

## EL LEVANTAMIENTO ANDINO. SU EXPLICACION A PARTIR DEL METODO GRAVIMETRICO

*por Antonio Introcaso*

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura (Universidad Nacional de Rosario y CONICET)  
Avda. Pellegrini N° 250 (2000) ROSARIO (Sta. Fe) - ARGENTINA

### RESUMEN

Hemos realizado, por más de veinte años, estudios geofísicos, principalmente gravimétricos en la Cordillera Argentino-Chilena. Ellos señalan:

- Que tanto los mecanismos responsables del levantamiento Andino como el estado isostático concordante con ellos, deben ser analizados no sólo en corteza, sino además en el manto superior.
- Que el principal mecanismo es, sin duda, el engrosamiento cortical. Él es originado, principalmente, por fuerte compresión horizontal en el oeste sudamericano. Hemos encontrado valores de acortamientos de 250 a 300 km en los Andes Centrales, que disminuyen regularmente hacia el Sur, alcanzando 70 km en 39° de latitud sur.
- Que mecanismos de expansión y contracción vertical ubicados en el manto superior, deben ser considerados junto con el engrosamiento cortical. Esto es claro - por ejemplo - en aquellos segmentos andinos con significativas expresiones de volcanismo cuaternario.

### ABSTRACT

During more than 20 years, we have been carrying out geophysical studies, mainly gravimetrical ones on the Argentine-Chilean Cordillera. These studies point out that:

- Both the mechanisms that cause the Andean uplifting and the isostatical condition that agrees with them, have to be analyzed not only on the crust but also on the upper mantle.
- The principal mechanism is, no doubt, the crustal thickening. It is mainly caused by strong horizontal stress on the Southamerican west part. We have found values of shortenings of 250 to 300 km on the Central Andes, that regularly get smaller to the south, reaching 70 km on 39° South latitude.
- Mechanisms of expansion and vertical contraction located on the upper mantle, have to be considered together with the crustal thickening. This is clear - for example - on those Andean segments with significant Quaternary volcanism.

### INTRODUCCION

Se considera a la gravedad como una fuerza de notable significación dado que, si bien es débil, penetra en todo el Universo y organiza todo su espacio original en galaxias, estrellas y planetas. Es responsable, además, de mantener en armónicas órbitas a los satélites naturales y artificiales. En problemas más cotidianos pensemos que tanto los

planos topográficos como las construcciones, se apoyan en un sistema de referencia local definido por la dirección de la fuerza de gravedad. Ella puede ser materializada fácilmente con sólo utilizar la plomada (y el nivel de burbuja) del albañil. El problema no es, pues, esencialmente geométrico, sino que se apoya en un fenómeno físico: la gravitación.

Actualmente las mediciones de gravedad se realizan rápidamente y con gran precisión gracias a los gravímetros o comparadores de gravedad que permiten asegurar décimos y hasta centésimos de miligal

Acto realizado con motivo de la entrega del Premio en Ciencias de la Tierra "Horacio J. Harrington", el día 15 de diciembre de 1992.

(mGal). El mGal es la milésima parte de 1 cm/s<sup>2</sup> ó Gal, denominación que se utiliza en geodesia y geofísica en honor a Galileo.

Es usual que los gravímetros sean verificados periódicamente. Para ello, y trabajando junto con el Instituto Geográfico Militar, hemos preparado una base de control en Santa Fe (Introcaso, 1968) que ha sido utilizada no sólo por nuestro grupo, sino además por el Observatorio Astronómico de La Plata, por Y.P.F. y por el Instituto Sismológico Zonda, entre otras Instituciones.

Las mediciones de "g" se realizan en áreas continentales sobre la superficie topográfica. Ellas son referidas usualmente a un sistema elipsóidico en rotación. Mediante adecuadas reducciones se logran comparar, en cada estación de medición, los valores de "g" provenientes de las observaciones, con los valores teóricos correspondientes obtenidos a partir del sistema de referencia elegido. Los residuos que quedan constituyen las anomalías de gravedad. Ellas, que alcanzan sólo unas pocas decenas de mGal en las planicies, superan los - 400 mGal en la región de los Andes Centrales. Éstas anomalías son las principales herramientas que hemos utilizado para explorar en gran escala gran parte de nuestro país y sus adyacencias. Hemos estudiado, así, principalmente: zonas de fallas activas, la génesis y evolución de cuencas sedimentarias - petroleras y no petroleras - de las Sierras Pampeanas y de la Cordillera Andina.

En esta exposición nos referiremos fundamentalmente a la contribución del método gravimétrico al estudio de los Andes (véase - entre otros - Ramos, 1989). Estos estudios tienen, en lo metodológico, un fuerte soporte matemático, y en los modelos geodinámicos una total consistencia, tanto con las leyes físicas conocidas, como con los datos observacionales (no sólo gravimétricos sino provenientes de distintas disciplinas de las Ciencias de la Tierra).

Nos interesa conocer cómo se formaron los Andes, es decir cómo se elevaron y cuáles son los mecanismos que impulsan y controlan tan majestuosa elevación. El I.G.M., el Instituto de Geodesia de la U.B.A., el Instituto Sismológico Fernando Volponi de la Universidad Nacional de San Juan, Y.P.F., el Observatorio Astronómico de La Plata,

nuestro grupo de geofísica del Instituto de Física de Rosario, la Universidad de Chile y otras instituciones, han realizado cuidadosas mediciones de gravedad sobre la cordillera andina y sus adyacencias (Fig.1), encontrando notables anomalías de gravedad (anomalías de Bouguer) que se expresan formando una llamativa imagen especular de la topografía Andina (Fig. 2). No obstante éstas anomalías, que en términos regionales se deben a la gran masa de la cordillera, están en general fuertemente "contaminadas" por otras causas provenientes de muy diversas fuentes: por ejemplo fallamientos, heterogeneidades producidas por masas de yacimientos, etc. Para construir un adecuado modelo de corteza y manto superior, debemos pues eliminar o filtrar a las anomalías menores ó de corta longitud de onda. Usualmente los filtros propuestos son empíricos o semiempíricos. Nosotros hemos propuesto un método que responde a la esencia del campo potencial, soslayando el problema antes señalado. El método (Pacino-Introcaso, 1985; 1987; Guspí-Pacino, 1985) consiste en trasladar hacia arriba el conjunto de mediciones realizadas en la superficie terrestre, alejándonos de las masas atractivas. Así, los efectos de las pequeñas masas se minimizan y tienden a desaparecer, mientras persisten sólo los efectos vinculados con las grandes masas tales como los Andes. Es como si midiéramos desde un avión, que volando a distintas alturas se aleja de las masas Newtonianas. La forma de simulación de este proceso es realizar la llamada prolongación ascendente o hacia lo alto del campo potencial, o bien en el dominio espacial por convolución (véase Fig. 3), o bien en el dominio frecuencial utilizando la transformada rápida de Fourier.

Depuradas así las anomalías de gravedad, es necesario realizar una inversión, es decir obtener - a partir de ellas - el modelo o configuración de la corteza y manto superior por debajo de los Andes. La no unicidad entre las anomalías medidas (y filtradas) y la estructura subyacente que buscamos definir, torna dificultosa la resolución.

Afortunadamente, el problema ha sido solucionado incorporando adecuadas condiciones iniciales a los algoritmos de resolución. Usualmente se resuelven sistemas de ecua-

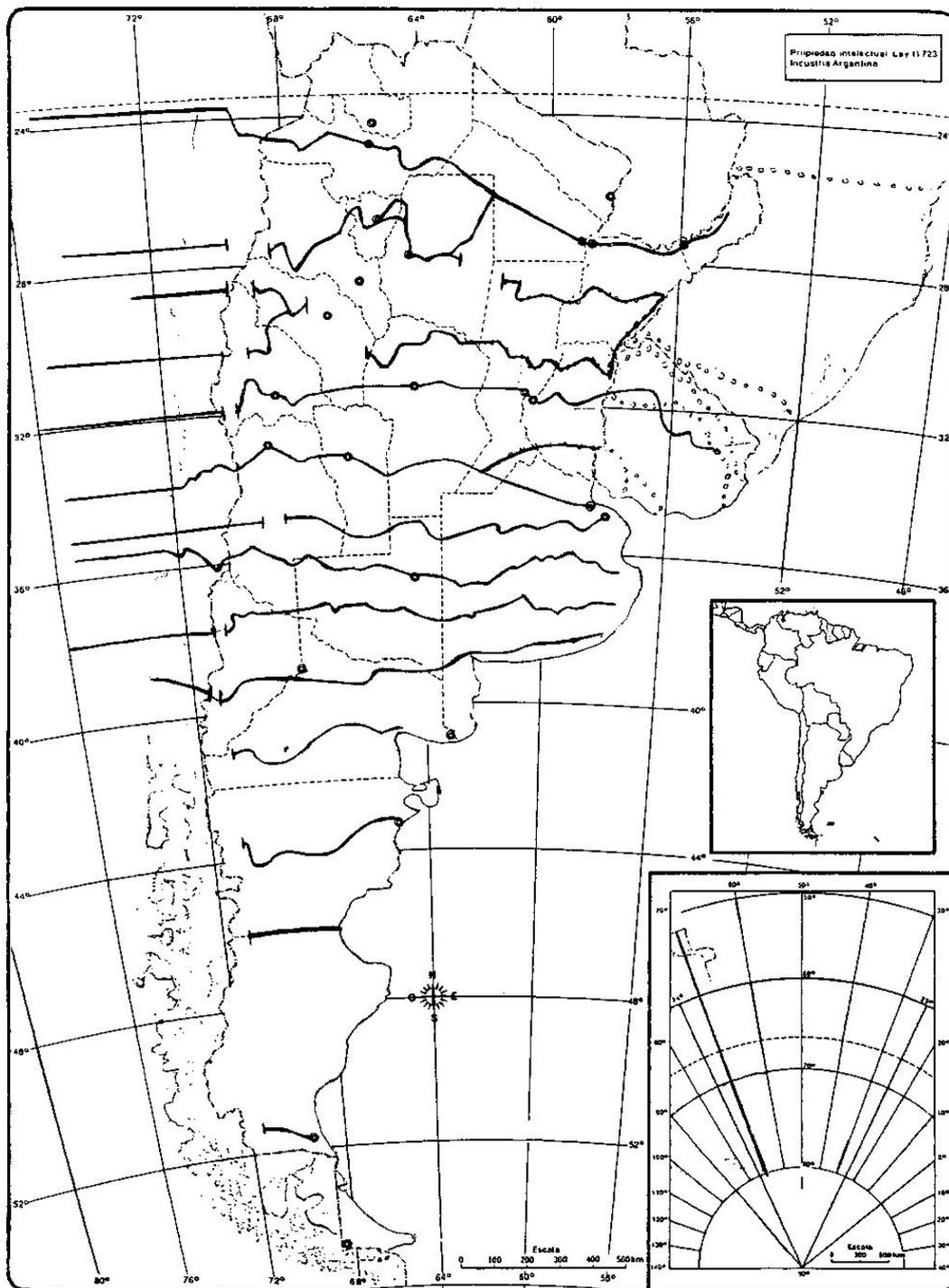


Fig. 1.— Secciones gravimétricas E-W correspondientes al Plan de Investigaciones de IFIR:  secciones interpretadas;  : secciones proyectadas. Principales fuentes de datos: IFIR, I.G.M., U.B.A., etc.

ciones no lineales, mediante álgebra lineal (soluciones lineales iteradas). Nuestro equipo de trabajo ha realizado propuestas originales sobre cálculos de "g" y resolución del problema inverso que involucran rigurosas aproximaciones a las estructuras incógnitas,

aceleración de la convergencia del sistema, etc.(véase Introcaso, 1978; Introcaso-Huerta, 1975, 1976, 1981 (a y b); Guspí-Introcaso, 1988; Guspí et al., 1984,1987; etc.)

