

Cargas subcorticales en el antepaís andino y la planicie pampeana: evidencias estratigráficas, topográficas y geofísicas

Federico M. DÁVILA¹, Ricardo A. ASTINI¹ y Teresa E. JORDAN²

¹Laboratorio Análisis de Cuencas, Universidad Nacional de Córdoba, Avenida Vélez Sarsfield 1611, Córdoba 5016.
Emails: fmdavila@efn.uncor.edu y raastini@efn.uncor.edu

²Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University, Snee Hall, Ithaca 14853, NY, USA. tej1@cornell.edu

RESUMEN. En la región sur de los Andes Centrales, la generación de espacios de acomodación en el antepaís ha sido explicada mediante la influencia de cargas supracorticales (apilamiento de escamas tectónicas y de cargas litostáticas). Estudios en la región de Sierras Pampeanas sugieren un patrón de subsidencia de longitud de onda regional (>500 km), difícilmente explicada por estas cargas generalmente asociadas a subsidencias de longitud de onda corta (<300 km). Se propone que los rasgos estratigráfico-estructurales, topográficos y geofísicos en la región de Sierras Pampeanas y en la cuenca Chaco-paranaense pueden ser explicados mediante deflexiones inducidas por mecanismos subcorticales ocurridos en el manto astenosférico y/o la corteza inferior, como flujos astenosféricos termo-inducidos y/o eclogitización, respectivamente. Las cargas supracorticales se habrían superpuesto al fenómeno de subsidencia regional, solapando su influencia localmente.

Palabras clave: *Andes centrales, Sierras Pampeanas, antepaís fragmentado, cuencas intermontanas, análisis de cuencas, topografía dinámica, Neógeno.*

ABSTRACT. *Subcrustal loads in the Andean foreland and pampean plain: stratigraphic, topographic and geophysical evidence.* In the Central Andes, supracrustal tectonic loading has been extensively invoked to explain retroarc flexure and foreland basin subsidence, due to stacking of tectonic slivers and amplification by sedimentary loads. However, we present surface and subsurface stratigraphic data from the Sierras Pampeanas broken foreland that suggest a long-wavelength subsidence pattern (>500 km), which is difficult to explain with upper crustal loads that are generally associated with short wavelength (< 300 km) subsidence. It is proposed that stratigraphic, structural, topographic and geophysical features in the Sierras Pampeanas region and Chaco-Paranense basin can be explained by flexions driven by processes occurring in the asthenosphere and/or lower crust, like thermal-driven corner mantle flow and/or eclogitization, respectively. Short-wavelength flexure (<300 km) driven by various factors enhances regional subsidence features.

Key words: *Central Andes, Sierras Pampeanas, broken foreland, intermontaneous basins, basin analysis, dynamic topography, Neogene.*

Introducción

En cuencas de antepaís de retroarco (*cf.* Jordan 1995) la generación de espacio de acomodación ha sido mayormente vinculada con fenómenos de subsidencia cortical controlados principalmente por el apilamiento de escamas tectónicas (Allen y Allen 1990, DeCelles y Giles 1996, entre otros). El arqueamiento cortical por la acción de estas cargas es el principal factor en la formación de depozonas o zonas de depositación (*ie.*, antefosa, domamiento periférico y retrodomamiento; *cf.* DeCelles y Giles 1996). El peso de las escamas tectónicas es además suplementado por el peso de los sedimentos suministrados desde la zona de corrimientos, topográficamente más elevada y, en el caso de cuencas inundadas, por el peso de la columna de agua. Estas cargas de sedimentos y agua, de carácter atectónicas, se le suman a las cargas tectónicas y son

proporcionalmente de menor envergadura que las tectónicas. La respuesta mecánica de la litósfera a las cargas depende del modelo reológico considerado. El análisis flexural de la litósfera puede realizarse siguiendo modelos puramente elásticos (*e.g.*, Jordan 1981), en los cuales la litósfera se considera una placa elástica de espesor constante (espesor elástico T_e), o bien viscoelásticos donde T_e se reduce con el tiempo tras la aplicación de una carga siguiendo una relajación viscosa (*e.g.*, Beaumont 1981). Independientemente del modelo reológico que se adopte, desde un punto de vista metodológico, el objetivo del análisis mecánico de cuencas es compatibilizar el registro estratigráfico medido en afloramientos o en secciones sísmicas de reflexión (espesor descompactado para conocer el espacio de acomodación inicial) con los esfuerzos que provocan la subsidencia. Asimismo, la información estructural permite reconstruir la carga tectónica. Los parámetros reológicos

que intervienen se ajustan hasta reproducir la geometría, magnitud e historia de subsidencia que explique los rasgos estratigráfico-estructurales cuantificados (tanto en espesores como distribución areal y cargas aplicadas).

Las variables reológicas, así planteadas, parecerían estar estrechamente vinculadas al registro geológico supracortical. Si por el contrario, la curva de subsidencia se construyera utilizando variables reológicas predeterminadas, se podrían cuantificar excesos o déficit de cargas, y así evaluar en forma independiente la importancia que las cargas supracorticales tienen sobre la generación de espacios de acomodación y formación de cuencas sedimentarias. Este razonamiento, ya planteado hace más de dos décadas (e.g., Royden y Karner 1984, Mitrovica *et al.* 1989, entre otros), condujo a pensar que mecanismos distintos a cargas superficiales podrían estar actuando en la historia de subsidencia de las cuencas. Estos mecanismos se asociaron a «cargas ocultas», denominadas más tarde «cargas subcorticales» o «sublitosféricas» (Catuneanu *et al.* 1997). En realidad éstas no son estrictamente un volumen adicionado sobre la corteza superior, como es el caso de las cargas supracorticales (tectónicas y litostáticas), sino que se trata de fuerzas aplicadas en niveles corticales profundos o en el manto que actúan, a modo de peso, generando arqueamientos de la litósfera de gran longitud de onda y rasgos topográficos de carácter regional.

En la configuración geométrica de una cuenca, la longitud de onda del arqueamiento litosférico dependerá fundamentalmente de las cargas tectónicas y de los parámetros elásticos de la corteza (e.g., Watts 2001). Sin embargo, sin importar el peso que verdaderamente ejerzan estas cargas, como lo demuestran diferentes estudios numéricos (e.g., Sinclair *et al.* 1991, García-Castellanos *et al.* 1997), los depocentros serán invariablemente localizados (<300 km). Si por el contrario, en el registro geológico se observan amplias zonas de depositación (entre 300-1000 km) de geometría relativamente tabular, sin una marcada compartimentación, se puede interpretar que hundimientos de extensión regional debido a «cargas ocultas» de mayor superficie de aplicación que las cargas supracorticales afectaron a la región.

En un margen de subducción, donde litósfera oceánica se hunde por debajo de litósfera continental, flujos astenosféricos entre ambas placas generados por el contraste térmico entre la losa oceánica fría y el manto astenosférico caliente (Parson y Daly 1983, Mitrovica y Jarvis 1985) pueden actuar como una «carga» (Gurnis 1992). Dada la magnitud del mecanismo, estas cargas pueden formar topografías (positiva o negativa) de longitud de onda regional. La magnitud del efecto topográfico es muy discutida, incluyendo estudios extremos que sugieren un orden de los 1000s de kilómetros. Asimismo, los distintos modelos predicen que la subsidencia dinámica puede superar el kilómetro en amplitud (Mitrovica *et al.* 1989). Estos arqueamientos de origen sublitosférico pueden solaparse con aquellos generados a partir de cargas tectónicas y litostáticas (Burgess y Moresi 1999) y con relieves heredados. Dado que la influencia de esta carga profunda produce ondulaciones en la corteza, gene-

rando una topografía de magnitud regional y, dependiente de parámetros geodinámicos, la misma se conoce como topografía dinámica (*dynamic topography* cf. Richards y Hager 1984, Mitrovica *et al.* 1989). Cabe destacarse que ésta difiere de la topografía isostática (Watts 2001) generada a partir de variaciones de espesor cortical y variaciones laterales de densidad en la corteza y manto. Asimismo, la topografía dinámica, por flujo astenosférico termoinducido, se diferencia de las flexiones corticales generadas por la succión gravitacional de la losa oceánica durante subducción (*slab suction* y *slab pull* de Conrad y Lithgow-Bertolloni, 2002). En el sur de los Andes Centrales esta fuerza actuaría en la placa superior próxima a la fosa, donde la inclinación de la losa tiene mayor ángulo (véase Pardo *et al.* 2002, Yañez y Cembrano 2004).

Si bien los procesos físicos y formulaciones matemáticas que explican los arqueamientos regionales de la litósfera superior están bien fundados (Mitrovica y Jarvis 1985, Burgess y Gurnis 1995), demostrarlo desde el registro geológico-geofísico es todavía un verdadero desafío y constituye un tema de actual debate (véase Heller *et al.* 2003, Liu y Nummedal 2004).

