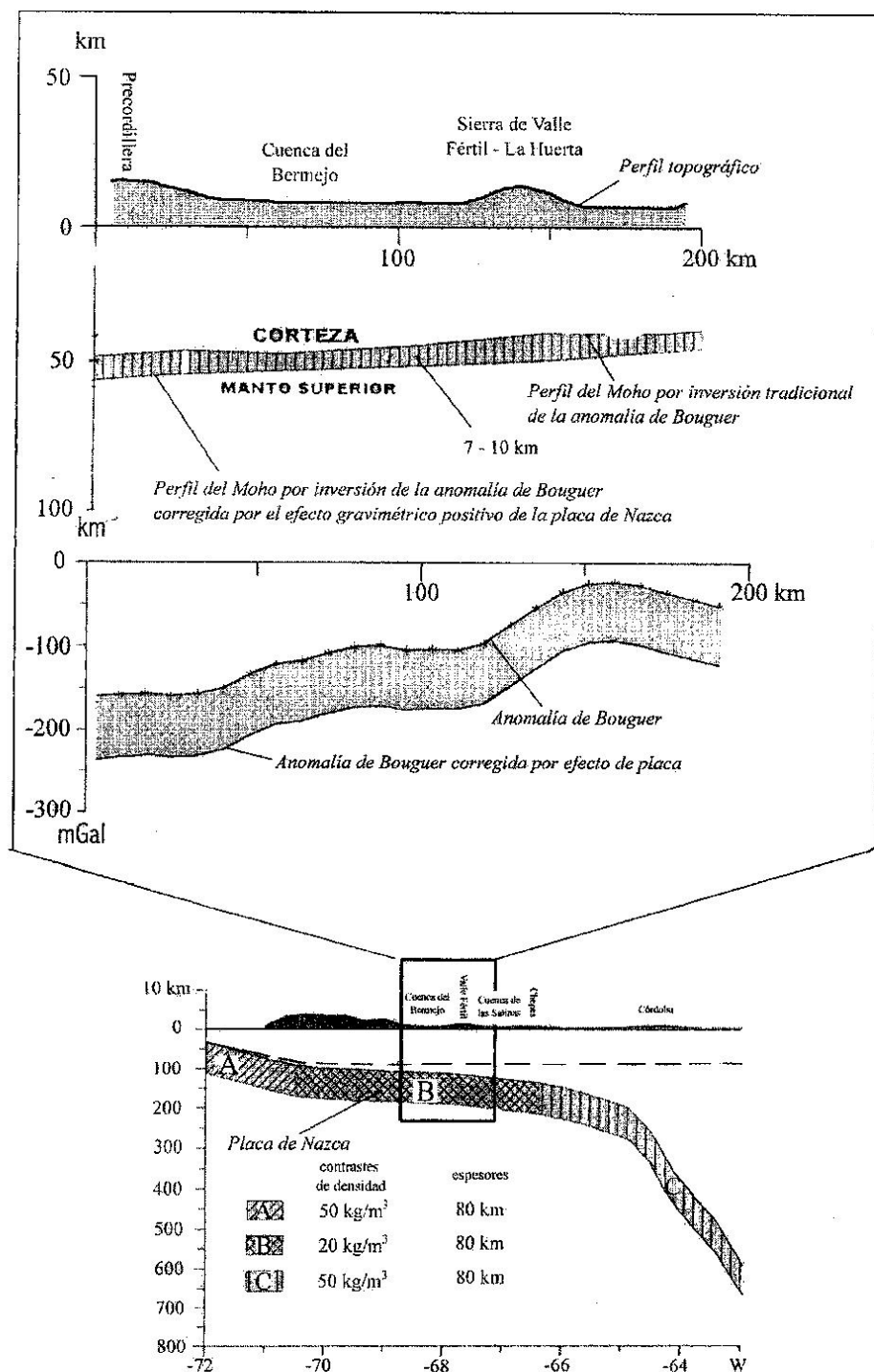


Fig. 4. Arriba: Moho (a menor profundidad) calculado a partir de la anomalía de Bouguer observada. Moho (a mayor profundidad) calculado a partir de la anomalía de Bouguer observada y corregida por efecto de placa. Al centro: anomalías de Bouguer en la latitud 31° S del antepaís andino (línea con cruces) anomalía observada; (línea continua) anomalía observada y corregida por efecto positivo de la placa subductada. Abajo: Sistema de subducción de la placa de Nazca en 31° S. ABC: heterogeneidades de densidad.

