

CARGAS CORTICALES Y SUBCORTICALES EN CUENCAS INTERMONTANAS E INTRACRATÓNICAS, Y SUS INFLUENCIAS EN LA HISTORIA DE SUBSIDENCIA

Federico M. Dávila^{1,2}, y Ricardo A. Astini¹

¹Laboratorio Análisis de Cuencas, Universidad Nacional de Córdoba, Avenida Velez Sarsfield 1611, Córdoba 5016, Argentina. ²fmdavila@efn.uncor.edu

Palabras claves: Andes centrales, antepaís fragmentado, cuencas intermontanas, análisis de cuencas, topografía dinámica, eclogitización

Abstract. *Crustal and subcrustal loads in intermontane and intracratonic basins, and their influence on the subsidence history.* In the Central Andes, supracrustal tectonic loading has been extensively invoked to explain retroarc flexure and foreland basin subsidence. However, we present surface and subsurface stratigraphic data from the Sierras Pampeanas broken foreland, Argentina, that suggest a long-wavelength subsidence pattern, likely driven by processes occurring in the upper mantle or lower crust. Short-wavelength flexure driven by various factors enhances regional subsidence features.

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 subsidentes por la acción de estas cargas es el principal factor en la formación de depozonas o zonas de depositación (*ie.*, antifosa, 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 carácter atectónicas, son conocidas como litostáticas y son proporcionalmente de menor envergadura que las tectónicas. Otra cuestión a considerar son las variables reológicas de la corteza (*e.g.* espesor elástico efectivo) que influyen enormemente en la magnitud y longitud de onda de la subsidencia. El análisis flexural de la litósfera puede hacerse siguiendo modelos puramente elásticos (*e.g.* Jordan 1981) cuando las cargas son efímeras y la corteza se comporta rígidamente, o bien viscoelásticos cuando los pesos supracorticales actúan por tiempos prolongados, reduciendo la rigidez flexural y favoreciendo un flujo viscoso incipiente (*e.g.* Beaumont 1981). Independientemente del modelo reológico que se adopte, desde un punto de vista metodológico, el objetivo del análisis flexural 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). Asimismo, la información estructural permite reconstruir la carga tectónica. Los parámetros reológicos que intervienen se ajustan hasta reproducir una curva de subsidencia que explique los rasgos estratigráfico-estructurales cuantificados (tanto en espesores como distribución areal y cargas aplicadas).

Así planteadas, las variables reológicas 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 década (*e.g.* Royden y Karner 1984, Mitrovica *et al.* 1989, entre otros), condujo a pensar que otros mecanismos 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”. 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 trataría de fuerzas aplicadas en niveles corticales profundos o en el manto astenosférico que actúan a modo de peso, generando arqueamientos de la litósfera de gran longitud de onda y topografías 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 aspectos reológicos de la corteza. Sin embargo, sin importar el peso que verdaderamente ejerzan estas cargas, debido a un problema de compensación isostática, los depocentros serán invariablemente localizados, tal como lo demuestran diferentes estudios numéricos (e.g. García-Castellanos *et al.* 1997). Si por el contrario, en el registro geológico se observan amplias zonas de depositación de geometría relativamente tabular, sin una marcada compartimentación, se puede interpretar que hundimientos de extensión regional debido a “cargas” de mayor superficie de aplicación afectaron a la región.

En un margen de subducción, donde litósfera oceánica se hunde por debajo de litósfera continental, flujos sublitosféricos generados por el contraste térmico entre la losa oceánica fría y el manto astenosférico caliente (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 (Mitrovica *et al.* 1989) del orden de los 1000s de kilómetros. Los distintos modelos predicen que la subsidencia dinámica puede superar el kilómetro en amplitud. Estos arqueamientos de origen sublitosféricos pueden solaparse con aquellos generados a partir de cargas tectónicas y litostáticas supracorticales, con el relieve generado por deformación tectónica. Dado que la influencia de esta carga produce ondulaciones en la corteza, generando una topografía de magnitud regional y, dependiente de parámetros geodinámicos, la misma se conoce como topografía dinámica (*dynamic topography* cf. Mitrovica *et al.* 1989).