En los Andes Centrales existen numerosos análisis de cuencas con el objeto de explicar la historia de subsidencia durante la construcción del orógeno andino (e.g., Toth *et al.* 1996, Cardozo y Jordan 2001, DeCelles y Horton 2003, entre otros). Sin embargo, ningún trabajo considera la influencia subcortical en la generación de espacios de acomodación, más aún cuando el margen occidental de Sudamérica ha sido afectado por subducción desde tiempos preandinos (Astini y Dávila 2005, Ezpeleta *et al.* 2005).

En este trabajo se presentan las hipótesis de trabajo y los datos preliminares, estratigráficos, estructurales, topográficos y geofísicos obtenidos a partir de información publicada e inédita. Esta información sugiere que rasgos topográficos (negativos y positivos), de gran longitud de onda se desarrollaron entre el Mioceno y la actualidad en la región pampeana (Sierras Pampeanas y Llanura Pampeana) por efectos de subducción subhorizontal. Esta subsidencia de escala regional (\bar{e} >500 km) se superpone a los patrones de subsidencia y deformación de longitud de onda corta (\bar{e} <200-300 km), generada en Sierras Pampeanas por carga debido a fallamientos de zócalo y efectos de agradación forzada derivados de la interrupción del drenaje (Astini *et al.* 2004). Hasta el momento proponemos que sólo mecanismos subcorticales permitirían explicar la formación y preservación de espesas y continuas secuencias sedimentarias en ámbitos intermontanos, donde tradicionalmente se asumen (e.g., Horton 2005) depocentros restringidos, con bajo potencial de preservación.

Región de estudio

Verificar la existencia de ondulaciones litosféricas de longitud de onda regional requiere de laboratorios naturales que cumplan con ciertas condiciones favorables: (a) desarrollo y extensión areal considerable (>300 km), (b) cronologías en la superposición de cargas tectónicas rela-

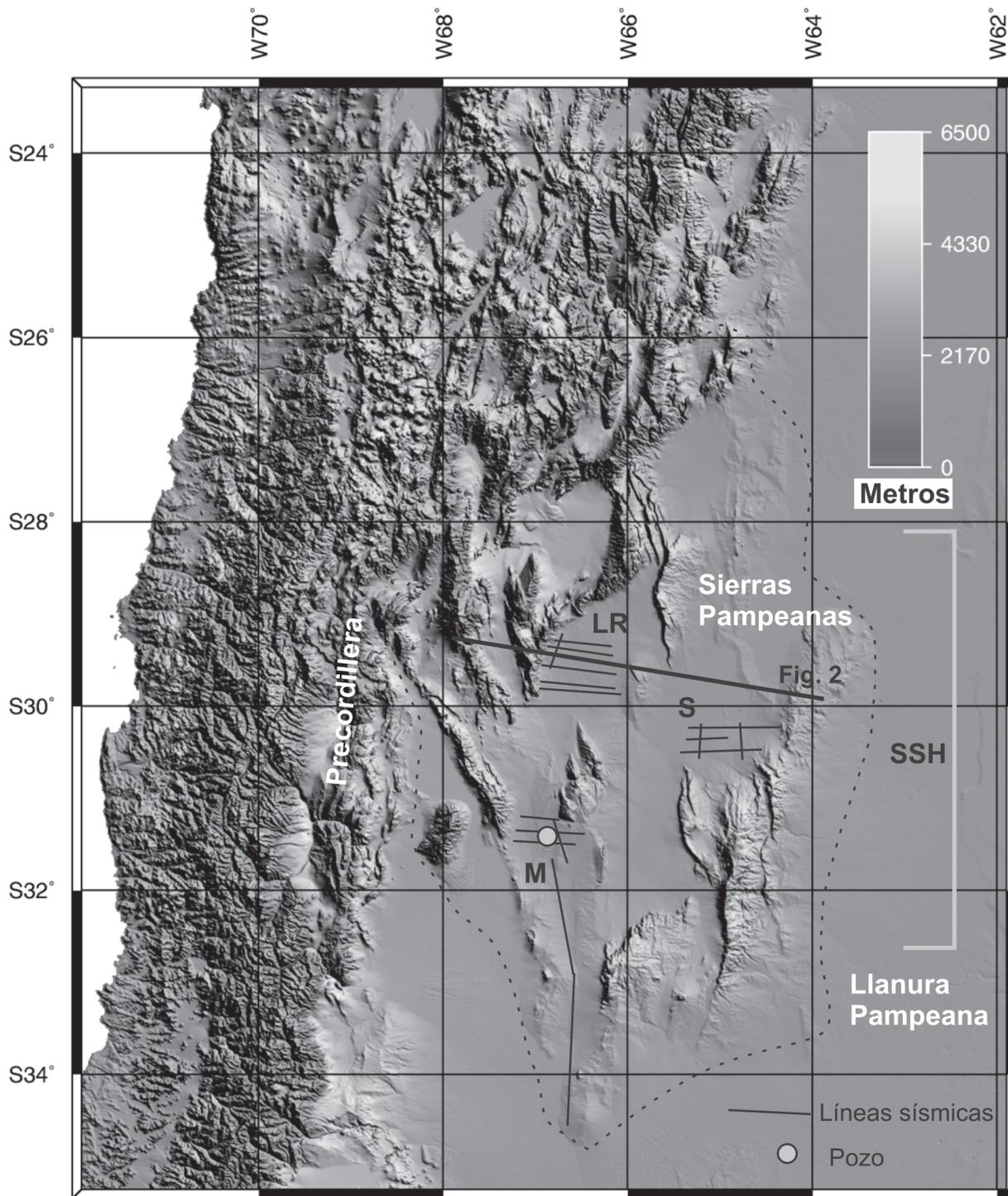


Figura 1: Imagen de topografía digital mostrando la región de Sierras Pampeanas (dentro del contorno con línea discontinua) y sus regiones limítrofes (Llanura Pampeana hacia el E y Precordillera al O). El segmento afectado por subducción subhorizontal se indica con SSH. Las líneas continuas más cortas indican la ubicación de las líneas de sísmica disponibles. La línea más larga y ancha muestra la ubicación de la sección de representada en la Fig. 2. M: Cuenca de Mascasín, S: Cuenca Saliniana y LR: Cuenca de La Rioja.

tivamente simples y (c) buena preservación de los registros (*ie.* que no existan importantes eventos de exhumación y destechado). Las Sierras Pampeanas cumplen mayormente con todas las condiciones, además de localizarse en un segmento afectado por subducción subhorizontal,

donde las fuerzas subcorticales actuarían más efectivamente. Las Sierras Pampeanas se ubican en el centro-oeste de Argentina, aproximadamente entre los 27°-34° de latitud sur (Fig. 1), alejadas de la influencia de superposición de cargas cordilleranas (véanse perfiles de Cardozo y