(b) *Compensación a 160 km en manto superior*

Pensemos ahora que por debajo de la topografía de 0.7 km asumida en (a) existe subducción de tipo "flat-slab" con duplicación litosférica, tal como ocurre en la zona aquí estudiada. Consideremos que ambas litosferas, continental sudamericana y oceánica subductada (placa de Nazca subhorizontalizada) tienen cada una 80 km de espesor. Se ha reconocido que la subducción produce refrigeración relativa en el manto superior [8]; [11]; [13]; [19] con una densidad en exceso de + 0.03 g/cm³. En efecto, asumiendo un enfriamiento promedio de $\Delta T = 300^{\circ}\text{C}$, una densidad litosférica de $\sigma = 3.30 \text{ g/cm}^3$ y un coeficiente de expansión térmica α de 3 a $3.4 \times 10^{-5} \text{ } 1/^{\circ}\text{C}$, el exceso de densidad originado será: $\Delta\sigma = \sigma \times \alpha \times \Delta T \cong 0.03 \text{ g/cm}^3$.

Para mantener isostasia, el espesor cortical que produce un déficit relativo deberá ahora crecer significativamente.

Realizando simples cálculos que igualan a los excesos de masas debidos a la refrigeración litosférica con los defectos de masas originados por la raíz cortical, se puede demostrar que para mantener el balance isostático, la raíz encontrada deberá incrementar notablemente su espesor respecto del espesor esperado para la elevación topográfica observada.

Así, el espesor de (a), aproximadamente 45 km, se verá incrementado en (b) llegando a sobrepasar los 50 km. El resultado neto indica que la topografía es balanceada aproximadamente por la mitad del espesor de la raíz, mientras el exceso de densidad debido a la placa subductada se compensa con el espesor restante.

Desde el punto de vista gravimétrico también existe una suerte de compensación, aunque esta no es rigurosa debido a las distintas posiciones de las masas en juego.

La Figura 4 muestra en la parte superior los dos Mohos. Según lo expuesto en (a) tenemos el menos profundo, y según lo expuesto en (b), el más profundo. Este último está en buena coincidencia con los valores sísmicos (Figura 2).

Debemos notar que la anomalía de

Bouguer observada permanece inalterable (Figura 4 al centro, en línea continua y asteriscos), ya sea que consideremos el modelo (a) o el (b). El incremento negativo graficado en Figura 4 al centro (línea continua) es debido al efecto de placa (Figura 4, abajo) y ha sido usado para lograr, por inversión, el Moho más profundo de Figura 4 arriba.

Insistimos: Una estructura de corteza-manto superior que involucre el engrosamiento cortical de acuerdo con (b) y a la placa subductada (Figura 4 abajo) justificaría a la anomalía observada (Figura 4 centro, línea continua y asteriscos). En la parte superior de Figura 4 aparece también la topografía del segmento estudiado.

Acortamientos

Es bien sabido que toda el área de las Sierras Pampeanas estuvo sometida a intensa compresión [6]; [17]; [19]. Si asumimos preservación del área en las secciones bidimensionales EW, el acortamiento cortical puede ser calculado a partir de [14]; [15]:

$$Sh \times T_n = A_T + A_R$$

siendo Sh : acortamiento cortical en km, T_n : espesor cortical inicial (= 40 km); A_T y A_R : áreas topográfica y de raíz en km² respectivamente.

Ha sido previamente propuesto que el levantamiento andino fue parcialmente o casi totalmente originado por acortamiento [28]; [18]; [15]; [14]. Los acortamientos encontrados para las Sierras Pampeanas en 30° - 31° S son sólo de 10 a 20 km para Jordan-Allmendinger [17]. Estos significarían sólo un 10 al 15 % de los acortamientos andinos. Introcaso et al. [12] encontraron también a partir de un modelo de rotación ascendente que son necesarios sólo 6 km de acortamiento para las Sierras de Córdoba. Ello fue logrado a partir de la elección de un espesor cortical inicial de 33 km. Los acortamientos encontrados en este trabajo crecen significativamente ante el incremento del espesor cortical por debajo de las Sierras Pampeanas (Figura 4), ante la duplicación del área de raíz producida por el efecto de placa.