Utilizando esta metodología hemos encontrado, por debajo de los Andes, "raíces"

— Modelo Gravimétrico de Corteza en el paralelo 36°S (Superpuesto al modelo de corteza en la latitud aprox. 18°S para su comparación).

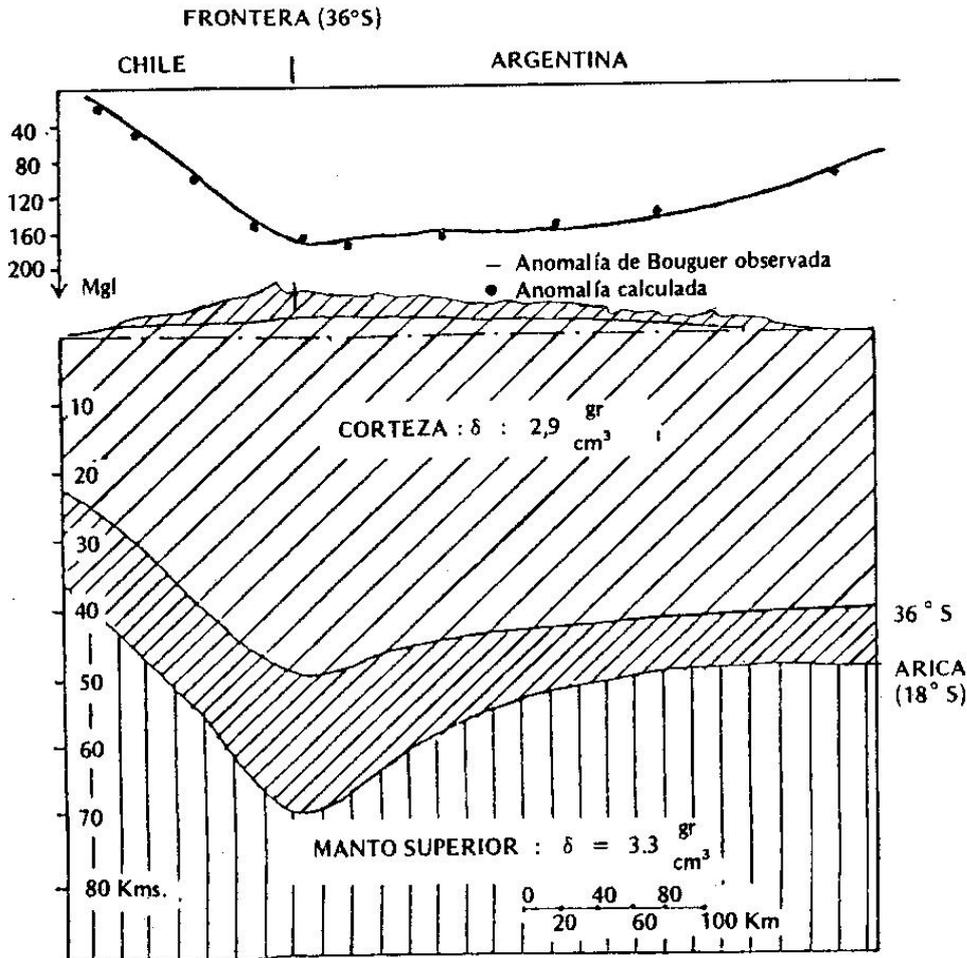


Fig. 2.— Arriba: La anomalía de Bouguer es una imagen espejular de la topografía. Abajo: El fondo de corteza: máx: 50 km en 36°S y 70 km en 18°S, compensa los excedentes topográficos andinos (Fuente: Introcaso, 1980).

que alcanzan profundidades tan grandes como 50 a 70 km (véase Fig. 2). Notemos, de paso, que en esta figura la anomalía de Bouguer está filtrada.

La notable emergencia de los Andes y las significativas "raíces" que los soportan, determinan relaciones que indican su armónica o inarmónica distribución en el llamado análisis del equilibrio isostático. Este singular comportamiento semeja al de un gran "iceberg" que, manejado por leyes hidrostáticas, emerge del nivel del mar mientras oculta por debajo una masa, o raíz

de hielo, de unas nueve veces su emergencia.

Llegado este punto estamos en condiciones de comentar cómo hemos estudiado el levantamiento andino, su génesis y su evolución. Grandes movimientos compresionales (Suárez et al., 1983; Froideveauxsacks, 1984; etc.) se producen en el oeste de Sudamérica, donde la Placa de Nazca se desliza (subducta) por debajo de la Placa Sudamericana que se aleja de la dorsal centro-atlántica. Ellos son responsables de gran parte del levantamiento de la cordillera.

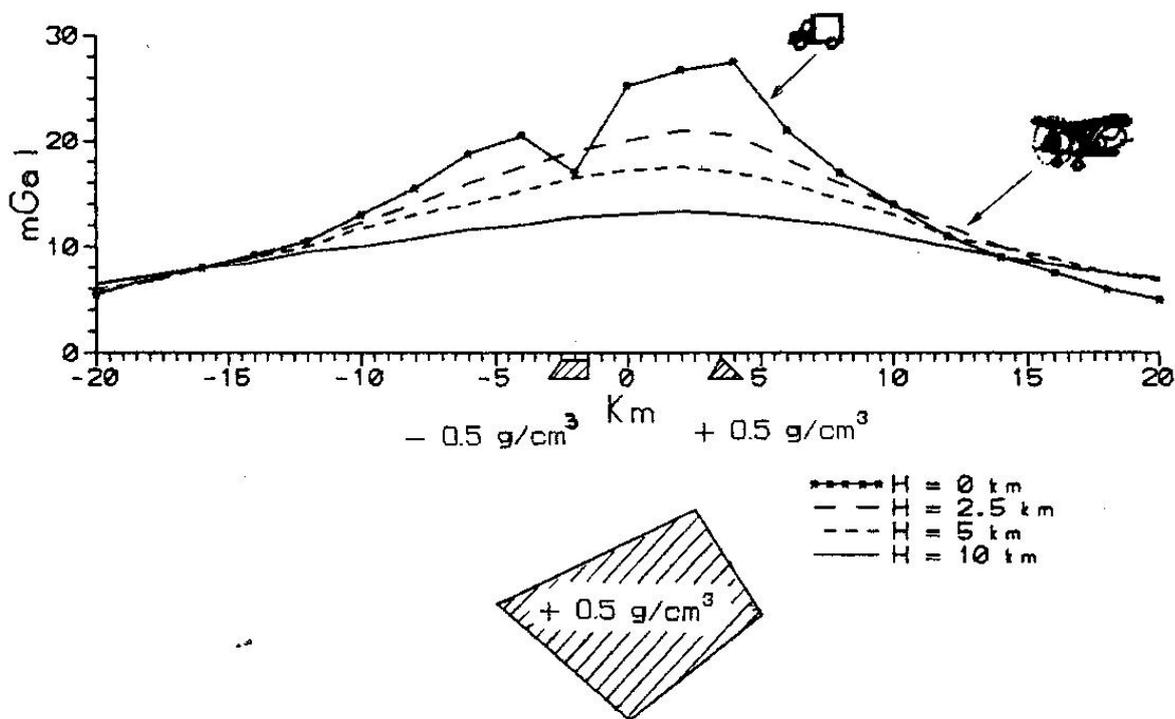


Fig. 3.—  $\sim$  Anomalia de gravedad producida por las tres masas ubicadas por debajo del nivel del mar. Si realizamos el cálculo elevándonos:  $H = 2,5$  km,  $5$  km y  $10$  km, obtendremos respectivamente las anomalías:  $\sim$ ;  $\sim$ ;  $\sim$ . Notemos que en  $H = 10$  km, la anomalía minimiza los efectos de las masas superficiales o —dicho de otra manera— la anomalía  $\sim$  prácticamente coincide con el efecto de la masa mayor.

La corteza, en gran parte ductilizada, se acorta engrosándose (mecanismo de acortamiento  $A_C$ ) y formando tanto la elevación como la raíz andina, en un proceso controlado - en primera instancia - por las leyes hidrostáticas citadas, o - dicho de otra manera - por la isostasia en la hipótesis de Airy. Se ha propuesto otra explicación - al menos parcial - para el engrosamiento cortical. Ella se basa en la incorporación de magmas subcorticales: mecanismo de adición magmática  $A_M$ . Una adecuada combinación de ( $A_C + A_M$ ) ha sido también propuesta. Modelos gravimétricos (Fig. 2) o - mejor aún - sísmico-gravimétricos (Fig. 4 Introcaso et al. 1992), han permitido definir a las "raíces andinas" determinando: (1) el grado de equilibrio isostático y (2) el acortamiento, o

contracción horizontal, que habría producido la mayor parte de la elevación.

Señalaremos también nuestra contribución no sólo al estudio del equilibrio isostático de la cordillera andina en el nivel de fondo de corteza sino también en dos niveles de manto superior, involucrando así a las heterogeneidades subcorticales de origen térmico. Para facilitar el análisis, y disponiendo del material acumulado durante más de dos décadas, hemos preparado cartas para la evaluación isostática en el modelo hidrostático de Airy y en el modelo térmico-litosférico de Pratt, que permiten realizar una rápida y correcta evaluación.

Al mismo tiempo, son comparados diversos mecanismos, tanto corticales como ubicados en el manto superior. Ellos permiten