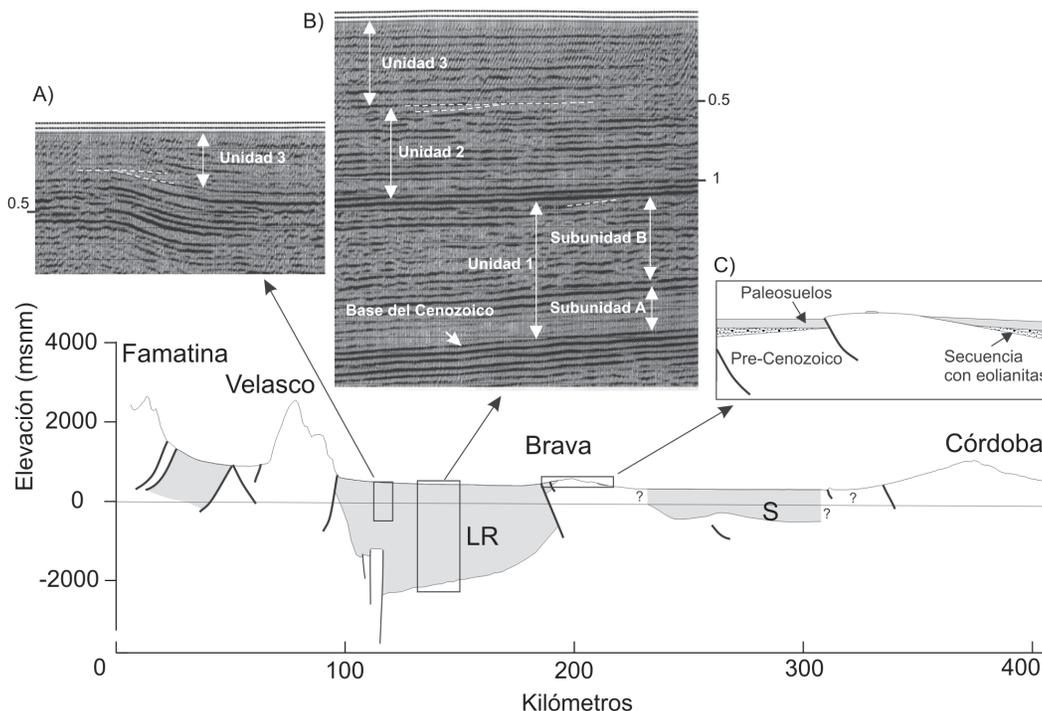


Figura 2: Sección regional compuesta a través de las Sierras Pampeanas (SP) ~30° S (basada en Álvarez *et al.* 1990, Fisher *et al.* 2002 y Dávila 2003). Nótese el espesor y geometría de las cuencas de La Rioja (LR) y Salinas (S), y su relación con las cargas generadas por deformación de zócalo, donde se observa una relación topografía observada/profundidad de depocentro <1. **A)** y **B)** son interpretaciones sísmicas de la cuenca de LR. La geometría de los reflectores permiten reconocer distintos intervalos dentro de la sucesión cenozoica reflejando límites secuenciales dentro de la «megasecuencia del antepaís fragmentado (MAF)», sustentadas además por estudios de superficie (Véase **2C**). Al menos 3 secuencias pueden ser discriminadas de las secciones sísmicas, que se correlacionarían con las secuencias miocenas y pliocenas definidas en distintas regiones pampeanas. Los contactos netos entre corrimientos de zócalo y secuencias neógenas, sin evidencias de estratos de crecimiento, sugieren que el fallamiento de basamento habría ocurrido durante al menos dos estadios durante la deposición de las cuencas de antepaís fragmentado: 1) Alzamiento relacionado con la formación de la discordancia regional de la base de la megasecuencia y alimentación de materiales desde los altos, y 2) fallamientos que postdatan la deposición de la secuencia 2. Este análisis correlaciona con datos de superficie obtenidos en las SP occidentales. En gris se representa el relleno mioceno y en blanco basamento cristalino y estratos paleozoicos.

Jordan, 2001). Esta región del cinturón andino es conocida como antepaís fragmentado, ya que muestra altos de basamento emergentes que desarrollan un patrón morfológico limitando valles intermontanos. Su historia de alzamiento cenozoico y exhumación habría sido lenta y de escasa magnitud, a pesar que se registran topografías y saltos estratigráficos >3 km (Jordan *et al.* 1989, Dávila 2003, Dávila *et al.* 2005).

Tectónicamente las Sierras Pampeanas se encuentran ubicadas en la región distal del antepaís andino. Yacen sobre el segmento afectado por subducción subhorizontal de los Andes Centrales del sur, aunque su extremo más septentrional se ubica en una zona de transición hacia subducción normal (Cahill e Isacks 1992). Esta región está formada casi enteramente por un conjunto de sierras elongadas en sentido ~N-S, limitadas por fallas de alto ángulo (>50-60°) doble vergentes (Cristallini *et al.* 2004) que exponen basamento ígneo-metamórfico en su núcleo (Fig. 2). Los altos de basamento limitan cuencas, en su mayoría de edad neógena. Estas cuencas están rellenas por una espesa megasecuencia continental (miles de metros), que puede ser separada en secuencias menores limitadas por paraconcordancia y discordancias de muy bajo

ángulo (Fig. 2). En el marco del antepaís andino distal, el desarrollo de estas sucesiones sugiere que controles alocíclicos (tectónicos/climáticos) debieron haber afectado la deposición intermontana de las Sierras Pampeanas. En este trabajo nos limitaremos a analizar las secuencias miocenas en su conjunto, y la expresión acumulada de la deformación andina. De los afloramientos estudiados, la información publicada (Ramos 1970, Jordan *et al.* 2001, Bossi *et al.* 2002, Dávila y Astini, 2002, Ezpeleta *et al.* 2004, Dávila 2005, entre otros) y datos disponibles de subsuelo (Russo *et al.* 1979, Álvarez *et al.* 1990, Fisher *et al.* 2002, Cristallini *et al.* 2004, Webster *et al.* 2004) se diferencian al menos tres secuencias depositacionales (Mioceno inferior, Mioceno medio y Mioceno superior-Plioceno) (Fig. 2).

Subsidencia de longitud de onda regional

Análisis estructurales en las Sierras Pampeanas (Jordan y Allmendinger 1986, Coughlin *et al.* 1998, Costa *et al.* 1999, Dávila 2003) indican que el acortamiento registrado es de 2-20% y los alzamientos, como lo sugieren estudios

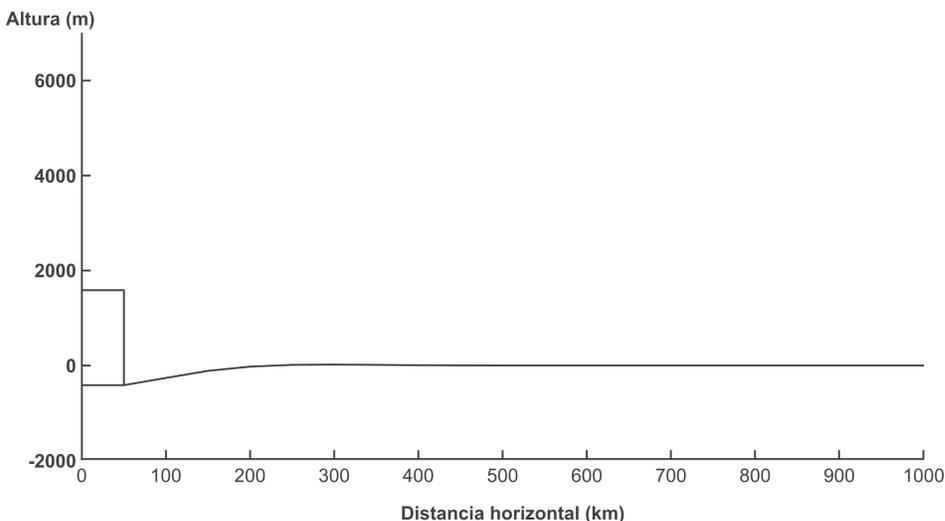


Figura 3: Análisis flexural elástico en la región de Famatina basado en el estudio flexural bidimensional, continuo *Flex2d* de Cardozo y Jordan (2001). El modelo muestra la flexura por efecto de una carga tectónica de altura=2000 m aplicada homogéneamente a través de 50 km (ancho del orógeno). Esto corresponde a un 20% de acortamiento máximo calculado por Dávila (2003) para la región. Los parámetros utilizados fueron: densidad de la carga tectónica 2700 kg/m³ (mayormente corrimientos de zócalo), densidad de la astenósfera 3300 kg/m³, módulo de Young 70 Gpa y Poisson 0,25; espesor elástico efectivo Te=40 km. Los datos de Te se basan en estudios realizados por Tassara y Yáñez (2003) y Tassara (2004). Los datos permitieron obtener una zona de máxima subsidencia <500 m, contraponiéndose a los >4000 m de espesor sedimentario medidos en la vertiente oriental de la región (sin descompactar).