Cuando un orógeno es engrosado ≥ 45 km, las zonas más profundas de la corteza pueden ser sometidas a profundas transformaciones de fase y cambios mineralógicos. En esta región máfica infracortical las condiciones de presión y temperatura son lo suficientemente importantes (>15 kb y $>600^{\circ}\text{C}$) como para generar densificaciones de la corteza inferior (eclogitización, Richardson y England 1979, Leech 2001) del orden de $3,12 - 3,5 \text{ gr/cm}^3$ (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). Bajo este régimen de subducción, la cuña astenosférica que subyace a la mayor parte del antepaís sería restringida a una delgada lámina, y por lo tanto, el influjo térmico por debajo del mismo se reduce a un mínimo. La combinación de procesos (engrosamiento de un orógeno y enfriamiento por subducción) puede conducir a una sobredensificación cortical y, por lo tanto, a fenómenos de subsidencia regional, similares a los generados por flujos sublitosféricos (topografía dinámica negativa o subsidencia dinámica).

Si bien los procesos físicos y formulaciones matemáticas que explican los arqueamientos regionales de la litósfera superior están bien fundados, demostrarlo desde el registro geológico 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 (eg., 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, incluso cuando el margen occidental de Sudamérica ha sido afectado por subducción desde tiempos preandinos.

En este trabajo se presentan datos preliminares, obtenidos a partir de información medida en los afloramientos e información de subsuelo, que sugieren que mecanismos de subsidencia de gran longitud de onda habrían afectado y posiblemente aún estén afectando la región del antepaís fragmentado de los Andes Centrales, Sierras Pampeanas, Argentina. Esta subsidencia de escala regional se superpone en el antepaís distal al patrón de subsidencia y deformación de corta longitud de onda local generada por fallamiento de zócalo durante la construcción del orógeno andino. Estos mecanismos permitirían explicar la formación y preservación de espesas secuencias sedimentarias en cuencas intermontanas, donde

tradicionalmente se asumen (*e.g.* Horton 2005) depocentros restringidos, delgados y con bajo potencial de preservación.