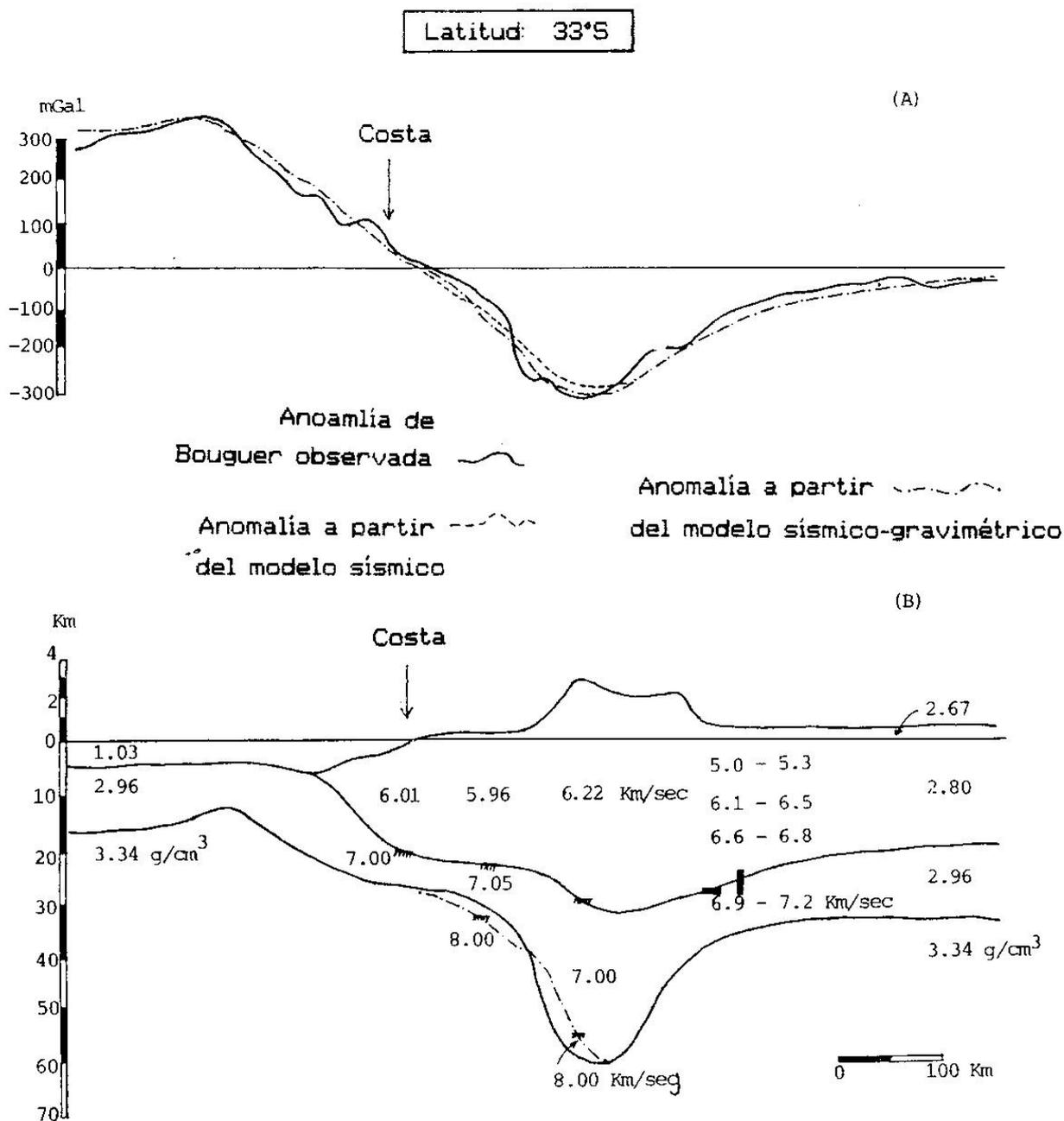


Fig. 4.— Abajo: modelo sísmico-gravimétrico en 33° de latitud sur, que exhibe una raíz cortical de más de 60 km de profundidad. Arriba: Anomalías de gravedad: observada; obtenida a partir del modelo gravimétrico; obtenida a partir del modelo sísmico-gravimétrico (Fuente: Introcaso et al, 1992).

alcanzar una mejor comprensión de los procesos que pueden explicar el levantamiento de los Andes.

### EL COMPORTAMIENTO ISOSTÁTICO

Que las masas montañosas presentan un singular comportamiento, fue señalado hace

cinco siglos por Leonardo Da Vinci (1452-1519). Él anticipó la idea de la isostasia, al asignar las altitudes a la menor densidad de las montañas (véase Delaney, 1940). Tres siglos más tarde, Bouguer (1749) afirmó que las masas de la cordillera andina involucraban grandes cavidades ocultas, explicando así que la atracción allí fuera menor que

la esperada. Poco tiempo después, Boscovich (1750) introdujo el término compensación, sosteniendo que las montañas se habían elevado por expansión de material profundo, sin cambios de masas. Transcurrido un siglo, Pratt (1855, 1859), inspirado en la idea de Boscovich, propuso el sistema ahora reactualizado de compensación térmica (Haxby y colab., 1976; Hsu, 1982; Oxbourgh, 1982; etc.). Simultáneamente Airy (1855) en un momento de inspiración, propuso que la corteza terrestre flotaba sobre un sustrato más denso. Recién a fines del siglo pasado, Dutton (1889) introdujo el término rápidamente aceptado: isostasia. Pasadas casi cuatro décadas del siglo actual, Vening Meinesz (1939) presentó tablas de correcciones isostáticas en la hipótesis de flexión elástica de una corteza cargada con los excesos montañosos, idea también desarrollada luego por Walcott (1970a), Watt y colab. (1975) y Diez Rodríguez - Pacino (1986), entre otros; mientras procesos viscoelásticos fueron tratados por Walcott (1970b), Clark y colab. (1978), etc.

Finalmente señalamos otra cuestión sumamente importante: el nivel en donde se produce la compensación isostática. Él depende de la profundidad a partir de la cual desaparecen las heterogeneidades de masas. Así, ella puede realizarse en el nivel corteza-manto (Airy, 1855; Woollard, 1969); a unos 100 km de profundidad (Pratt, 1855; Magnistky-Kalashnikova, 1970) o a unos 400 km de profundidad (Dorman-Lewis, 1972).

### CARTA DE CORRECCIONES ISOSTATICAS EN LA HIPOTESIS CLASICA (SISTEMA DE AIRY)

Reuniendo los valores regionalizados de las secciones de Fig. 1, hemos construido las cartas de isoanómalas de Bouguer de Fig. 5 y de contornos de Moho (Fig. 6). Ellas exhiben fuerte correlación con el relieve andino.

Con el fin de poder realizar una expeditiva evaluación isostática de los Andes Argentino-Chilenos en la hipótesis clásica, hemos preparado una carta de contornos de correcciones isostáticas, aprovechando estudios gravimétricos realizados en diez secciones E-W que atraviesan la cordillera

andina en las siguientes latitudes: 22°S, 25°S, 28°S, 30°S, 32°S, 33°S, 35°S, 37°S, 39°S y 43°S. En general las estaciones en estas secciones están separadas entre 2 y 5 km. Esta carta permite realizar expeditivas evaluaciones isostáticas en: (1) secciones o áreas seleccionadas y (2) todo el sector andino de Argentina y Chile.

Hemos comenzado adoptando un espesor cortical normal:  $T = 33$  km, basándonos en trabajos anteriores (Bullen, 1963; Woollard, 1969; Introcaso-Pacino, 1988; entre otros).

Las densidades elegidas para corteza son:  $\sigma_{c1} = 2.67$  g/cm<sup>3</sup> por sobre el n.m. del mar y  $\sigma_{c2} = 2.90$  g/cm<sup>3</sup> desde el n.m. del mar hasta el fondo de corteza. La densidad del manto superior es  $\sigma_m = 3.3$  g/cm<sup>3</sup>. Los valores adoptados por Heiskanen (1938) fueron  $T = 30, 40$  y  $60$  km,  $\sigma_c = 2.67$  g/cm<sup>3</sup> y  $\sigma_m = 3.27$  g/cm<sup>3</sup>. Valores más actualizados fueron presentados por Woollard (1969) basándose en estudios sísmicos y gravimétricos. Él propuso  $T = 33$  km,  $\sigma_c = 2.93$  g/cm<sup>3</sup> y  $\sigma_m = 3.32$  g/cm<sup>3</sup>. Con estos valores,  $\Delta R = \frac{2.39}{0.39} h = 7.51$  h. Nuestros

valores (2.9 para corteza por debajo del n.m. del mar y 3.3 para manto superior) concuerdan con la elección de Woollard (1969). Sin embargo, hemos elegido para los excesos topográficos 2.67 g/cm<sup>3</sup> por encima del nivel del mar, por considerarlo más cercano a la densidad media de los materiales expuestos. Nótese de paso que concordantemente la clásica corrección de Bouguer admite una densidad de 2.67 g/cm<sup>3</sup>.

Para fijar ideas supongamos un bloque de comparación (A) con 33 km de espesor y  $\sigma_c = 2.9$  g/cm<sup>3</sup> ubicado sobre un manto superior de  $\sigma_m = 3.3$  g/cm<sup>3</sup>. Este bloque tendrá un borde libre de  $BL(A) = 33 \left( 1 - \frac{2.9}{3.3} \right)$  km = 4 km. Coloquemos al lado un bloque (B) de 63.7 km compuesto por 4 km de materiales de densidad 2.67 g/cm<sup>3</sup> en el tope de la corteza y 59.7 km de materiales de densidad 2.9 g/cm<sup>3</sup> ubicados entre el nivel del mar y el fondo de corteza. Ambos bloques igualan presiones (18.13 kbars) a profundidades de 59.7 km (desde el n.m. del mar). El segundo tendrá un borde libre:  $BL(B) = 63.7 \left( 1 - \frac{2.886}{3.3} \right)$  km = 8 km; la densidad cortical (2.886 g/cm<sup>3</sup>) ha sido obtenida como promedio pesado de:

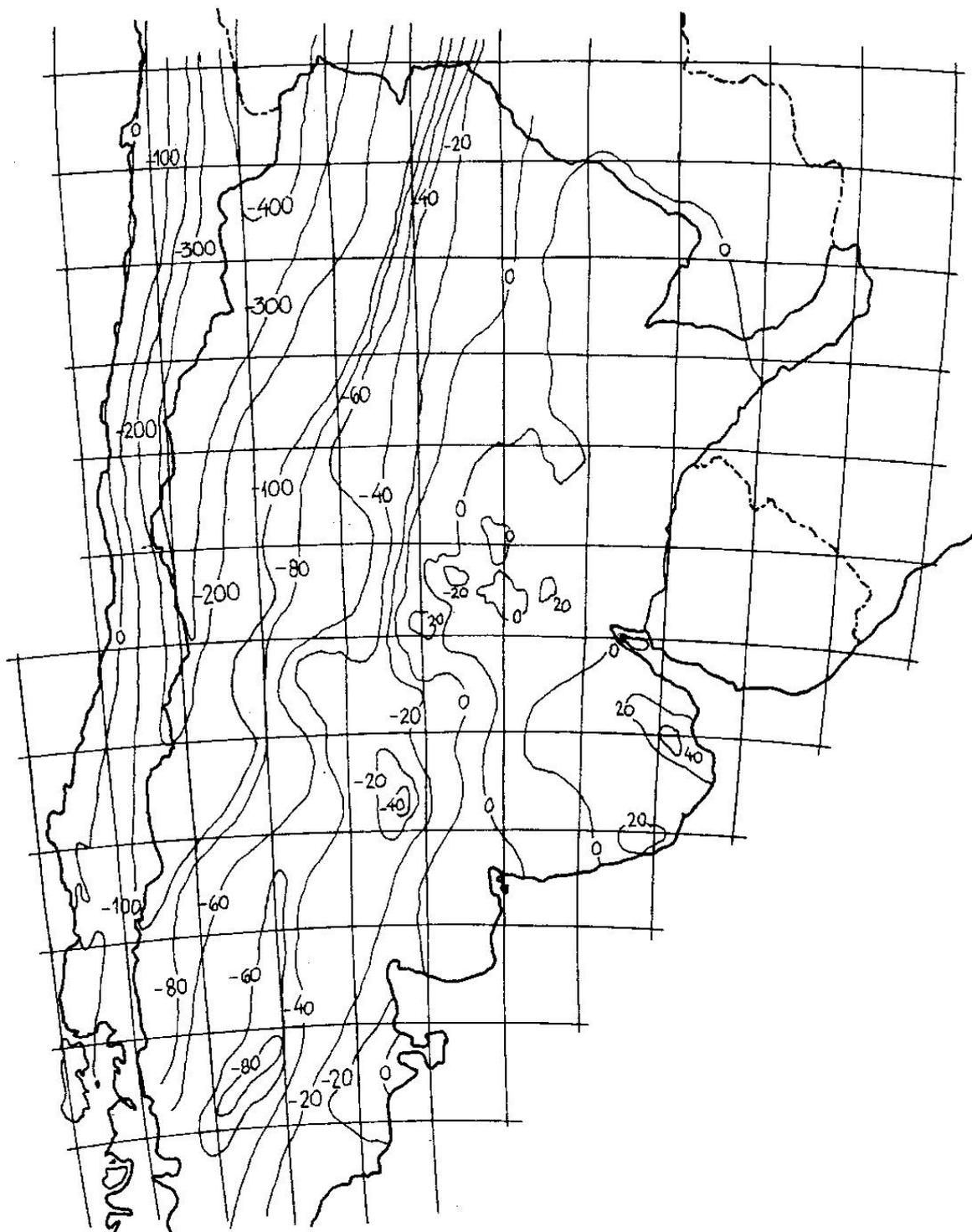


Fig. 5.— Carta de isonómalas de Bouguer (AB) de Argentina y Chile construídas de 100 en 100 mGal en el sector andino (Fuente: IFIR, 1988).

$$\frac{(2.67 \times 4) + (59.7 \times 2.9)}{63.7} = 2.88556 \text{ g/cm}^3$$

La diferencia de los bordes libres de (B) y (A) proporciona la emergencia de 4 km

(que podría ser, por ejemplo, la zona del Altiplano-Puna).