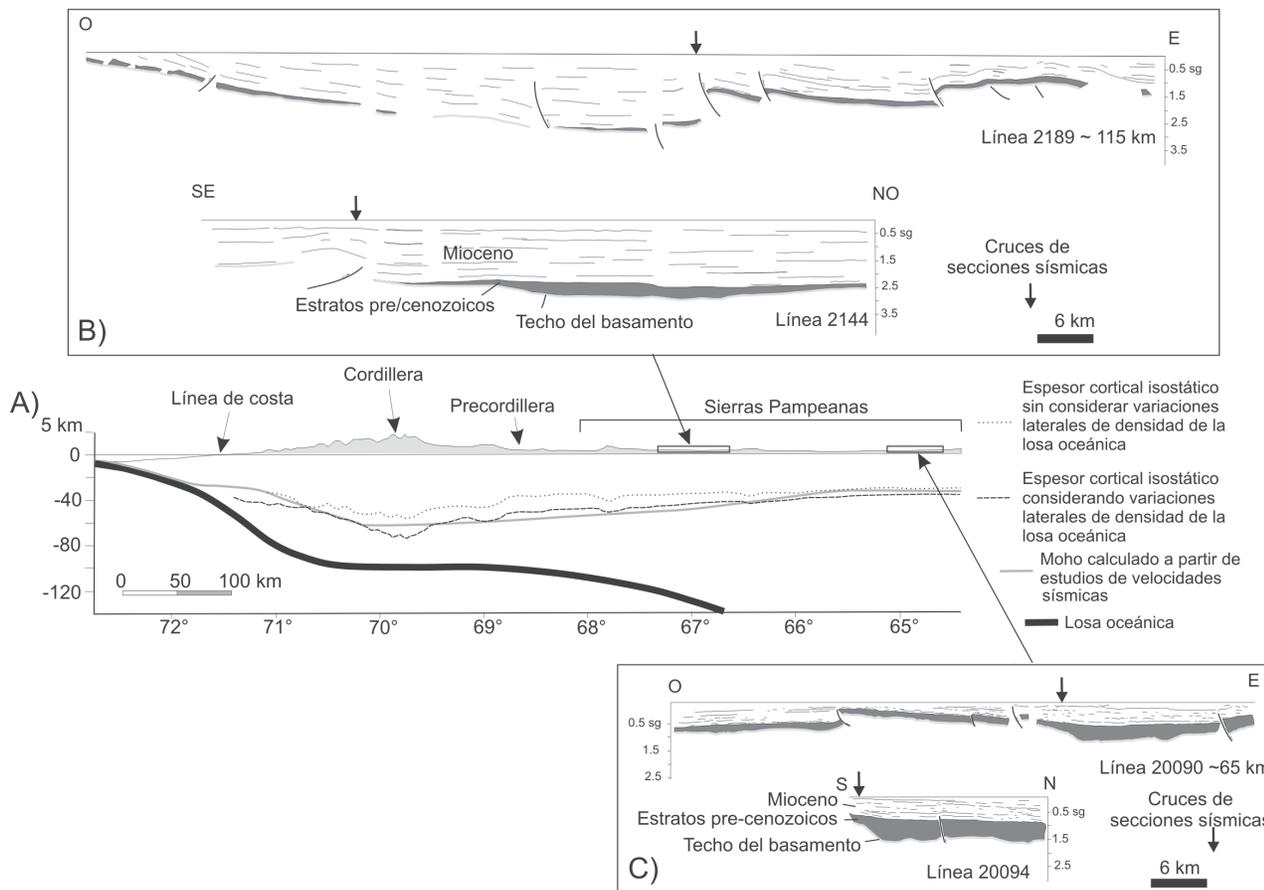


Figura 4: A) Sección regional a los ~31° S, mostrando el perfil topográfico, la geometría de la losa oceánica y los espesores corticales calculados a partir de estudios de velocidades sísmicas y análisis gravimétricos (Modificado de Fromm *et al.* 2004) a través de los Andes Centrales. B) y C) son interpretaciones de subsuelo (secciones sísmicas) en las cuencas de Mascasín (B) y Saliniana (S). Véase ubicación aproximada de estas regiones en la Figura 1. Las secciones fueron modificadas de Álvarez *et al.* (1990).

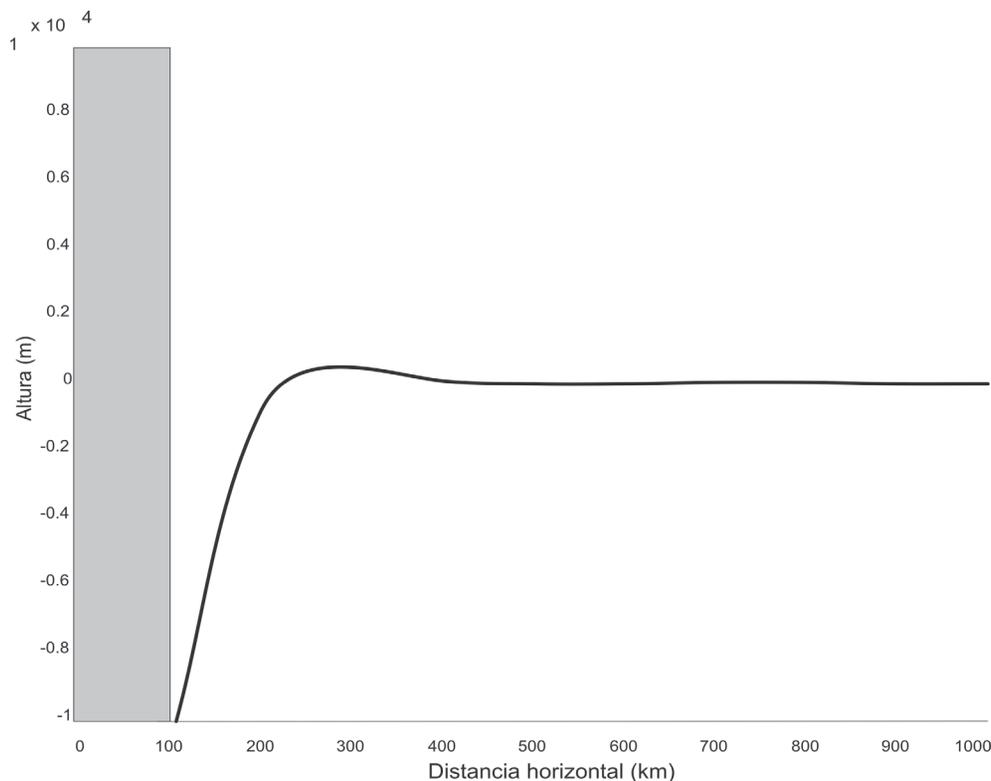


Figura 5: Ejercicio de modelación de deformación flexural litosférica por efecto de una carga tectónica de altura=30 km (duplicando el espesor cortical) aplicada a través de 100 km (ancho del orógeno). Se utilizó el análisis flexural bidimensional, continuo *Flex2d* de Cardozo y Jordan (2001). Los parámetros utilizados fueron: densidad de la carga tectónica 2400 kg/m³, densidad de la astenósfera 3300 kg/m³, módulo de Young 70 Gpa y Poisson 0,25; espesor elástico efectivo=30 km. Los datos permitieron obtener una zona de máxima subsidencia = 10690 m. La máxima amplitud del domamiento periférico = 520 m. Nótese que una carga de 30 km reproduce una antifosa restringida de <300 km de longitud de onda y del orden de 10 km de profundidad, *ie.*, 1/3 de la altura de la carga.

de trazas de fisión en apatitas, <3 km. Estos valores son totalmente inadecuados para reproducir cargas tectónicas que expliquen los espacios de acomodación inferidos de los espesores sedimentarios acumulados (Fig. 3). Este acortamiento es además insuficiente para explicar el engrosamiento cortical medido por estudios geofísicos (Fromm *et al.* 2004). Tal como se deduce de datos de superficie (Dávila 2003) y subsuelo (Álvarez *et al.* 1990, Fisher *et al.* 2002 y datos inéditos, Fig. 4), las cuencas intermontanas de las Sierras Pampeanas muestran espesores que igualan, duplican y localmente triplican el relieve estructural generado por el apilamiento de escamas de zócalo (Fig. 2). Estas relaciones, por si solas, introducen un gran interrogante no planteado anteriormente. Si se considerara un balance isostático flexural simple, bajo condiciones reológicas corticales normales (véase Fig. 5), una hipotética carga que duplique el espesor cortical original no permitiría explicar las relaciones entre el relieve estructural y los espacios de acomodación registrados en las regiones intermontanas pampeanas. Del análisis de la figura 5 se desprende que la profundidad de subsidencia podría estimarse aproximadamente a 1/3 respecto a la altura de la carga tectónica (engrosamiento), bajo condiciones corticales normales (*ie.* espesor elástico de ~30 km).

Si bien estudios de superficie y subsuelo muestran deformación de zócalo durante y luego de la deposición de

unidades cenozoicas en varias de las cuencas intermontanas de las Sierras Pampeanas (*e.g.*, La Rioja, Mascasin, Los Llanos y Saliniana –Salinas Grandes de Córdoba-, Fig. 3), el hecho que estudios termocronológicos en apatitas arrojen edades preandinas (Jordan *et al.* 1989, Coughlin *et al.* 1998; Dávila 2003), sumado a las deducciones de Fromm *et al.* (2004) sobre inconsistencias entre los espesores corticales medidos y los resultados de los análisis de deformación, es altamente probable que la carga topográfica de Sierras Pampeanas no sea completamente de origen andino. Una alternativa es pensar que dicho espesor fuera heredado de la superposición parcial de eventos orogénicos preandinos, re-engrosados durante la historia neógena. Cabe aclarar que si bien existen trabajos que explican engrosamientos corticales por flujo de la corteza inferior sin necesidad de producir deformaciones importantes en la corteza superior (*e.g.*, Bird 1984, Isacks 1988) una explicación similar se descarta para Sierras Pampeanas, dada la importante sismicidad intracortical profunda (Pardo *et al.* 2002, Alvarado *et al.* 2004) que indica un comportamiento frágil y la alta conductividad eléctrica (Booker *et al.* 2005) indica un comportamiento frágil de la corteza inferior. Suponiendo que el relieve actual y el engrosamiento cortical de las Sierras Pampeanas fuera producto de deformación andina, no se lograría explicar la generación y preservación de miles de metros de sedimentos. Evidente-