Tabla I: Acortamientos corticales sin efectos de placa en cuatro secciones que atraviesan a las Sierras Pampeanas aquí estudiadas. Ubicación de las secciones (primera columna), A_T : área topográfica (segunda columna); A_R : área de la raíz cortical (tercera columna), exceso de área cortical $A_T + A_T$ (cuarta columna), relación isostática A_R/A_T (quinta columna). Nótese las diferencias con el valor ideal 6.675. Área de la raíz compensadora predictiva ($A_T \times 6.675$), en sexta columna. Los acortamientos Sh aparecen en la última columna.

Ubicación	A_T [km ²]	A_R [km ²]	$A_T + A_R$ [km ²]	A_R / A_T	Área raíz (Airy)	Sh [km ²]
30°S	134	932	1066	6.96	8.94	26.65
30.5°S	143	901	1044	6.30	9.54	26.10
31°S	133	747	880	5.62	8.88	22.00
31.5°S	109	1169	1278	10.72	7.25	32.00
Promedio Sh =						26.70

Tabla II: Acortamientos corticales sin efectos de placa de la Sierra de Valle Fértil en dos secciones E-W. Contenido de las columnas como en Tabla I.

Ubicación	A_T [km ²]	A_R [km ²]	$A_T + A_R$ [km ²]	A_R / A_T	Área raíz (Airy)	Sh [km ²]
30.5°S	72	214	286	2.97	480	7.15
31.5°S	55	142	197	2.58	367	4.93
Promedio Sh =						6.04

Las siguientes tablas muestran los valores de acortamientos encontrados. En Tabla I aparecen los valores de acortamientos para cuatro secciones ubicadas en 30° S, 30.5° S, 31° S y 31.5° S, que se extienden desde el borde este de la Precordillera hasta la Sierra de Chepes en el oeste. En Tabla II aparecen la primera y tercera secciones que atraviesan únicamente la Sierra de Valle Fértil.

Los acortamientos corresponden a modelos gravimétricos compensados en corteza del tipo (a) del párrafo anterior. En la Tabla III aparecen los acortamientos para las dos secciones centrales de Tabla I, aunque considerando el efecto de placa como en (b) del párrafo anterior. En Tabla IV se exhiben los acortamientos para las dos secciones de Tabla II aunque involucrando el efecto de placa considerado como en (b) del párrafo anterior.

Los valores A_T (km^2) fueron obtenidos por el método de ventana móvil utilizado, por ejemplo, por Isacks [15]. Los valores ΔR (km^2) fueron calculados evaluando las áreas obtenidas a partir de inversiones de las anomalías de Bouguer observadas (Tablas I y II), y observada y corregida por el efecto de placa (Tablas III y IV). Las relaciones $\Delta R/\Delta T$ deben ser próximas al valor 6.675 para garantizar el equilibrio isostático a nivel cortical. Hemos verificado que la relación persiste tanto si utilizamos el sistema de Airy como si trabajamos con el sistema flexural, dado que si bien en este último caso el máximo espesor de raíz es menor, la raíz se extiende lateralmente proporcionando un área sensiblemente semejante a la originada en el sistema local de Airy.

Las mayores discrepancias se encontraron en el acortamiento de la Sierra de Valle Fértil aislada de los sectores adyacentes (Tabla II), donde los valores que no llegan a 3 indican ostensible descompensación. El mismo resultado es obtenido comparando las columnas 3 y 6. En Tabla I vemos diferencias no tan significativas, salvo en la sección 31.5° S. Si observamos los valores $\Delta R/\Delta T$ y comparamos las cifras de columnas 3 y 6 en Tablas III y IV, notaremos las mayores discrepancias, que en un caso llegan casi a 18 con un área en exceso de más de dos veces y media. Estos valores confirman que la compensación se rea-

liza a mayor profundidad que en el Moho.

Una cuestión que no debemos pasar por alto es la incidencia que tiene el espesor normal asumido. Por ejemplo, si $A_T + A_R$ fuera de 2000 km^2 , el acortamiento con $T_n = 33 \text{ km}$ sería de 60.61 km , pero si asumimos un $T_n = 40 \text{ km}$, el acortamiento sería $Sh = 50 \text{ km}$. Si $T_n = 33 \text{ km}$ fuera el valor correcto, el error relativo sería de un 32 %.