En cada sección E-W disponíamos de altimetría  $\Delta h_i$  obtenida tanto desde cartas como de mediciones; con ella pudimos definir las “raíces corticales” ubicadas por deba-

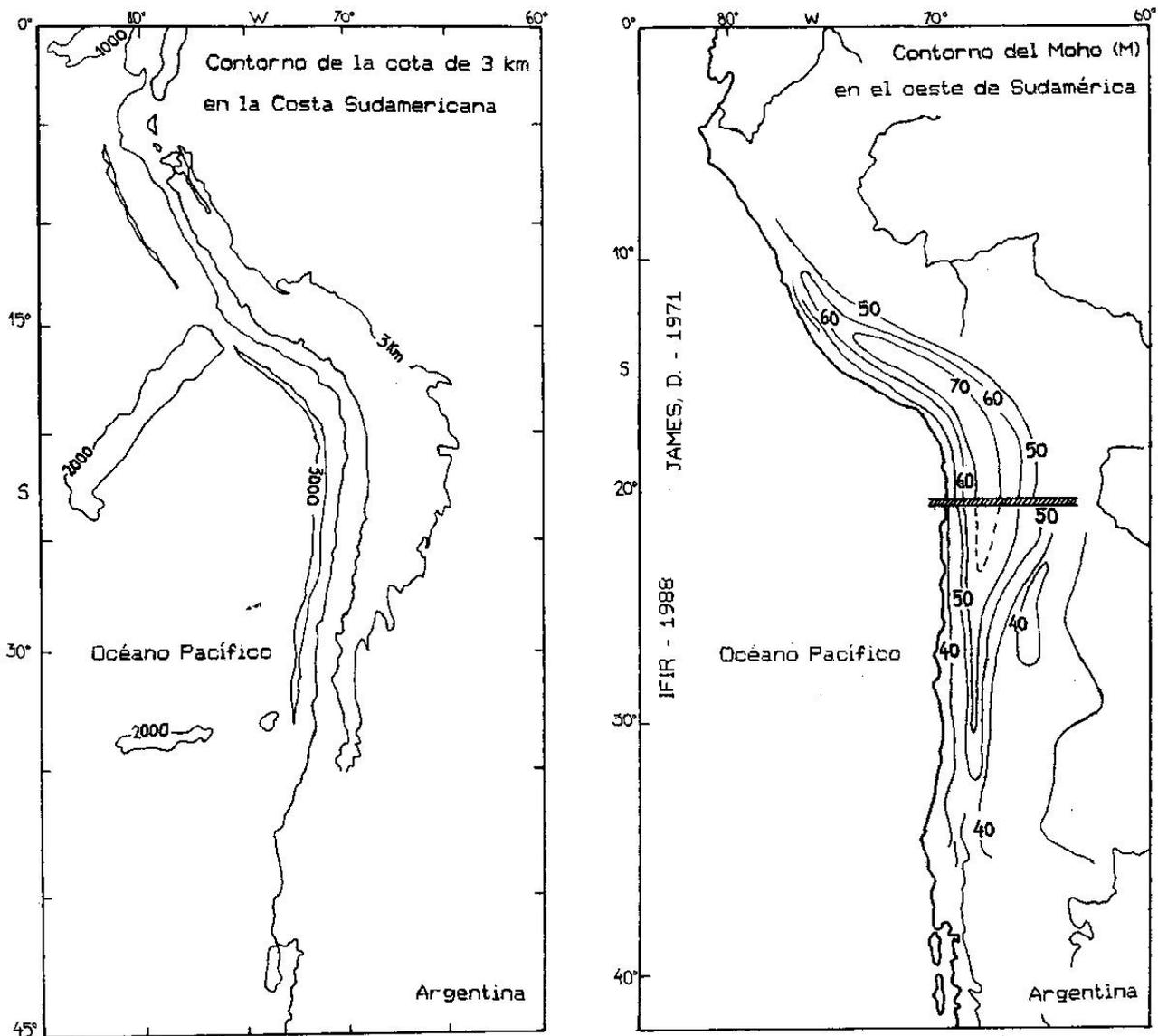


Fig. 6.— Derecha: Contornos del Moho (CM) obtenidos por nosotros con datos gravimétricos, por debajo de 20° de latitud sur. Por encima: contornos del Moho obtenidos por James (1971) a partir de resultados sísmicos. Izquierda: Contorno de la curva de 3000 m de la cordillera Andina (CT). Nótese la correlación entre (CM) y (CT).

jo de 33 km de profundidad, utilizando el coeficiente 6.675 obtenido de  $\frac{\Delta h_c}{\Delta h_t} = \frac{2.67}{0.4}$ .

A los efectos de minimizar problemas de bordes, las secciones fueron adecuadamente extendidas hacia ambos lados. En Argentina, sobrepasaron el área central, mientras en el Océano Pacífico penetraron 300 a 400 km. Allí, las antirraíces  $\Delta R$  fueron definidas mediante la relación  $\Delta R = 4.675 h_a$ , con  $h_a$ : profundidad del agua. No obstante, nuestra carta involucra sólo la parte continental (llega hasta la costa de Chile y hasta el centro de Argentina).

Los efectos gravimétricos de las raíces corticales fueron calculados con expresiones bidimensionales suponiendo una densidad diferencial de  $-0.4 \text{ g/cm}^3$  en correspondencia con la relación  $\frac{\Delta R_c}{\Delta h_t}$ . Para el sector del Océano Pacífico, luego deshechado, se adoptaron antirraíces con densidades diferenciales de  $+0.4 \text{ g/cm}^3$ .

Finalmente, reuniendo los valores análogos obtenidos en cada sección se obtuvo la carta de Fig. 7a. Debemos advertir el carácter general y expeditivo de esta carta debido a: (1) las características de su cobertura

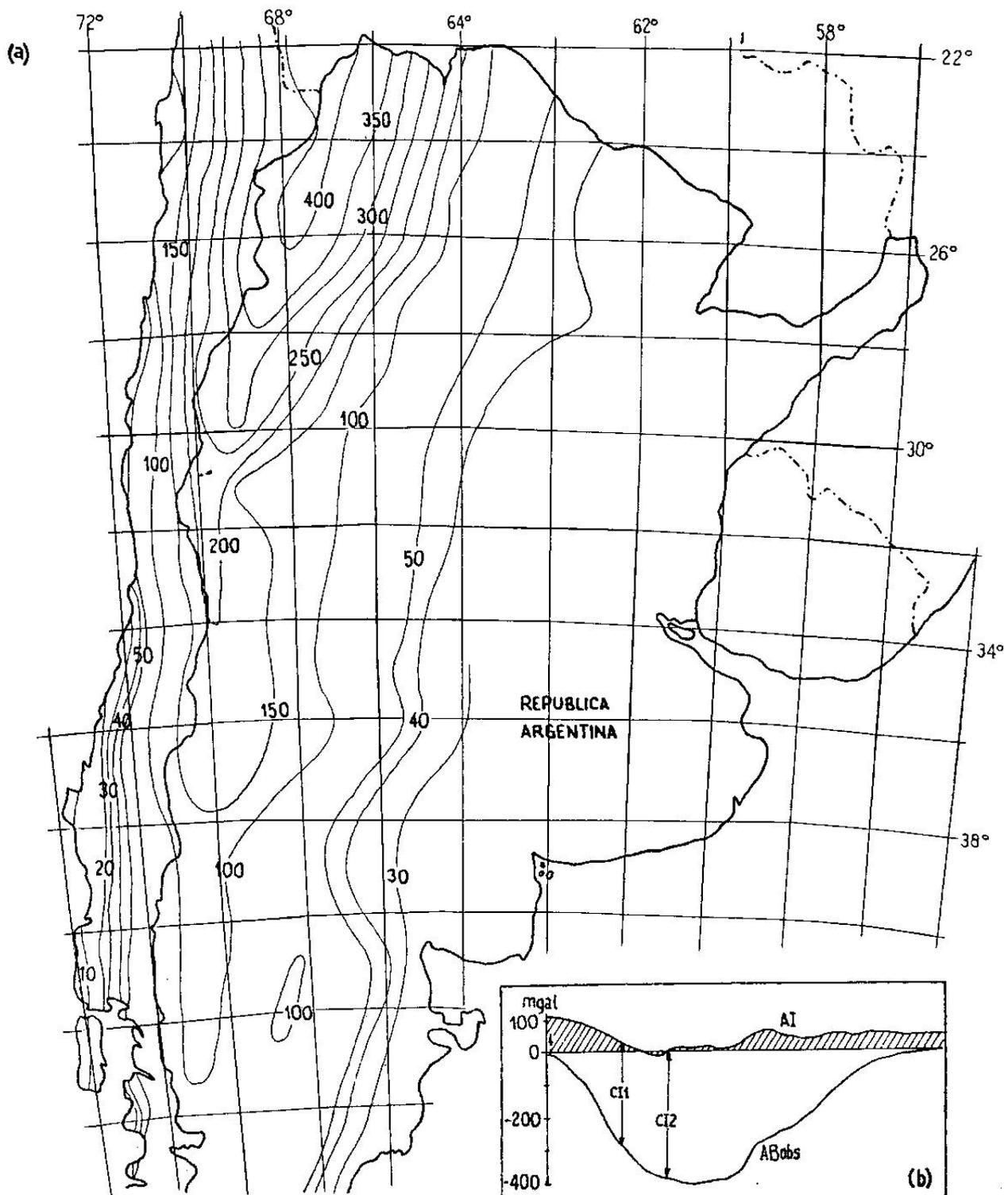


Fig. 7.— (a) Carta para realizar correcciones isostáticas en el sector de la cordillera Andina Argentino-Chilena (CI). (b) Anomalías isostáticas AI en un sector E-W ubicado en 25°S, obtenidas aplicando a las anomalías de Bouguer observadas ABobs, las correcciones isostáticas CI extraídas de la carta de Fig. 7(a) (Fuente: Introcaso, 1991).

mediante secciones E-W algo separadas entre sí; (2) las altitudes utilizadas no siempre totalmente confiables; (3) el carácter bidimensional de los cálculos.

Conviene no pasar por alto que refiriéndose al análisis de la isostasia cortical, Woollard (1969) señaló que el modelo elegido no es crítico para su evaluación.

En Fig. 7b mostramos un ejemplo de una sección E-W en 25° de latitud Sur con anomalías de Bouguer observadas ( $AB_{obs}$ ); correcciones isostáticas (ejemplificadas con CI1, CI2, etc.) obtenidas de la carta de Fig. 7a y anomalías isostáticas (AI) de acuerdo con la expresión:  $AB_{obs} + CI = AI$ .

La más obvia conclusión es que las anomalías de Bouguer se minimizan significativamente al ser transformadas en anomalías isostáticas (o pseudoisostáticas dado su carácter bidimensional) señalando la tendencia a la compensación isostática. Esto puede notarse con sólo comparar las cartas de: correcciones isostáticas (Fig. 7) y de contornos de Moho (Fig. 6) con la carta de isoanómalas de Bouguer (Fig. 5).