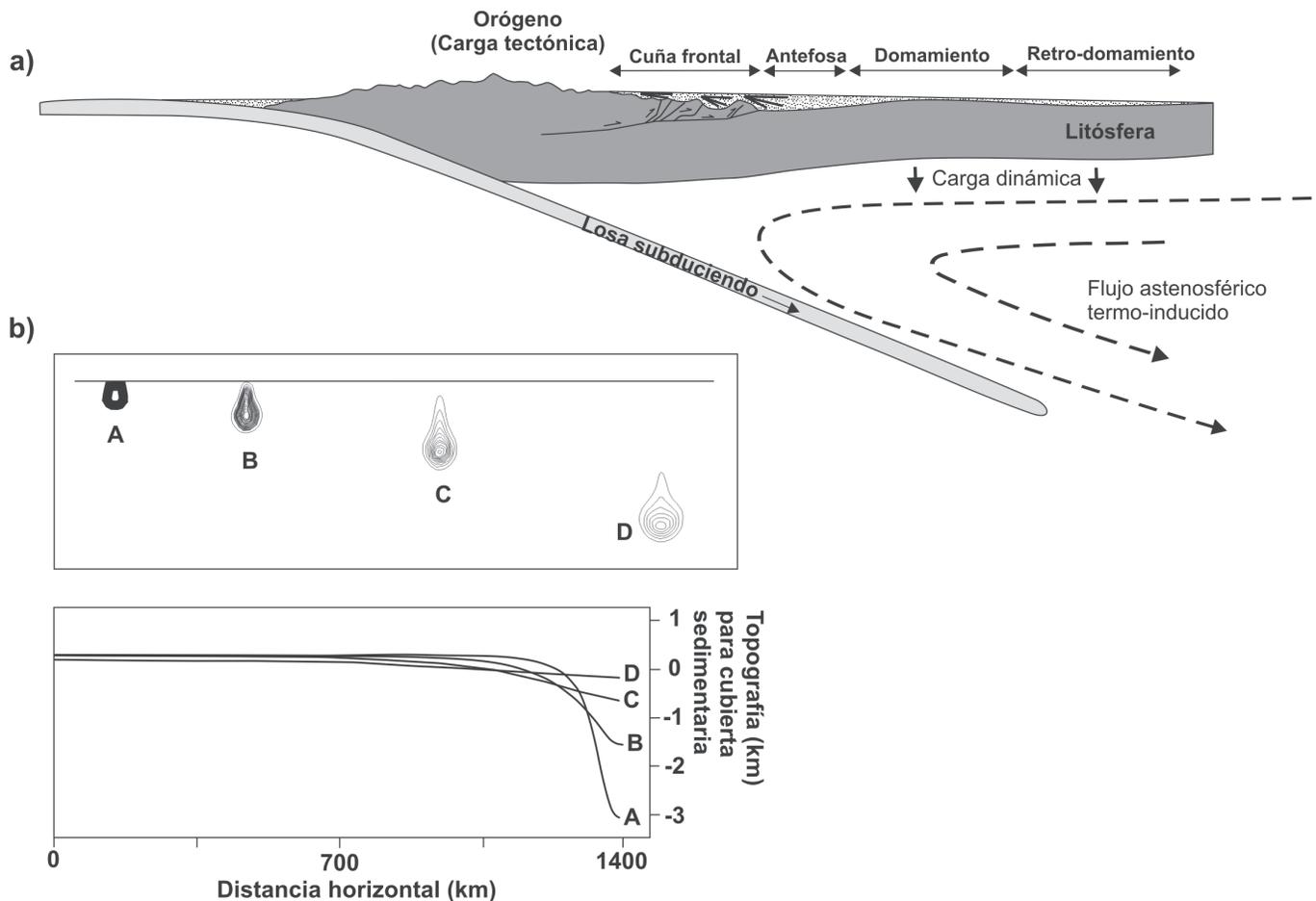


Figura 6: (a) Esquema conceptual de la influencia de cargas corticales y subcorticales en la subsidencia del antepaís (modificado de DeCelles y Giles 1996 y Cataneanu *et al.*, 1997). Nótese que los rasgos flexurales por cargas supracorticales son independientes de la subsidencia de longitud de onda regional (>500 km) inducida por flujos astenosféricos. (b) El diagrama superior muestra el análisis de celdas térmicas (A-D) de Mitrovica y Jarvis (1985). Las abscisas representan tiempo adimensional y las ordenadas profundidad. Las líneas internas de las celdas son isotermas. Los ensayos inician con celdas que tienen un mayor contraste térmico (-127°C) respecto al manto que las rodea e indican reducción progresiva del flujo inducido por contraste térmico. Esto se observa a partir de la menor densidad de líneas de izquierda (A) a derecha (D). El gráfico de abajo muestra las curvas de subsidencia conforme al ensayo. Nótese como la subsidencia disminuye a medida que se reduce el contraste térmico y, por lo tanto, el flujo.

mente, ésto por sí sólo, sugiere que cargas subcorticales profundas actuaron en la historia de subsidencia.

En subsuelo, espesores estratales de entre 1-2 km se distribuyen casi uniformemente entre las sierras, sin mostrar un gran confinamiento a depocentros cercanos ni estar afectados grandemente por corrimientos maestros de zócalo (Fig. 4). Esto sugiere geometrías cuencales subtabulares (Fig. 4), diferentes de la geometría fuertemente cuneiforme que desarrollan las cuencas de antepaís simples próximas a cuñas tectónicas (*e.g.*, DeCelles y Giles, 1996) o de antepaís fragmentadas enteramente controladas por la acción de cargas tectónicas localizadas (*e.g.*, McQueen y Beaumont 1989, Barbeau 2003). Esto podría interpretarse como una buena evidencia de la influencia de cargas subcorticales «ocultas» de gran longitud de onda e independientes de cargas tectónicas localizadas. Dentro del paquete sedimentario intermontano tampoco se reconocen importantes acuñamientos estratigráficos que

permitan sugerir flexiones importantes de corta longitud de onda. Las secuencias sísmicas están limitadas por discordancias erosivas o bien, angulares de muy bajo ángulo, perceptibles solo a escala de la cuenca (Fig. 2). Esto indicaría que la región estuvo sometida a un hundimiento regional neto desde el neógeno temprano, cuando se inició la subsidencia andina en las Sierras Pampeanas (véase Fig. 2; Dávila *et al.* 2004).

La longitud de onda vinculada con la generación de espacio de acomodación (Fig. 4) y la considerable preservación de espesores estratigráficos indican que cargas de escala regional, además de las producidas por apilamiento de escamas tectónicas, influenciaron el desarrollo de las cuencas de antepaís en las Sierras Pampeanas a partir del Mioceno. No se descarta que procesos de agradación forzada (*cf.* Astini *et al.* 2004), debido al alzamiento de barreras topográficas (*e.g.*, Humphrey y Konrad 2000), hayan contribuido en la preservación de las secuencias ex-