Utilizando modelos gravimétricos, cambios desde el nivel desde el cual se define a la raíz cortical (por ejemplo si pasamos de 30 km a 40 km) producen sólo pequeños cambios en las anomalías de gravedad. De acuerdo con Lyon-Caen [18] y a partir de nuestras propias verificaciones, estas diferencias son inferiores al 3 %. O, dicho de otra manera, dos raíces corticales morfológicamente semejantes y con la misma densidad diferencial ubicadas a 30 km y a 40 km producirán exactamente la misma anomalía de Bouguer sólo si la raíz más profunda es de mayor área. Esto equilibraría, en alguna medida, a la disminución de acortamiento que produce el incremento de espesor cortical. No obstante, el efecto de incremento de área no es significativo respecto del originado ante un cambio de T_n .

Si comparamos los acortamientos sin efecto de placa (Tablas I y II) vemos que el acortamiento del total del sector de unos 200 km de ancho, es cuatro veces mayor que el acortamiento de la Sierra de Valle Fértil que tiene un ancho de sólo $50\text{-}60 \text{ km}$.

Considerando los acortamientos calculados con efecto de placa (Tabla III) vemos que el Sh medio correspondiente al ancho de 200 km es más de dos veces el Sh medio sin efecto de placa (Tabla I).

Regnier et al. [21] encontraron para el ancho de las Sierras Pampeanas un acortamiento lineal progresivo de 72 km mientras nuestro valor es de casi 60 km en el tramo este de la Precordillera – Valle Fértil y Chepes.

Conclusiones

Hemos analizado y combinado nuevos datos de gravedad y nuevos datos sísmicos en escala litosférica en la región de subducción aplastada que se extiende por debajo de San Juan (Argentina). El estudio realizado indica

Tabla III: Acortamientos corticales con efectos de placa para dos secciones en todo el ancho de las Sierras Pampeanas aquí estudiado. Nótese que los A_R de esta tabla exceden el doble de los de Tabla I sin efectos de placa. Contenido de las columnas como en Tabla I.

Ubicación	A_T [km ²]	A_R [km ²]	$A_T + A_R$ [km ²]	A_R / A_T	Área raíz (Airy)	Sh [km ²]
30.5°S	143	2549	2692	17.82	954	67.30
31.5°S	133	1869	2002	14.05	888	50.10
Promedio Sh =						58.68

Tabla IV: Acortamientos corticales con efectos de placa sólo para dos secciones que atraviesan la Sierra de Valle Fértil. Nótese que los A_R de esta tabla son entre 2.5 y 3 veces los de Tabla II, calculados sin efectos de placa. Contenido de las columnas como en Tabla I.

Ubicación	A_T [km ²]	A_R [km ²]	$A_T + A_R$ [km ²]	A_R / A_T	Área raíz (Airy)	Sh [km ²]
30.5°S	72	881	953	12.23	480	23.80
31.5°S	55	487	542	8.85	367	13.60
Promedio Sh =						18.70

que la placa subductada juega un importante rol, tanto en el balance isostático y en la estructura térmica del manto superior como en la obtención de acortamientos corticales.

Así, los excesos de masa (topografía y placa oceánica subductada) son balanceados por una inusualmente gruesa corteza determinada a partir de datos sísmicos.

De esta manera se explica la clara relación anómala entre las áreas de la raíz cortical y de la topografía. De acuerdo con nuestro modelo, la compensación isostática revelada por el estudio gravimétrico se realizaría no en niveles del Moho engrosado sino a profundidades que exceden el grosor de las placas superpuestas (duplicadas) por debajo de San Juan.

Usualmente cuando se produce el acortamiento cortical, por cada milímetro de crecimiento topográfico se originan unos 7 mm de raíz cortical adicional. En este caso, ante la influencia del efecto de la placa subductada, por cada milímetro de emergencia andina, el espesor cortical aparece duplicado respecto del normal (relación uno a siete).

Además, tanto en la Precordillera sanjuanina como en las Sierras Pampeanas, los efectos térmicos hacen decrecer la transición frágil-dúctil tal como lo demuestran la inusual profundidad intracortical determinada sísmicamente.

Los acortamientos corticales determinados a partir del modelo gravimétrico de corteza-manto superior con apoyo sísmico crecen en más de dos veces, llegando a unos 60 km respecto de los acortamientos corticales obtenidos con gravimetría, aunque sin apoyo sísmico.

Agradecimientos

Se agradece a dos árbitros anónimos las sugerencias realizadas.

Este trabajo ha sido apoyado por la contribución N° 434 de CERL.