## HETEROGENEIDADES EN EL MANTO SUPERIOR

Ha sido señalado que por debajo de los Andes Centrales existiría: (1) enfriamiento producido por la placa de Nazca al subductarse por debajo de la litosfera continental (Grow-Bowin, 1975; Introcaso-Pacino, 1988) y (2) significativo calentamiento en el manto litosférico (Froideveaux-Isacks, 1984; Introcaso-Pacino, 1988; Isacks, 1988). Analizamos aquí los efectos tanto sobre la gravedad, como sobre el levantamiento andino, que producirían las anomalías de densidad provenientes de (1) y (2). A partir de (1) habría alta gravedad y subsidencia  $\epsilon_c$ ; mientras desde (2) tendríamos disminución de gravedad y levantamiento  $\epsilon_e$ . Nuestro estudio involucra a la sección gravimétrica andina ubicada en la latitud 25°S, con máximas anomalías de Bouguer que superan los -400 mGal.

Señalemos por ahora el mecanismo (1). La placa subductada puede producir subsidencia por dos motivos: (a) la temperatura de la placa oceánica es en promedio de unos 350°C (0°C en el tope y 700°C en su

base). Al subductarse se instala en el manto caliente por debajo de los 70 u 80 km. Allí las temperaturas alcanzan 1200°C a profundidades de 140 km. Se produce así un enfriamiento relativo; (b) además, a adecuadas presiones y temperaturas, son probables los cambios de fase petrológica. Así, la corteza oceánica puede transformarse en eclogita (densidad del orden de 3.5 a 3.6 g/cm<sup>3</sup>) y garnet-peridotita ( $\cong 3.38$  g/cm<sup>3</sup>).

Ambas circunstancias producen contracción con subsidencia de la columna que contiene a las anomalías de masa de la placa subductada. Para fijar ideas, pensemos que el enfriamiento relativo citado en (a) se traduce en un incremento de densidad de +0.03 g/cm<sup>3</sup> en la densidad normal del manto estimada en 3.3 g/cm<sup>3</sup>. Si el espesor de la litósfera oceánica es de 70 km, la contracción  $\epsilon_c$  será:  $70 \left(1 - \frac{3.30}{3.33}\right) = 0.63$  km. De producirse un cambio de fase en la corteza oceánica de espesor 10 km, el basalto de densidad: 2.9 g/cm<sup>3</sup> se transformaría por ejemplo en eclogita de densidad: 3.5 g/cm<sup>3</sup> produciendo:  $10 \left(1 - \frac{2.90}{3.50}\right) = 1.7$  km de subsidencia por contracción.

Volvamos ahora al punto (2). Para facilitar el análisis del probable calentamiento hemos preparado una carta cuya construcción veremos en el próximo párrafo.

## CARTA DE CORRECCIONES ISOSTÁTICAS EN LA HIPOTESIS TÉRMICA

Es sabido que la amplia actividad magmática coincidente con las mayores elevaciones por debajo de los Andes Centrales, favorecería la idea de la existencia de una raíz térmica (Froideveaux-Isacks, 1984), aunque tal como fuera demostrado por Froideveaux-Ricard (1987), una anomalía térmica puede justificar sólo una parte del levantamiento de una gran montaña. Necesitamos así, por lo menos otro mecanismo adicional.

Para tratar de explicar parte del levantamiento de los Andes Centrales, asumimos calentamiento litosférico a partir del amplio volcanismo cuaternario reconocido, asociado con subducción (Froideveaux-Isacks, 1984;

Introcaso-Pacino, 1988; Introcaso, 1991; etc.). Además, los datos de Isacks (1988) obtenidos a partir de la compensación de las áreas de 22 secciones transversales andinas, fueron atribuidos por el autor antes citado a una combinación entre acortamiento y calentamiento debido a la probable existencia de una anomalía térmica en coincidencia con el arco volcánico cuaternario ubicado por sobre la latitud 27°S. Él consideró que el Altiplano-Puna retuvo una significativa componente térmica desde los 27 Ma al presente. Numerosos autores han señalado calentamiento luego de la subducción en los Andes centrales. Así, Giesse y Reutter (1987) propusieron fuerte calentamiento por sobre el techo de la placa subductada entre 80 km y 100 km de profundidad. Haack y Giesse (1986) asumen que la actividad magmática entre la placa descendente y la corteza inferior conduce a un considerable levantamiento de masas por convección directa por debajo del Altiplano. También es útil señalar que Uyeda y Watanabe (1979) informaron alto flujo de calor en Bolivia a partir de 5 mediciones de flujo de calor sobre el Altiplano. Concordantemente, Coira y Barbieri (1989) y Coira y Kay (1990) aluden a importantes fenómenos de fusión cortical en la zona mencionada. Götze et al. (1987) informan amplias zonas de baja resistividad por debajo de la Cordillera Occidental y del Altiplano que atribuyen a materiales parcialmente fundidos.

El modelo de Kono et al. (1989) incluye convección secundaria durante la subducción. Esta favorecería tanto la generación de magmas ante abundante fusión como la transmisión de calor en la corteza. Un probable calentamiento queda así suficientemente demostrado, aunque es muy difícil asegurar su cantidad y distribución. Para nuestro análisis consideraremos una rápida elevación térmica convectiva siguiendo la idea de Isacks (1988). La distribución de las geotermas es típica de aquellas definidas para las zonas de subducción (véase, por ejemplo, Karig, 1972; Schubert - Anderson, 1974; Isacks, 1988).

Si, para fijar ideas, admitimos una raíz térmica de 400 km de ancho, 70 km de espesor (140 km - 70 km) ubicada por debajo del Altiplano y con una densidad diferencial

de  $-0.03 \text{ g/cm}^3$  (temperatura media de la raíz térmica  $\Delta T = 300^\circ\text{C}$ ; coeficiente de expansión térmica  $\alpha = 3.4 \times 10^{-5} \text{ 1/}^\circ\text{C}$ ); la elevación que esta raíz térmica justificaría sería

$$h_i = \varepsilon_e = \frac{0.03}{3.27} \times 70 \text{ km} = 0.642 \text{ km.}$$

Desde el punto de vista gravimétrico la raíz térmica o masa anómala, calculada desde la altura media  $h_i$  de 4 km del altiplano proporciona una anomalía negativa de gravedad de unos 800 km de ancho y  $-60 \text{ mGal}$  de máxima amplitud. Dimensionando el cuerpo y adoptada la densidad diferencial  $+0.03 \text{ g/cm}^3$ , vemos el método directo de cálculo de efectos gravimétricos utilizado para construir la carta de correcciones isostáticas térmicas.

Guspí et al. (1987) han desarrollado un método de cálculo de efectos gravimétricos de estructuras tridimensionales por integración analítica de un cuerpo poliédrico definido por secciones verticales de contorno poligonal que puede resolver rigurosamente el cálculo del efecto de gravedad debido a la raíz térmica anómala.

No obstante, las sencillas condiciones que definen a la masa anómala caliente: techo y fondo determinados por dos superficies poligonales planas y paralelas, desplazadas regularmente una de otra y ubicadas - además - distantes de la superficie a significativas profundidades de 70 km y 140 km, determinaron que nos inclináramos por el bien conocido método de cálculo de Talwani-Ewing (1960) dado que resulta más sencillo por las características geométricas del cuerpo anómalo, y numéricamente equivalente al de Guspí et al. (1987) tal como lo hemos comprobado.

La Fig. 8 muestra la carta de correcciones isostáticas térmicas para los Andes Centrales, graduada en mGals (Introcaso-Pacino, 1992). La anomalía de Bouguer observada afectada por la corrección térmica que se extrae de esta carta, permite calcular la verdadera raíz cortical, tal como también se verá en Fig. 9a.

#### **COMPENSACION ISOSTATICA PROFUNDA. MECANISMOS DE MOVILIDAD VERTICAL.**

La expansión térmica vista es sólo una de las dos probables heterogeneidades del man-

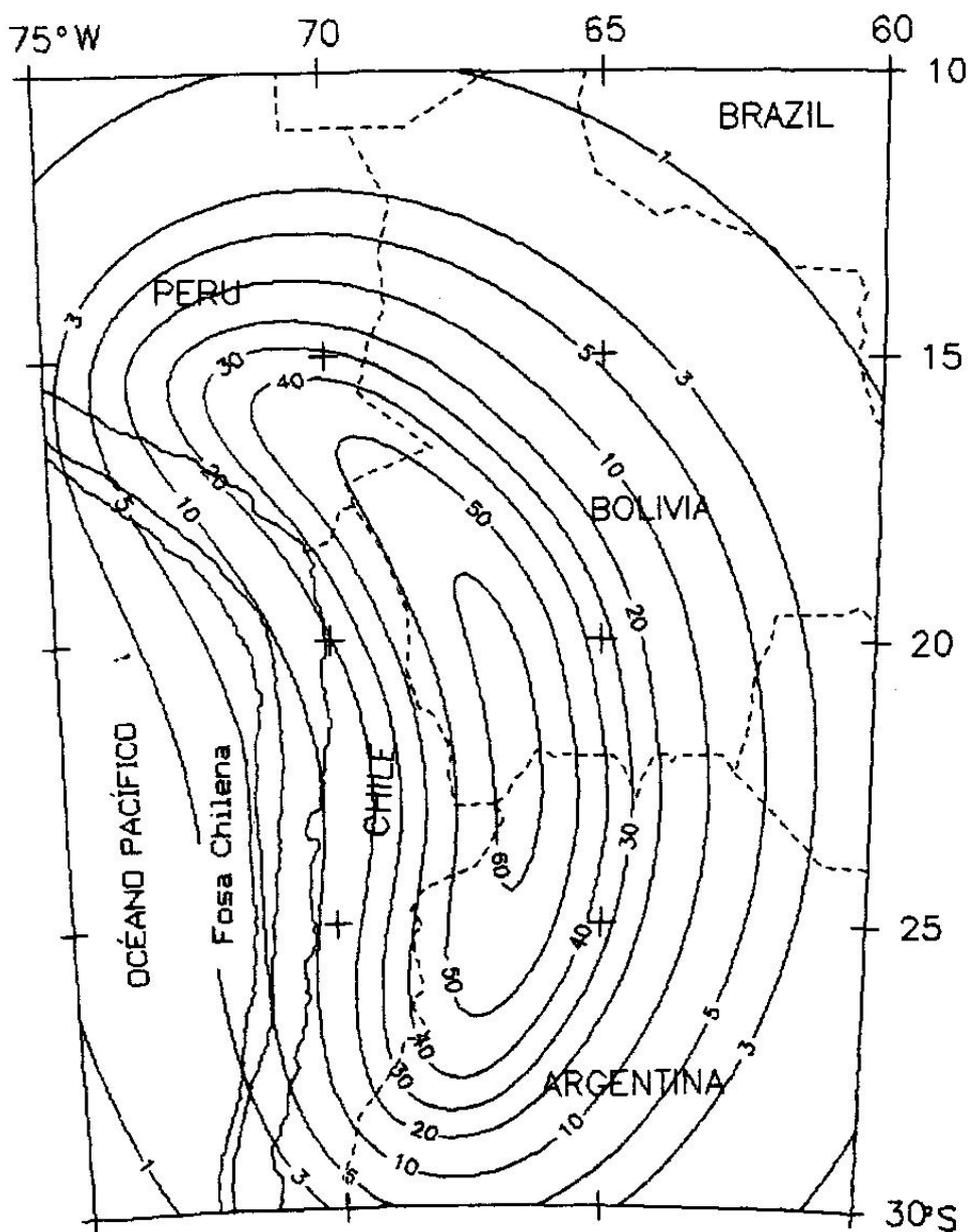


Fig. 8.— Carta de correcciones isostáticas para los Andes Centrales en la hipótesis térmica (Fuente: Introcaso-Pacino, 1992).