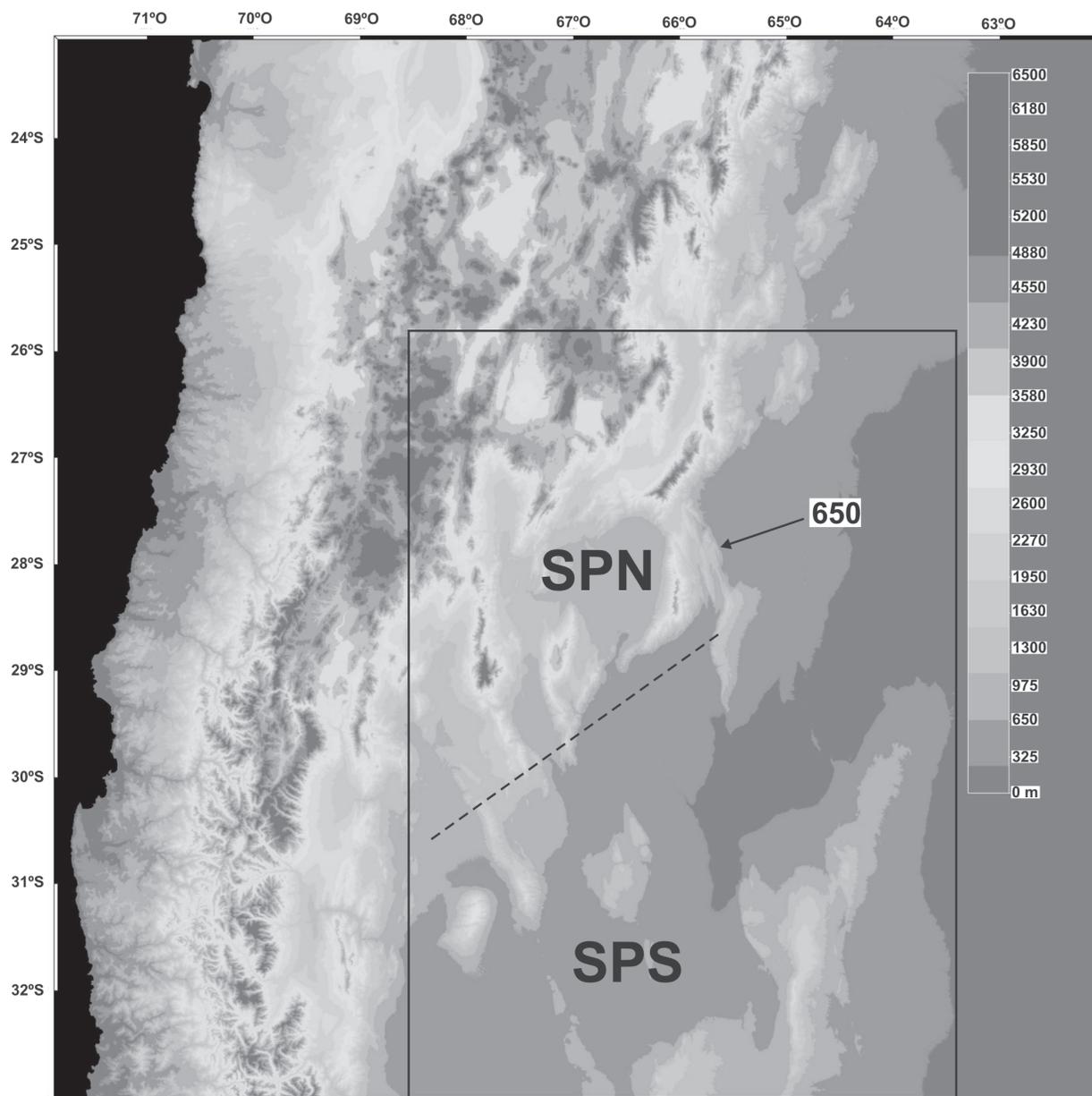


Figura 7: Imagen de topografía satelital de los Andes Centrales del sur mostrando en el recuadro la región de Sierras Pampeanas (SP). La curva de nivel de 650 msnm (señalada con flecha) limita los valles intermontanos elevados de las Sierras Pampeanas septentrionales (SPN) de los valles deprimidos de las Sierras Pampeanas australes (SPS). Nótese que la altitud de los picos máximos presenta una relación semejante entre las regiones norte y sur. La faja de mayores altitudes de las Sierras Pampeanas septentrionales de orientación ~NE-SO correlaciona con la geometría y migración hacia el sur de la dorsal de Juan Fernández durante el Neógeno, actualmente localizada a los ~32° LS (véase Yáñez *et al.* 2001).

cepcionalmente espesas, particularmente hacia la región más interna del antepaís.

Hacia la región de la Llanura Pampeana (Fig. 1), en posición «intracratónica», se desarrolla una extensa y espesa secuencia formada por unidades cenozoicas de edades inciertas (véase Chebli *et al.* 1999). Estas sucesiones cubren regionalmente un sustrato topográficamente nivelado durante la etapa tardía de la extensión cretácica. Estas secuencias terciarias, aunque alejadas de los frentes montañosos cordilleranos (>600 km), pueden alcanzar localmente hasta 1 km de espesor (véase Fig. 9 en Chebli

et al. 1999). A su vez, salvo reactivaciones de escaso rechazo (<100 m, Webster *et al.* 2004), no se reconocen deformaciones andinas en la región. Cabe remarcar que si bien algunas de estas secuencias terciarias se encuentran próximas a una potencial carga tectónica de las Sierras Pampeanas más orientales (<100 km de las Sierras de Córdoba, Fig. 1), los paquetes yacen a dorsal de las láminas de corrimientos de zócalo, y por lo tanto, este efecto debe haber sido exiguo en la generación de espacios sedimentarios. Se descarta asimismo que fenómenos de agradación por compensación del relieve (véase Heller *et*

al. 2003) hayan producido la acumulación de las espesas secuencias cenozoicas, ya que los depocentros terciarios son más espesos hacia la parte central de la Llanura Pampeana que recostados hacia las regiones serranas (Russo *et al.* 1979). Asimismo se descarta una posible explicación eustática para la acumulación neógena en la región pampeana, dado que tanto las curvas de menor y como de mayor orden, respectivamente (Vail *et al.* 1977, Haq *et al.* 1987), lejos de indicar un ascenso sostenido que implicaría la acomodación de sedimentos en el ambiente continental, muestran un progresivo descenso eustático a través del Cenozoico.

Controles subcorticales en la evolución de cuencas intermontanas e «intracratónicas»

Los modelos teóricos de topografía dinámica predicen que durante la horizontalización de una losa oceánica, la cuña astenosférica tiende a migrar hacia la región cratónica, disminuyendo su influencia en la región de trasarco y creando la fuerza de hundimiento que favorece el fenómeno de subsidencia dinámica (Mitrovica *et al.* 1989). Mitrovica y Jarvis (1985) estudiaron mediante modelos numéricos (celdas subsidentes) las deflexiones corticales (respuesta topográfica) debido a flujos astenosféricos termo-inducidos. Estos flujos se producen durante subducción (Fig. 6a) por la interacción y contraste térmico de una losa fría con un manto astenosférico más caliente (Hager 1984). Cuanto mayor es el contraste térmico losa-manto, mayor será el flujo astenosférico y la subsidencia asociada (Mitrovica y Jarvis, 1985). Por el contrario, cuando el contraste térmico entre las celdas y el manto disminuye, el flujo astenosférico es menor y por ende las deflexiones serán de menor envergadura (secuencia A-D en Fig. 6b). En su modelo, Mitrovica y Jarvis (1985) relacionaron los episodios con mayor subsidencia (mayor deflexión) con las losas subhorizontales, cuando las celdas térmicamente más frías se ubicarían más cerca de la superficie (A en Fig. 6b). A medida que las celdas descienden dentro del manto, los contrastes térmicos y flujo disminuyen, por lo tanto las deflexiones en la superficie se amortiguarían (D en Fig. 6b). Esto sugiere que las deflexiones de la corteza, y por consiguiente el espacio de acomodación podrían vincularse con variaciones del ángulo de subducción durante la evolución de un orógeno (*e.g.*, Mitrovica *et al.* 1989, Gurnis 1992). Cuando una losa subduce con bajo ángulo, *i.e.* $<30^\circ$, la subsidencia de origen dinámico sería máxima y, dado que la superficie de influencia es mayor, las longitudes de onda superarían los 1.000 km (*e.g.*, Mitrovica *et al.* 1989). Por el contrario, durante regímenes de subducción de ángulo más alto ($>45^\circ$) las celdas de contraste térmico se retraen hacia la trinchera y la subsidencia dinámica se localiza en posición más proximal al orógeno. Evidentemente, dado la menor superficie de influencia que tiene una losa de alto ángulo, las longitudes de onda de las deflexiones son menores. Si analizamos el comportamiento dinámico, la sola variación del ángulo de subducción de la losa podría explicar mo-

mentos de subsidencia y alzamiento en una misma región, sin la necesidad de explicarlo a través de flexura cortical en respuesta a la propagación del frente de deformación. Así, durante subducción normal ($\sim 45^\circ$) la subsidencia dinámica influye sobre el orógeno y antepaís proximal, mientras que cuando la placa se horizontaliza deja de afectar esta zona para ubicarse hacia regiones distales, y consecuentemente las regiones orogénicas tienden a recuperarse, y en consecuencia, levantarse. Mitrovica *et al.* (1989) suponen una recuperación del 95% en aproximadamente 25 millones de años.

Considerando que las Sierras Pampeanas australes están situadas sobre un segmento afectado por subducción subhorizontal, y que su extremo norte, al menos desde el Mioceno Inferior-Superior, estuvo bajo este régimen (*cf.* Dávila *et al.* 2004), los fenómenos de subsidencia y generación de espacios de acomodación de escala regional podrían estrechamente conectarse con este régimen tectónico. Bajo un régimen de subducción plano o cuasiplano, la cuña astenosférica que subyace a la mayor parte del antepaís se restringe a una delgada lámina, y por lo tanto, el flujo térmico por debajo del mismo se reduce a un mínimo. Un ejemplo similar ha sido mencionado en la provincia larámica del oeste norteamericano (Liu y Nummedal 2004, DeCelles 2004). No obstante, si bien la historia de subsidencia cretácica-paleógena de esta región se relacionaría con topografía dinámica, controlada por subducción horizontal (Mitrovica *et al.* 1989), las condiciones de deformación, sedimentación y tectónicas en Norteamérica son deducidas de un registro incompleto. El caso de Sierras Pampeanas, por el contrario, representa un ejemplo moderno, con evidencias a partir del Mioceno muy bien preservadas. Además de explicar razonablemente los rasgos estratigráficos de superficie y subsuelo a escala regional, complementa a los modelos que consideran sólo carga por apilamiento de escamas de zócalo.