Referencias

- [1] Allmendinger, R., D. Figueroa, E. Snyder, J. Beer, C. Mpodozis, and B.L. Isacks. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° latitude. *Tectonics* 9, 789 (1990).
- [2] Cahill, T., and B.L. Isacks. Shape of the subducted Nazca plate (abstract). *EOS Trans. AGU* 66, 299 (1985).
- [3] Christensen, N.I., W.D. Mooney. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research* 100, B7, 9761 (1995).
- [4] DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101, 425 (1990).
- [5] Dumitru, T.A., P.B. Gans, D.A. Foster, E.L. Miller. Refrigeration of the western Cordilleran lithosphere during the Laramide shallow-angle subduction. *Geology*, 19, 1145 (1991).
- [6] Gonzalez Bonorino, F. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *RAGA (Revista de la Asociación Geológica Argentina)*, 53(3), 416 (1950).
- [7] Gripp, Alice E., Richard G. Gordon. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters* 17, 1109 (1990).
- [8] Grow, J., Bowin, C. Evidence for high density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 80 (11), 1449 (1975).
- [9] Gurnis, M. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science* 255, 1556 (1992).
- [10] Gurnis, M. Depressed continental hypsometry behind oceanic trenches: A clue to subduction controls on sea-level change. *Geology* 21, 29 (1993).
- [11] Hatherton, T. Gravity and seismicity of asymmetric active regions. *Nature* 221, 353 (1969).
- [12] Introcaso A., Lion A., Ramos V. La estructura profunda de la Sierra de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina (R.A.G.A.) XLII (1-2)*, 177 (1987).
- [13] Introcaso, A., Pacino, M.C. Gravity Andean model associated with subduction near 24°25' South latitude. *Revista de Geofísica (Madrid)* 44, 29 (1988).
- [14] Introcaso, A. M.C. Pacino and H. Fraga. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° and 35° S. *Tectonophysics* 205, 31 (1992).
- [15] Isacks, B.L. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research* 93, 3211 (1988).

- [16] Jordan, T.E., B.L. Isacks, R. W. Allmendinger, J.A. Brewer, V.A. Ramos, and C.J. Ando. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society American Bulletin* 94, 341 (1983).
- [17] Jordan, T.E., and R.W. Allmendinger. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286, 737 (1986).
- [18] Lyon-Caen, H., P. Molnar and G. Suarez. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planetary Science Letters* 75, 81 (1985).
- [19] Martinez, M.P., Introcaso, A. La Sierra Pampeana de Valle Fértil (Provincia de San Juan). Análisis estructural a partir de datos gravimétricos. *Temas de Geociencia* N° 2, U.N.R. Editora, 81 págs. (1999).
- [20] Regnier, M., J.L. Chatelain, R. Smalley, Jr., J.M. Chiu, B.L. Isacks, M. Araujo, Seismotectonics of the Sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean foreland, Argentina. *BSSA* 82, No. 6, 2549 (1992).
- [21] Regnier, M., J.M. Chiu, R. Smalley, Jr. B.L. Isacks, and M. Araujo. Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina. *BSSA* 84, No. 4, 1097 (1994).
- [22] Reta, C.R. High resolution view of the Wadati-Benioff zone and determination of Moho depth in San Juan, Argentina, *M.S. Thesis*, 97 pp., University of Memphis, Memphis, TN (1992).
- [23] Russo, R.M., P.G. Silver. Trench-parallel flow beneath the Nazca Plate from seismic anisotropy. *Science* 263, 1105 (1994).
- [24] Russo, R.M., P.G. Silver. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson Cycle. *Geology*, in press (1996).
- [25] Smalley, R.F., Jr. and B.L. Isacks. A high resolution local network study of the Nazca Plate Wadati-Benioff zone under western Argentina. *Journal of Geophysical Research* 92, 13903 (1987).
- [26] Smalley, R., Jr. and B.L. Isacks. Seismotectonics of thin and thick-skinned deformation in the Andean foreland from local network data: Evidence for a seismogenic lower crust. *Journal of Geophysical Research* 95, BS, 12487 (1990).
- [27] Smalley, R., Jr., Jose Pujol, Marc Regnier, Jer-Ming Chiu, Jean-Luc Chatelain, Bryan L. Isacks, Mario Araujo and N. Puebla. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior *Tectonics* 12, 63 (1993).
- [28] Suarez, G., P. Molnar and B. Burchfiel. Seismicity fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Perú, Ecuador and Southern Colombia. *Journal of Geophysical Research* 88, 10403 (1987).

Manuscrito recibido y aceptado en enero de 2002.