to que queremos señalar. La otra es la contracción que originaría la placa oceánica subductada. Así, para analizar la incidencia que las anomalías de masas en el manto superior tienen tanto sobre el equilibrio isostático como sobre la elevación andina, hemos estudiado la compensación calculando anomalías isostáticas AI en tres niveles: (a) de máxima profundidad cortical, con raíces compensadoras;  $(\Delta R_i)_a = 6.675 h_p$ , siendo  $h_p$ : elevación topográfica. En este caso

asumimos que la anomalía de Bouguer,  $(AB)_a$  es originada totalmente por la "raíz" cortical; (b) a 140 km, en el fondo de la litósfera térmica. Así, los espesores de las raíces corticales  $(\Delta R_i)_b$  deberían disminuir respecto de  $(\Delta R_i)_a$  en el centro del modelo propuesto en  $8.25 \cdot \epsilon_{e_i}$  y la anomalía de Bouguer  $(AB)_b$  debería estar integrada por los efectos de la "raíz térmica" y del espesor cortical, ahora disminuído; (c) en 400 km de profundidad (involucrando así a la Pla-

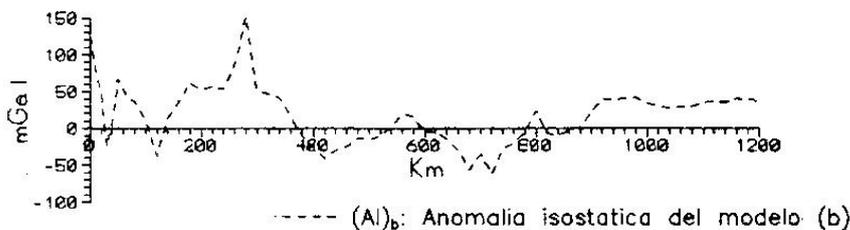
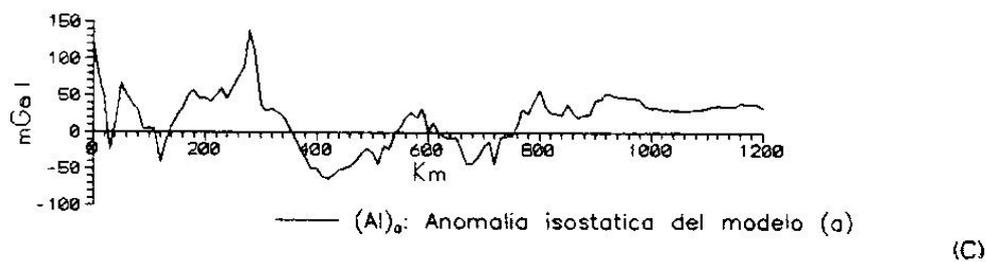
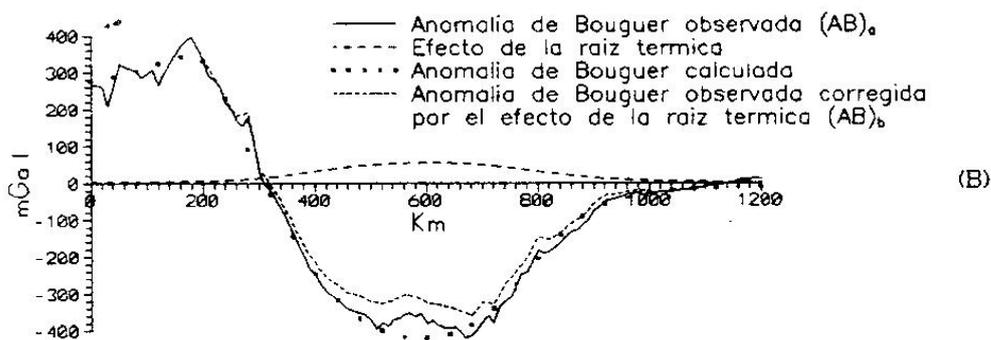
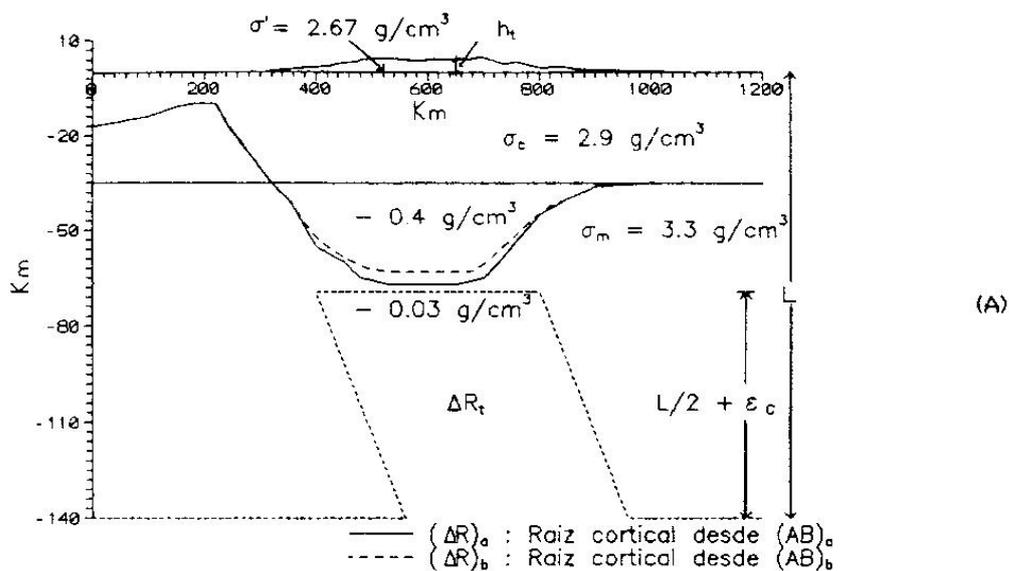


Fig. 9.— (A) Corteza andina en 25° de latitud sur. La raíz  $(\Delta R)_a$  corresponde al modelo (a) con manto superior "normal". Las raíces  $(\Delta R)_b$  y  $(\Delta R)_t$  corresponden al modelo (b) con calentamiento en la mitad inferior de la litósfera térmica. (B) Anomalia de Bouguer observada  $(AB)_a$  con amplitud máxima de más de -400 mGal bajo el eje andino, y anomalia de Bouguer  $(AB)_b$  corregida por efecto de calentamiento  $C_t$  (valores máximos de  $C_t$ : + 60 mGal). (C) Anomalías isostáticas  $(AI)_a$  y  $(AI)_b$  calculadas a partir de los modelos (a) y (b) respectivamente.

ca de Nazca subductada). En este caso el efecto de la Placa oceánica exigiría modificar el espesor cortical definido en (a) en :  $8.25 (\varepsilon_{e_i} - \varepsilon_{c_i})$  de acuerdo con nuestro modelo. Aquí deberíamos asumir que la anomalía de Bouguer  $(AB)_c$  estaría integrada por los efectos de la "raíz cortical" modificada, el efecto negativo de la "raíz térmica" y el efecto positivo de la placa oceánica subductada. Notemos que los efectos  $\varepsilon_{c_i}$  y  $\varepsilon_{e_i}$ , de existir en conjunto, en parte se cancelan.

Los tres modelos presentan perfecto balance de masas, aunque en distintas profundidades. Es por ello que la suma de los efectos gravimétricos que originan las masas compensadoras es distinta en cada uno de ellos. La comparación entre (a) y (b), por ejemplo, demuestra - no obstante - que tales diferencias no son demasiado significativas. En efecto, pensemos ahora que el modelo real es (b); si desconocemos la repartición de masas por debajo del nivel del mar, es usual aplicar un modelo clásico como el (a) para evaluar isostasia. Los resultados gravimétricos obtenidos señalan adecuadamente, aunque en forma cualitativa, la tendencia al equilibrio isostático. La elección de (a) ó (b) no es crítica en este caso para evaluar isostasia. Sí lo es, para evaluar las características corticales y para explicar el levantamiento de los Andes Centrales. Así, el modelo (a) atribuye el levantamiento a: acortamiento cortical  $(A_C)$  o a adición magmática  $(A_M)$  en corteza o a una combinación de ambos mecanismos  $(A_C) + (A_M)$ . El modelo (b) reparte la compensación de la elevación de las masas visibles Andinas entre los efectos de la raíz térmica  $(R_T)$  y engrosamiento cortical producido por :  $A_C$  ó  $A_M$  ó  $((A_C) + (A_M))$ . La Fig. 9 muestra parcialmente la sección gravimétrica andina ubicada en  $25^\circ$  de latitud sur, que ha sido analizada aquí asumiendo los dos primeros modelos (a) y (b).

La Fig. 9a muestra la altitud topográfica  $h_t$ , las raíces corticales  $(AB)_a$  y  $(AB)_b$ , y la raíz térmica  $(\Delta R)_t$ . La Fig. 9b muestra las anomalías de Bouguer  $(\Delta R)_a$  y  $(\Delta R)_b$ . La Fig. 9c contiene las anomalías isostáticas  $(AI)_a$  y  $(AI)_b$ .

Una inversión de  $(AB)_a$  proporciona un espesor cortical máximo  $(\Delta R)_a$  de 32 km, mientras la raíz cortical  $(\Delta R)_b$  aparece disminuida en 4 km respecto de la raíz  $(\Delta R)_a$

debido a que se obtiene a partir de una inversión de la anomalía  $(AB)_b = (AB)_a + C_t$  con  $C_t$ : corrección por el efecto de la raíz térmica. Como hemos visto, la carta de correcciones isostáticas en la hipótesis térmica permite obtener rápidamente las correcciones en esta sección y en cualquier sección de los Andes Centrales.

La anomalía isostática  $(AI)_a$  correspondiente al modelo (a) se calcula con una corrección isostática  $(CI)_a$  a partir de una corteza cuya raíz es  $(\Delta R)_a = 6.675 h_t$  con  $h_t$ : elevación andina.

La anomalía isostática  $(AI)_b$  correspondiente al modelo (b) se calcula en base a una raíz cortical  $(\Delta R)_b = 6.675 h_t - 8.25 \varepsilon_{e_i}$ , con  $\varepsilon_{e_i}$ : elevación térmica de la columna calentada. Ahora el exceso de densidad producido por la disminución de raíz cortical de 5.29 (K) (=  $8.25 \varepsilon_{e_i}$ ) compensa el déficit originado por la raíz térmica dado que :  $(8.25 \times \varepsilon_{e_i}) \times 0.4 = 70.6422 \times 0.03$ . 0, dicho de otra manera, las masas excedentes andinas se compensan en conjunto a 140 km de profundidad mediante una combinación de "raíz cortical" (ahora disminuida) y raíz térmica de modo que, por debajo de  $h_t$ :  $h_t \times \sigma = (\Delta R)_b \times (\sigma_{ms} - \sigma_c) + \left(\frac{L}{2} + \varepsilon_{e_i}\right) \times (\sigma_m - \sigma'_m)$ . Todas las densidades y espesores se encuentran en Fig. 9.

Cualquiera de los dos modelos, (a) ó (b), determina el estado isostático. No obstante, los resultados sísmicos del grupo alemán citado por Strunk (1990) indican un máximo espesor cortical compatible con el espesor encontrado en (b).

Retomemos ahora el modelo (c). Él compensa las masas excedentes andinas a través de una combinación de engrosamiento cortical  $(A_C$  ó  $A_M$  ó  $((A_C) + (A_M)))$ , efectos de expansión térmica provenientes de  $(R_T)$  y efectos de contracción vertical  $(C_V)$  vinculado con la Placa de Nazca subductada.