El efecto de fuerzas subcorticales permite, asimismo, interpretar rasgos topográficos e isostáticos de las Sierras Pampeanas. Las Sierras Pampeanas septentrionales y australes difieren marcadamente en aspectos geológicos, geofísicos y topográficos. La región norte expone secuencias neógenas más espesas y con mayor grado de exhumación que la región sur. Además, la parte norte posee altitudes promedio mucho mayores, tanto en las cumbres como en los valles (Fig. 7). Ambas regiones están descompensadas isostáticamente. La región septentrional de Sierras Pampeanas presenta evidencias de sobrecompensación o «rebote», con altitudes $>4-5$ km y espesores corticales 38-44 km (Martínez y Giménez 2003). Un reciente estudio de Martínez y Giménez (2003) muestra una fuerte anomalía gravimétrica residual positiva en la región de Famatina (región NO de las Sierras Pampeanas) que podría relacionarse con dicha sobrecompensación isostática. Contrariamente, la parte austral de Sierras Pampeanas estaría subcompensada o isostáticamente «deprimida» (Fromm *et al.* 2004), mostrando altitudes que raramente exceden los 2 km, y con espesores corticales que localmente pueden alcanzar 55 km (Fig. 4). Asimismo, las altitudes medias registradas en los valles intermontanos

contrastan marcadamente en estas dos regiones de Sierras Pampeanas. Mientras las regiones septentrionales muestran superficies elevadas por encima de los 650-700 m, las Sierras Pampeanas australes presentan valles ubicados a cotas por debajo de los 500 m s.n.m. (Fig. 7).

Tal como predicen los modelos de topografía dinámica, cuando el flujo astenosférico disminuye su efecto sobre una región (por ejemplo en el antepaís distal por migración de la cuña astenosférica durante verticalización de la losa oceánica) la zona desafectada tiende a recuperarse a la altura que le corresponde por isostasia, favoreciendo un alzamiento regional. Asumiendo que el régimen de subducción subhorizontal ha migrado de norte a sur en las Sierras Pampeanas desde comienzos del neógeno (Dávila *et al.* 2005), en relación con la migración de la dorsal de Juan Fernández (*cf.* Yañez *et al.* 2001, Kay y Mpodozis 2002), de modo similar a como se propagaría una onda flexural, la región Sierras Pampeanas septentrionales debería haber sido afectada por subsidencia dinámica en el Mioceno más temprano y recuperarse luego del retorno a condiciones de mayor ángulo de subducción (véase contorno actual de zona de Benioff, Cahill e Isacks 1992, Pardo *et al.* 2002). Las espesas secuencias neógenas habrían sido exhumadas y levemente deformadas a escala regional por efecto de recuperación isostática en el Mioceno tardío cuando la onda dinámica acompañada con la dorsal de Juan Fernández migró hacia el sur, haciendo sentir su influencia debajo de las Sierras Pampeanas australes. En esta región sur de los Andes Centrales se posiciona actualmente la zona de subducción más horizontal y por ende de máximo acoplamiento. Este proceso de migración es el que probablemente explica mejor la formación del patrón deprimido y descompensado que muestran estudios gravimétricos (Sigismondi *com. pers.* 2005) y de velocidades sísmicas en las Sierras Pampeanas más australes (Fromm *et al.* 2004). La propagación de la fuerza sublitosférica hacia el sur, por efecto de la migración de la losa de subducción subhorizontal, concuerda además con las observaciones topográficas mencionadas anteriormente entre las Sierras Pampeanas norte y sur que, a su vez, no pueden ser explicadas fácilmente por efecto único de deformación de zócalo (Dávila 2003). La existencia de paquetes pleistocenos-holocenos cubriendo las penillanuras desarrolladas en las pampas de altura de las sierras de Córdoba (Costa *et al.* 1999) apoyaría la influencia de topografía dinámica en las Sierras Pampeanas durante el Cuaternario. No se descarta que en la llanura pampeana la subsidencia dinámica se vincule con avalanchas mantélicas (Pysklywec y Mitrovica 1997, 1998), tal como se propusiera para la cuenca neopaleozoica de Paraná (Pysklywec y Quintas 2002).

Cuando un orógeno es engrosado > 45 km, las zonas más profundas de la corteza pueden ser sometidas a transformaciones de fase y cambios mineralógicos (Kay y Kay 1994). En esta región máfica infracortical las condiciones de presión y temperatura son lo suficientemente importantes (>15 kb y >600°C) como para generar densificaciones de la corteza inferior (eclogitización,

Richardson y England 1979, Leech 2001) hasta densidad del orden de 3,12 - 3,5 gr/cm³ (Richardson y England 1979, Kay y Kay 1994). Este proceso puede, a su vez, ser incrementado por refrigeración litosférica debido a subducción subhorizontal (Dumitru *et al.* 1991). La eclogitización de la corteza inferior por engrosamiento cortical podría tener un efecto similar al producido por la influencia de flujos en el manto astenosférico. Esta densificación podría asociarse a la subducción e interacción con la dorsal de Juan Fernández bajo la región de Sierras Pampeanas. Este efecto habría afectado primero a las Sierras Pampeanas septentrionales en el Mioceno temprano, y luego, con la migración del dorsal, la región austral en el Mioceno tardío-Plioceno. Este proceso, delaminación litosférica (Bird 1979) y rebote subsecuente, explicaría las diferencias de altitudes y morfológicas mencionadas anteriormente.

La acción de ambos mecanismos, *ie.* fuerzas sublitosféricas por flujos térmicos en la cuña astenosférica y eclogitización cortical, no necesariamente son mutuamente excluyentes y pueden ejercer conjuntamente sus efectos sobre la topografía de longitud de onda regional de Sierras Pampeanas durante el Neógeno, generando los rasgos regionales observados. Estas cargas subcorticales se habrían solapado a la influencia de las cargas tectónicas y litostáticas locales.

Conclusiones

La distribución y espesores sedimentarios registrados en la región de Sierras Pampeanas y adyacente Llanura Pampeana sugieren rasgos de subsidencia de carácter regional >500 km de longitud de onda. Esta geometría no puede ser explicada por análisis flexurales utilizando las cargas tectónicas y litostáticas, que predicen subsidencias del orden de los 200-300 km. Se propone un modelo de subsidencia regional inducida por flujos termodinámicos ocurridos en el manto astenosférico potenciado por la subducción subhorizontal. No se descarta que densificaciones en la corteza inferior (eclogitización) hayan solapado su influencia. Los análisis topográficos y geofísicos sustentan esta hipótesis, sugiriendo una corteza sobrecompensada al norte de la región pampeana y subcompensada en el extremo austral. Esto podría relacionarse con recuperación de las Sierras Pampeanas septentrionales luego de la remoción de la subducción de bajo ángulo y el menor acoplamiento de aquella región tras la migración de la dorsal de Juan Fernández hacia el sur, donde el fenómeno de subsidencia dinámica se acentuó a partir del Neógeno. Estos registros son consistentes con las predicciones de los modelos de topografía dinámica termo-inducida que indican subsidencia mayor y más extendida en regímenes con subducción subhorizontal que en segmentos con subducción normal (~45°). Las «cargas» regionales se solaparían con las influencias supracorticales locales, generadas por el alzamiento de los bloques de basamento.