La Fig. 10 muestra la corteza correspondiente a los tres modelos (a), (b) y (c), agregando un modelo (d) que contempla el efecto de placa subductada pero no el calentamiento. Todos los modelos exhiben perfecto equilibrio isostático, aunque con espesores corticales distintos. En (a) la compensación tiene lugar a 61.7 km de profundidad en el límite corteza-manto; en (b) a 140 km de profundidad, es decir donde termina la

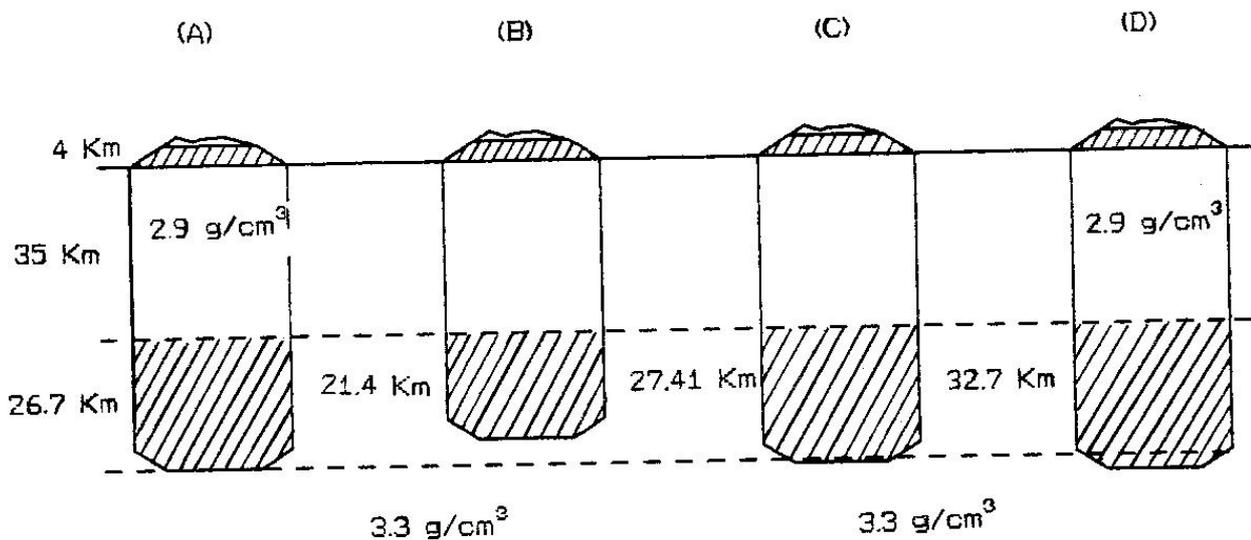


Fig. 10.— Espesores corticales que compensan el excedente andino de acuerdo con los modelos: (A) netamente cortical; (B) cortical y con raíz térmica-litosférica; (D) cortical combinado con la contracción vertical de la Placa de Nazca; y (C) cortical combinado con (B) y (D).

litósfera térmica; finalmente en (c) y (d) a 400 km de profundidad.

Resulta muy claro que: (1) las condiciones del manto que pueden ser exploradas con sísmica profunda, MT, etc. determinan el mecanismo (o los mecanismos) más probables para explicar el levantamiento andino; (2) cualquiera sea el modelo elegido, involucra un fuerte acortamiento cortical que va desde el 100 % (modelo (a)) a más del 80 % (modelos restantes).

Cómo calculamos, en el caso real, los acortamientos  $A_c$ ? Ellos se obtienen con la suma de las áreas de las raíces corticales definidas gravimétricamente, y del relieve andino, obtenidas a partir de la topografía digitalizada. Este valor en  $\text{km}^2$  dividido por el espesor cortical normal, proporciona  $A_c$  en km. Hemos obtenido, así, valores de acortamientos de: 250 km a 300 km en los Andes Centrales; de 150 km en  $30^\circ$  de latitud sur, de 130 km en  $32^\circ$  y  $33^\circ$  de latitud sur, de 90 km y 70 km en  $35^\circ$  y  $39^\circ$  de latitud sur.

La Fig. 11 muestra las heterogeneidades del manto (modelos (b) y (c)) junto con el modelo cortical en una sección andina ubicada en  $25^\circ$  de latitud sur.

## CONCLUSIONES

Nuestros estudios geofísicos y geodésicos con énfasis en gravimetría, que comprenden a la Cordillera Andina Argentino-Chilena, fueron realizados por más de veinte años e incluyen: (1) la puesta a punto de la metodología con optimizaciones y propuestas originales tanto para el cálculo y separación de anomalías como para la modelización; (2) la preparación de cartas en gran escala, que son el resultado de investigaciones gravimétricas de detalle en más de doce secciones E-W, algunas de ellas dentro de proyectos multidisciplinarios. Ellas atraviesan íntegramente el oeste sudamericano y gran parte del antepaís por debajo de  $22^\circ$  de latitud, manteniendo una adecuada separación, excepto en la Patagonia. Estas cartas facilitan el análisis de cualquier sección andina, demorando sólo unos pocos minutos. Además, en escala continental, nos permiten extraer importantes conclusiones. Así:

- La carta de isoanómalas de Bouguer (AB) presenta una clara correlación, en amplitud y longitud de onda, con la carta topográfica de los Andes (CT), con la carta

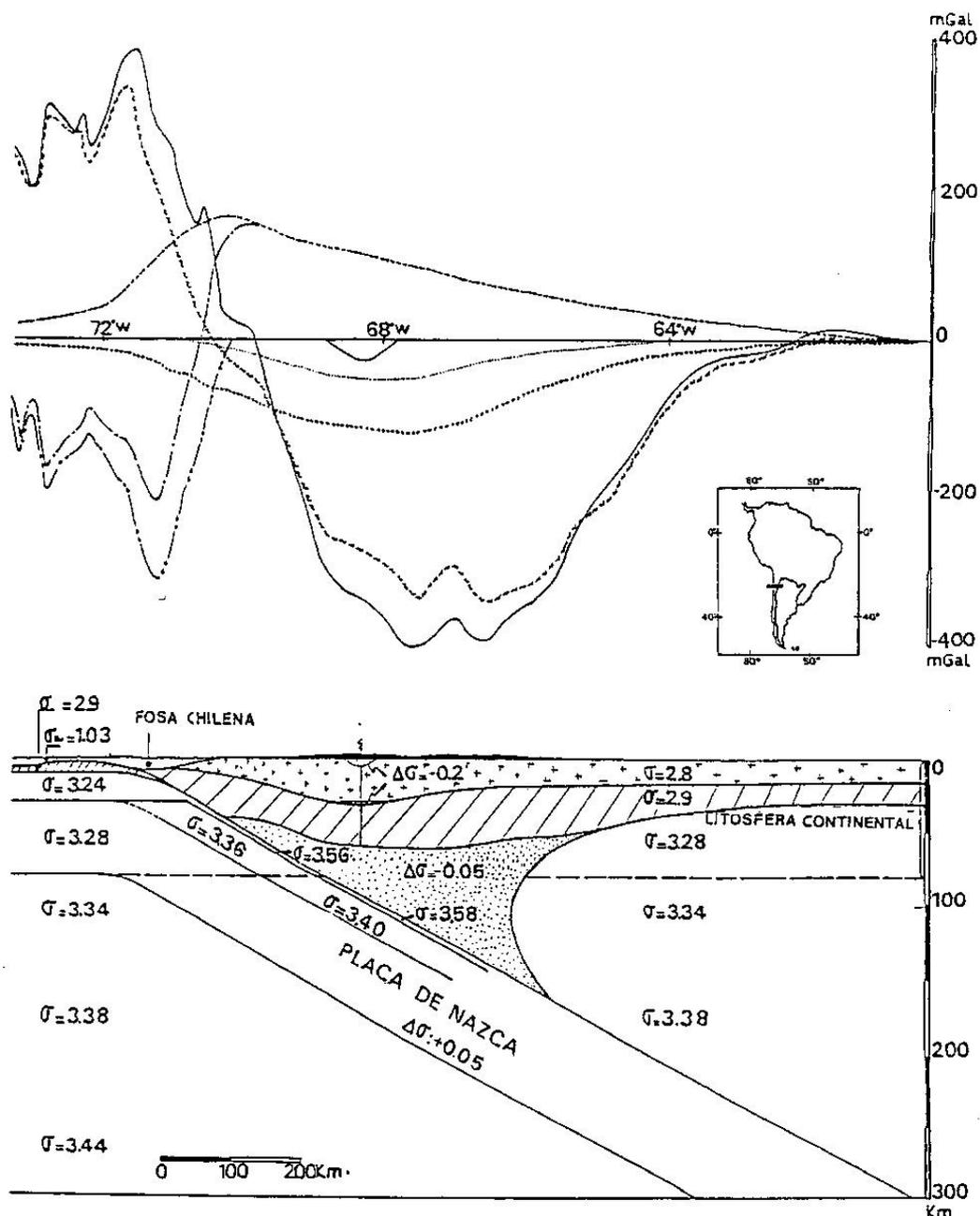


Fig. 11.— Modelo cortical por debajo de los Andes en 25° de latitud sur. El involucra una corteza de dos capas con cámaras magmáticas en corteza superior y heterogeneidades en manto superior (Fuente: Introcaso-Pacino, 1988).

de correcciones isostáticas (CI) y con la carta del Moho (CM).

- La consistencia entre la correlación inversa de (AB) con (CT) y (CI) y entre la correlación directa de (AB) con (CM), son excelentes indicadores de la tendencia al equilibrio isostático que se realizaría así mayormente en el sistema de Airy a nivel de la discontinuidad corteza-manto (modelo (a)).

- El levantamiento andino cenozoico, consecuencia del engrosamiento cortical, se realizaría principalmente, aunque no totalmente en algunos segmentos de los Andes, por contracción o acortamiento cortical (con una menor participación de la adición magmática).

Estos acortamientos corticales debidos a fuerte compresión horizontal, son de 250 km a 300 km en los Andes Centrales, descen-

diendo hacia el sur a: 150 km (en 30° de latitud sur), 130 km (en 32° y 33° de latitud sur), 90 km (en 35° de latitud sur) y 70 km (en 39° de latitud sur).

Yendo más lejos en nuestra discusión, la compensación isostática y los mecanismos de levantamiento andino deben ser analizados en niveles subcorticales, por ejemplo a 140 km y 400 km de profundidad. Así, para los Andes Centrales, la probable expansión térmica (calentamiento en la mitad inferior de la litósfera, modelo (b) para el cual preparamos la carta térmica) o la probable contracción térmica (producida por la subducción de la Placa de Nazca, modelo (d)) producirían respectivamente decrecimiento o incremento del espesor cortical (modelos (b) ó (d)) para mantener el equilibrio isostático en niveles del manto superior. Estos cambios de espesor cortical, tomados individualmente, modifican el monto del acortamiento en casi un 20%. Sin embargo la elección de uno u otro no es crítica para evaluar el estado isostático.

Por otra parte la elección del modelo que explica la elevación andina tal como lo señaláramos para la sección ubicada en 25° de latitud sur, se facilita si disponemos de datos sísmicos profundos que ubiquen la profundidad del Moho.

Digamos, como síntesis final, que luego de analizar las heterogeneidades corticales y de manto superior por debajo de los Andes, queda en claro que la mayor contribución al levantamiento es el engrosamiento cortical producido mayormente por fuerte compresión en el oeste sudamericano.

Éste es, sin embargo, un análisis incompleto y - tal como viéramos - es imprescindible investigar con datos gravimétricos, sísmicos, etc. las probables heterogeneidades del manto superior por debajo de los Andes. Sólo así hemos podido encontrar una más completa explicación sobre el estado isostático y sobre los mecanismos vinculados con el moviimiento vertical, que justifica el levantamiento andino.

Nuestro análisis, realizado en gran parte de la imponente cordillera sudamericana, puede ser utilizado en otras partes del mundo.

## AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi reconocimiento a los Prof. Eduardo Baglietto y Angel Cerrato quienes, cuando fuera estudiante, me transmitieron su envidiable entusiasmo por ésta disciplina; al Prof. Jorge Loureiro, por su amplio apoyo cuando formáramos el grupo de trabajo; al Prof. Fernando Volponi, con quien tuve la suerte de realizar los primeros trabajos en la Cordillera Sanjuanina; al Prof. Simón Gershanik, quien me alentó en los comienzos, y mucho, señalando que estaba en el camino correcto y al Prof. Otto Schneider, por sus enseñanzas enriquecedoras, en particular por haber contribuido a ordenar y reubicar muchas de mis dispersas ideas epistemológicas.

Y, para concluir, quisiera hacer extensivo el honor personal que me confiere esta prestigiosa Academia de Ciencias, al Grupo de Trabajo que me acompaña desde hace más de veinte años en la Facultad de Cs. Exactas e Ingeniería de la U.N.R.

## BIBLIOGRAFIA

- AIRY, G. B. 1855. *On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys*. Trans. Roy. Soc. (London), serie B, 145: 101 - 104.
- BOSCOVICH, R.J. 1750. *De litteraria expeditione per pontificiam ditionem*:475.
- BOUGUER, P. 1749. *La figure de la terre*. Paris: 364.
- BULLEN, K.E. 1963. *An introduction to the theory of seismology* (Third Ed.) Cambridge University Press, 381 ps.
- CLARK, J. A., W. E. FARREL and W. R. PELTIER, 1978. *Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation*. Quat. Research 9, pp.265-287.
- COIRA, B. and M. BARIBIERI, 1989. *Relaciones isotópicas de Estroncio de Volcanitas cenozoicas de los Andes Centrales (22° - 24°30' S, Puna - Argentina)*. Asoc. Geolog. Arg. Rev. XLIV (1-4), 78-88.
- COIRA, B. and S. KAY, 1990. *Volcanismo ignibrítico cenozoico y su vinculación con el ascenso de la Puna (Argentina) a la luz de su característica geoquímica*. XI Congr. Geolog. Arg.- San Juan, Actas 1, 36-38.
- DELANEY, J. P. 1940. *Leonardo Da Vinci on Isostasy*. Science, 91: 546.
- DIEZ RODRIGUEZ, A., M. C. PACINO, 1986. *Flexión elástica de corteza y litósfera*. Geoacta 13, 2: 203-216.

- DORMAN, L. M. and B. T. LEWIS, 1972. *Experimental Isostasy, 1. Theory of the determination of the Earth's Isostatic Response to a Concentrated Load*. J. Geophys. Res., 75 (17): 3357 - 3365.
- DUTTON, C. E. 1889. *On some of the greater problems of physical geology*. Bull. Wash. Phil. Soc., serie B, 11: 51-64.
- FROIDEVEAUX, C. and B. L. ISACKS, 1984. *The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano - Puna segment of the Andes*. Earth and Plan. Sci. Lett., 71: 305 - 314.
- FROIDEVEAUX, C. and Y. RICARD, 1988. *Tectonic evolution of high plateaus*. Tectonophysics 134, 1-9.
- GIESSE, P. and K. J. REUTTER, 1987. *Movilidad de los márgenes continentales activos en los Andes Centrales*. Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica. Geología. Deutsche Forschungsgemeinschaft (Bonn) and Instituto de Colaboración Científica (Tubingen), pp. 35 - 38.
- GÖTZE, H., G. SCHWARZ and P.J. WIGGER, 1987. *Investigaciones geofísicas en los Andes Centrales*. Investigaciones Alemanas recientes en Latinoamérica: Geología. Ed. Hubert Miller Deutsche Forschungsgemeinschaft (Bonn) 44-49, 1987.
- GROW, J. A. and C. O. BOWIN, 1975. *Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere*. J. Geophys. Res., 80(11): 1449-1458.
- GUSPÍ, F., A. INTROCASO and E. HUERTA, 1984. *Calculation of gravimetric effects on tridimensional structures by means of numerical integrations on polygonal laminae and its application to the inverse problem*. Rev. de Geofísica de Madrid. Vol. 40. pp.159-166.
- CUSPÍ, F., M. C. PACINO, 1985. *Prolongación ascendente y descendente de campo potencial en el dominio frecuencial*. Geoacta 13, 1: 267-279
- CUSPÍ, F., A. INTROCASO and E. HUERTA, 1987. *Calculation of gravity effects of tridimensional structures by analytical integration of a polyedric approximation and application to the inverse problem*. Geof. Intern. 26, 3. pp.407 - 428.
- GUSPÍ, F., A. INTROCASO, 1988. *Simultaneous inversion of gravity field and vertical gravity gradients. A critical study and relation with the simultaneous gravity and magnetic inversion*. GeosExploration 25, pp. 103-112.
- HAAK, V and P. GIESSE, 1986. *Subduction induced petrological processes as inferred from MT, seismological and seismic observations in N-Chile and S-Bolivia*. Forschungs-berichte aus der zentralen Anden (21 °S-25°S) und aus dem Atlas-System (Marckko) 1981-85. Bertiner geowiss Abh (A) 66, 1-264. Berlin Ed. P. Giesse.
- HAXBY, W. F., D. L. TURCOTTE and J. M. BIRD, 1976. *Thermal and mechanical evolution of the Michigan basin*. Tectonophysics 36, pp. 57 - 75
- HEISKANEN, W. A. 1981. *Tables isostatiques pour la réduction dans l'hypothese de Airy des intensités de la pesanteur observées*. Bull. Geod., 30.
- Heiskanen, W. A. 1938. *Investigations on the gravity formula*. Publ. Isos. Inst. IACG (Helsinki), 1.
- HSÜ, K. J. 1982. *Geosynclines in Plate-tectonic Settings: Sediments in Mountains*. In: Mountain Building Processes. Edit. Kenneth J. Hsü. London Academic Press. Cap. 1.1: 3 - 12.
- INTROCASO, A. 1968. *Base corta para control de gravímetros en la zona del Litoral Argentino*. Publ. Dto. Graduados Ingeniería (U.N.R.), 14 pags.
- INTROCASO, A., E. HUERTA, 1975. *Cálculo de efectos gravimétricos por medio de placas y varillas verticales*. II Congreso Ibero-americano de Geología Económica (Bs. As.) Tomo IV, pp. 147-155.
- INTROCASO, A., E. HUERTA, 1976. *Valuación de efectos gravimétricos y sus aplicaciones a la interpretación*. Geoacta Vol. 8 N° 1, pp.75-86.
- INTROCASO, A. 1978. *Cartas para la determinación expeditiva de: anomalías magnéticas de intensidad total, gradientes verticales de gravedad y efectos gravimétricos verticales mediante láminas horizontales*. Rev. de Geofísica. Año 37. Vol. 2, pp. 273-283, Madrid.
- INTROCASO, A., E. HUERTA, 1981. *Determinación de la configuración del basamento cristalino mediante el método gravimétrico inverso adaptado a una calculadora programable*. VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis) pp. 341-347.
- INTROCASO, A., E. HUERTA, 1981. *Un metodo automatico para el cálculo de efectos gravimétricos verticales de cilindros de eje vertical y sección circular en puntos exteriores a su eje*. Geoacta Vol. 11 N° 1, pp. 37-46.
- INTROCASO, A. and M. C. PACINO, 1988. *Gravity Andean model associated with subduction near 24°25' South latitude*. Rev. Geofis., 44: 29-44.
- INTROCASO, A. 1991. *El comportamiento isostático de los Andes Argentino-Chilenos*. II Congr. da Soc. Bras. de Geof., Actas I: 160 - 164.
- ISACKS, B., 1988. *Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline*. J. Geophys. Res., 93(B4): 3211-3231.
- JAMES, D.E. 1971. *"Andean Crustal and Upper Mantle Structure"*. Journal of Geophysical Research. Vol. 76 N° 14, pp. 3246-3271.
- KARIG, D.E. 1971. *Origin and development of marginal basins in the western Pacific*. J. Geophys. Res. 76, 2543-2561.
- KONO, M., Y. FUKAO and A. YAMAMOTO, 1989. *Mountain building in the Central Andes*. Journal Geophysical Research 94(B4), 3891-3905.
- MAGNITSKY, V. A. and I. V. KALASHNIKOVA, 1970. *Problems of phase transitions in the upper mantle and its connection with the earth's crustal structure*. J. Geophys. Res. 75, pp. 877-885.
- OXBURGH, E. R. 1982. *Heterogeneous Lithospheric Stretching in Early History of Orogenic Belts*. In : Mountain Building Processes. Edit. Kenneth J. Hsü. London Academic Press. Cap. 1-7: 85 - 93.
- PACINO, M.C. and A. INTROCASO, 1985. *Prolongación ascendente de campos potenciales en el dominio espacial*. Geoacta. Vol. 13 N° 1. pp. 253-265.
- PACINO, M. C. and A. INTROCASO, 1987. *Regional anomaly determination using the upwards continuation method*. Boll. di Geofísica Teor. et Appl. ol 29, 114: 113-122.
- PRATT, J. H. 1855. *On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond upon the plumb-line in India*. Trans. Roy. Soc. (London), serie B, 145.
- PRATT, J. H. 1859. *On the deflection of the plumb-line*

- in India, caused by the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond, and its modification by the compensated effect of a deficiency of matter below the mountain mass.* Trans. Roy. Soc.(London), serie B, 149: 745 - 779.
- RAMOS, V. 1989. *The birth of Southern South America.* Am. Sci. 77, 444-450.
- SCHUBERT, G. and O. ANDERSON, 1974. *The earth's thermal gradient.* Physics Today, Vol. 27 N° 3, pp. 28-34.
- STRUNK, S., 1990. *Analyse und Interpretation des Schwerefeldes des aktiven Kontinentalrads der zentral Anden (20°- 26°S).* Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Freie Universität Berlin: 1-135.
- SUAREZ, G., P. MOLNAR and B. BURCHFIELD, 1983. *Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Perú, Ecuador and Southern Colombia.* J. Geophys. Res., 88 (B12): 10403-10428.
- TALWANI, M. and M. EWING, 1960. *Rapid computation of gravitational attraction of three dimensional bodies of arbitrary shape.* Geophysics, 25 : 203 - 225.
- UYEDA, S. and H. KANAMORI. 1979. *Back-arc opening and the mode of subduction.* J. Geophys. Res. 84, 1049-1061.
- VENING MEINESZ, F. A. 1939. *Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale.* Bull. Geod., 63.
- VENING MEINESZ, F. A., 1940. *Fundamental tables for regional isostatic reduction of gravity values.* Verhandel. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Afdel. Natuurk., Secc. 1, 17 (13).
- WALCOTT, R.I. 1970a. *Isostatic response to loading of the crustal in Canada.* J. Earth Sci. 7, pp. 716-727.
- WALCOTT, R.I. 1970b. *Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere,* J. G. Research 75, pp. 3941-3954.
- WATTS, A. B., J. R. COCHRAN, G. SELZER, 1975. *Gravity anomalies and flexure of the lithosphere: a three dimensional study of the Great Meteor Seamount, Northeast Atlantic.* Jour. Geophys. Res. Vol. 88, pp.1391-1398.
- WOOLLARD, G. P. 1969. *Regional variants in Gravity.* In "The earth's crust and upper mantle". Pembroke J. Hart editor.736 pp.