Agradecimientos

CONICET (Argentina), SECyT (UNCOR, Argentina), NSF (EEUU) proyecto EAR-# 0125274 y Cornell University (EEUU) subsidiaron el desarrollo de este trabajo. Se agradece a los integrantes del Laboratorio de Análisis de Cuencas de la UNCOR y al Grupo de los Andes (Andes Project) de Cornell University por los comentarios que permitieron enriquecer las distintas interpretaciones. Agradecemos al Dr. Víctor A. Ramos por los comentarios realizados en una versión temprana del trabajo, y a los señores árbitros Dr. Oscar Zambrano (Universidad de Buenos Aires) y Dr. Andrés Tassara (Freie Universität Berlin) por sus valiosas correcciones y sugerencias que permitirán optimizar futuros estudios en el antepaís andino. Este trabajo constituye una nueva contribución del Laboratorio de Análisis de Cuencas de la Universidad Nacional de Córdoba.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. y Allen, J.R. 1990. Basin Analysis: Principles and applications. Blackwell. 451 p.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M. y Triep, E. 2004. Modeling of Andean backarc (30°-36° S) crustal earthquake waveforms using a portable regional broadband seismic network. *Tópicos de Geociencias*: 53-93. Editorial Universidad Nacional de San Juan.
- Álvarez, L.A., Fernández Seveso, F., Pérez, M.A., y Bollati, N.D. 1990. Estratigrafía de la Cuenca Saliniana. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 145-148, San Juan.
- Astini, R.A. y Dávila, F.M. 2005. Links and contrasts between Paleozoic orogens along the Central Andes. *Gondwana* 12: 50, Mendoza.
- Astini, R.A., Martina, F., y Dávila, F.M. 2004. Agradación forzada: un concepto útil para el desarrollo de espesores anómalos en sistemas aluviales intermontanos. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 22-23, San Luis.
- Barbeau, D.L. 2003. A flexural model for the Paradox Basin: Implications for the tectonics of the ancestral Rocky Mountains. *Basin Research* 15: 97-116.
- Beaumont, C. 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 65: 291-329.
- Bird, P. 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau, *Journal of Geophysical Research* 84: 7561-7571.
- Bird, P. 1984. Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Basin. *Tectonics* 3: 741-758.
- Booker, J., Favetto, A., Pomposiello, y C. Xuan, F. 2005. The role of fluids in the Nazca flat slab near 31°S revealed by electrical resistivity structure. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstract: 119-122. Barcelona.
- Bossi, G.E., Georgieff, S.M., Gavriloff, I.J.C., Ibañez, L.M. y Muruaga, C.M. 2002. Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 725-734.
- Burgess, P.M. y Gurnis, M. 1995. Mechanisms for the formation of cratonic stratigraphic sequences. *Earth and Planetary Science Letters* 136: 647-663.
- Burgess, P.M. y Moresi, L.N. 1999. Modelling rates and distribution of subsidence due to dynamic topography over subducting slabs: is it possible to identify dynamic topography from ancient strata? *Basin Research* 11: 305-314.
- Cahill, T. e Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 97(B12): 17503-17529.
- Catuneanu, O., Beaumont, C. y Waschbusch, P. 1997. Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge. *Geology* 25: 1087-1090.
- Cardozo, N., y Jordan, T.E. 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo foreland basin, Argentina: *Basin Research* 13: 335-357.
- Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rosello, E.A. y Butler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. En: Caminos, R., (ed.) *Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* 29: 627-644, Buenos Aires.
- Conrad, C.P. y Lithgow-Bertolloni, C. 2002. How mantle slabs drive plate tectonics. *Science* 298: 207-209.
- Costa, C.H., Giaccardi, A.D. y Gonzalez Díaz, E.F. 1999. Palaeolandscapes and neotectonic analysis in the southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Smith, B.J., Whalley, W.B., Warke, P.A. (eds.) *Uplift, erosion and stability; perspectives on long-term landscape development. Geological Society, Special Publication* 162: 229-238.
- Cristallini, E.O., Comínguez, A.H., Ramos, V.A. y Mercerat, E.D. 2004. Basement double-wedge thrusting in the northern Sierras Pampeanas of Argentina (278S)-Constraints from deep seismic reflection. En K. R. McClay (ed.) *Thrust tectonics and hydrocarbon systems. American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 82: 65- 90, Tulsa.
- Coughlin, T.J., O'Sullivan, P.B., Kohn, B.P. y Holcombe, R.J. 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes. *Geology* 26: 999-1002.
- Dávila, F.M. 2003. Transecta estratigráfica-estructural a los 28°30'-28°54' de Latitud Sur, sierra de Famatina, provincia de La Rioja, República Argentina. Tesis Doctoral Inédita, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédita) 516 p.
- Dávila, F.M. 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), sierra de Famatina, La Rioja, Argentina; y su significado en el relleno del antepaís fragmentado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 32-48.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A., 2002. Geología de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57:463-482.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T. y Kay, M.S. 2004. Early Miocene andesite conglomerate in the Sierras the Famatina, brokend foreland region of western Argentina, and documentation of magmatic broadening in the south-central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 89-101.
- Dávila, F.M. Astini, R.A. y Ezpeleta, M. 2005. Sucesiones lacustres postgondwánicas-preandinas en la región de Famatina (La Rioja y Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 88-95.
- DeCelles, P.G. 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A. *American Journal of Science* 304: 105-168.
- DeCelles, P.G., y Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems: *Basin Research*, 8: 105-123.
- DeCelles, P.C. y Horton, B.K. 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America, Bulletin* 115: 58-77.
- Dumitru, T.A., Gans, P.B., Foster, D.A. y Miller, E.L. 1991. Refrigeration of the western Cordillera lithosphere during Laramide shallow-angle subduction: *Geology* 19: 1145-1148.
- Ezpeleta, M., Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2004. Facies y paleoambientes de la Formación Los Llanos (Mioceno?), sierra de Los Llanos (30°30' LS), La Rioja: una puesta al día sobre su conocimiento. 10° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 58-59, San Luis.
- Ezpeleta, M., Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2005. Late Paleozoic foreland development through western Argentina. *Gondwana* 12: 149, Mendoza.
- Fisher, N.D., Jordan, T.E., y Brown, L. 2002. The structural and stratigraphic evolution of the La rioja Basin, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences* 15: 141-156.
- Fromm, R., Zandt, G. y Beck S.L. 2004. Crustal thickness beneath the

- Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities. *Geophysical Research Letters*, 31: L06625, doi: 10.1029/2003GL019231.
- García-Castellanos, D., Fernández, M. y Torne, M. 1997. Numerical modelling of foreland basins formation: A program relating thrusting, flexure, sediment geometry and lithosphere rheology. *Computers and Geosciences* 23: 993-1003.
- Gurnis, M., 1992. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science* 255: 1556-1558.
- Hager, B.H. 1984. Subducted slabs and the geoid: constraints on mantle rheology and flow. *Journal Geophysical Research* 89(B7): 6003-6015.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 Myr ago to Present). *Science* 235: 1156-1167.
- Heller, P.L., Dueker, K., y McMillan, M.E. 2003. Post-Paleozoic alluvial gravel transport as evidence of continental tilting in the U.S. Cordillera. *Geological Society of America, Bulletin* 115: 1122-1132.
- Humphrey, N.F. y Konrad, S.K. 2000. River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology* 28: 43-46.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the Central Andes Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231.
- Jordan, T.E. 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, Western United States. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 65: 2506-2520.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc foreland basins. En: *Tectonics of sedimentary basins* (Busby, C.J. y Ingersoll, R.V., Eds), p. 331- 362. Blackwell Science, Cambridge.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Jordan, T.E., Zeitler, P., Eamos, V.A. y Gleadow, A.J.W. 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 207-222.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F. y Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 775-798.
- Heller, P.L., Dueker, K. y McMillan, M. 2003. Post-Paleozoic alluvial gravel transport as evidence of continental tilting in the U.S. Cordillera. *Geological Society of America Bulletin* 115: 1122-1132.
- Horton, B.K. 2005. Revised deformation history of the Central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia. *Tectonics*, 24: TC3011, doi:10.1029/2003TC001619.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flatslab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Leech, M.L. 2001. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse. *Earth and Planetary Science Letters* 185: 149-159.
- Liu, S. y Nummedal, D. 2004. Late Cretaceous subsidence in Wyoming: Quantifying the dynamic component. *Geology* 32: 397-400.
- Martínez, M.P. y Giménez, M.E. 2003. Fuerte anomalía gravimétrica residual positiva en el Sistema de Famatina y su relación con paleosuturas. Explicaciones alternativas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 176-186.
- McQueen, H.W.S. y Beaumont, C. 1989. Mechanical models of tilted block basins. En: Price, R.A. (ed.) *IUGG Geophysical Monograph* 48(3): 65-71.
- Mitrovica, J.X. y Jarvis, G.T. 1985. Surface deflection due to transient subduction in a convecting mantle. *Tectonophysics* 120: 211-237.
- Mitrovica, J.X., Beaumont, C., y Jarvis, G.T. 1989. Tilting of the continental interior by the dynamical effects of subduction: *Tectonics* 8: 1079-1094.
- Pardo, M. Comte, D. y Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 11-22.
- Parson, B. y Daly, S. 1983. The relationship between surface topography gravity anomalies and the temperature structure of convection. *Journal of Geophysical Research* 88: 1129-1144.
- Ramos, V.A. 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la sierra de los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 359-382.
- Richardson, M.A. y Hager, B.H. 1984. Geoid anomalies in a dynamic Earth. *Journal of Geophysical Research* 89: 5487-6002.
- Richardson, S.W. y England, P.C. 1979. Metamorphic consequences of crustal eclogite production in overthrust orogenic zones. *Earth and Planetary Science Letters* 42: 183-190.
- Royden, L. y Karner, G.D. 1984. Flexure beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: Evidence for an insufficient topographic load. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 68: 704-712.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G. 1979. Llanura Chacopampeana. En *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 1: 139-185, Córdoba.
- Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. y Watts, A.B. 1991. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: An example from the central Alps. *Tectonics* 10: 599-620.
- Tassara, A. 2004. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S). *Tectonophysics* 399: 39-57.
- Tassara, A. y Yáñez, G. 2003. Relación entre espesor elástico de la litósfera y segmentación tectónica del margen andino (15°-47° S). *Revista Geológica de Chile* 30: 159-187.
- Toth, J., Kusznir, N.J. y Flint, S.S. 1996. A flexural isostatic model of lithosphere shortening and foreland basin formation: Application to the Eastern Cordillera and Subandean belt of NW Argentina. *Tectonics* 15(1): 213-223.
- Vail, P.T., Mitchum, R.M., Jr., y Thompson, S. III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3. Relative changes of sea level from coastal onlap. En: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 63-81.
- Watts, A.B. 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge University Press, 458 p. Cambridge.
- Webster, R.E., Chebli, G.A. y Fischer, J.F. 2004. General Levalle basin, Argentina: A frontier Lower Cretaceous rift basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88: 627-652.
- Yáñez, G.A. y Cembrano, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 109: B02407, doi: 10.1029/2003JB002494.
- Yáñez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R., y Diaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°- 34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106: 6325-6345.

Recibido: 25 de octubre, 2005

Aceptado: 5 de diciembre, 2005