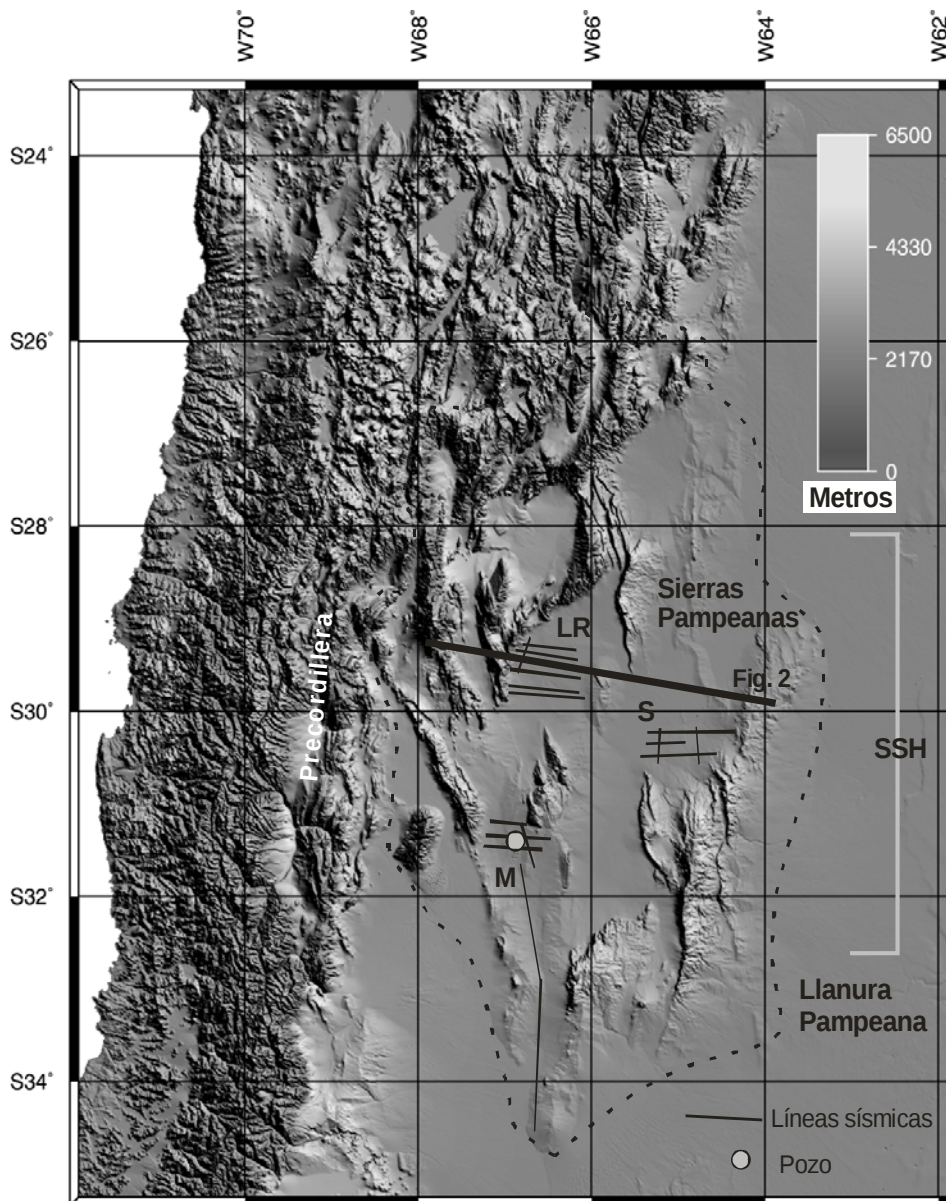


Figura 1. Imagen de topografía satelital mostrando la región de Sierras Pampeanas (dentro del contorno con línea discontinua) y sus regiones limítrofes (Llanura Pampeana hacia el E y Precordillera al O). El segmento afectado por subducción subhorizontal se indica con SSH. Las líneas continuas más cortas 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 Mascalén, S: Cuenca Saliniana y LR: Cuenca de La Rioja.

REGIÓN DE ESTUDIO

Testear 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 relativamente simples y (c) buena

preservación de los registros (ie. que no existan importantes eventos de exhumación y destechado). Las Sierras Pampeanas (SP) cumplen mayormente con todas las condiciones, además de localizarse en un segmento afectado por subducción subhorizontal, donde las fuerzas subcorticales actuarían más efectivamente. Las SP 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. Esta región del cinturón andino es conocida como antepaís fragmentado, ya que muestra altos de basamento emergentes que desarrollan un patrón morfológico de valles intermontanos. Su historia de alzamiento y exhumación habría sido lenta y de escasa magnitud (Jordan *et al.* 1989, Dávila 2003).

Tectónicamente las SP 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. 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 a las cuencas, en su mayoría, de edad neógenas. Estas cuencas están rellenas por una espesa megasecuencia continental (ocasionalmente >10 km), que puede ser separada en secuencias menores limitadas por discordancias angulares de muy bajo ángulo o dispuestas en paraconcordancia. En el marco del antepaís andino distal, el desarrollo de estas sucesiones sugiere que controles alocíclicos (tectónicos/climáticos) debieron haber afectado la depositación intermontana de las Sierras Pampeanas. En este trabajo nos limitaremos a analizar las secuencias neógenas, en su conjunto, y la expresión acumulada de la deformación andina. De los afloramientos estudiados, la información publicada y datos disponibles de subsuelo se diferencian al menos tres secuencias depositacionales (Mioceno inferior, Mioceno medio y Mioceno superior-Plioceno) (Fig. 2).

EVIDENCIAS ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURALES DE SUBSIDENCIA DE LONGITUD DE ONDA REGIONAL EN EL ANTEPAÍS ANDINO

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 alzamientos <3 km, como lo sugieren estudios de trazas de fisión en apatitas, son totalmente inadecuados para reproducir cargas tectónicas que expliquen los espacios de acomodación inferidos de los espesores sedimentarios medidos. Esta deformación 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. 3), las cuencas intermontanas de SP 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, ya que incluso si se considerara un balance isostático simple, bajo condiciones reológicas corticales normales (véase Fig. 4), 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 4 se desprende que la profundidad de subsidencia sería aproximadamente 1/3 respecto a la altura de la carga tectónica, 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 depositación de unidades cenozoicas en varias de las cuencas intermontanas de las SP (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 SP no sea completamente de origen andino. Una alternativa sería 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 SP, dado el comportamiento elástico de la corteza inferior (como lo sugiere la sismicidad intracortical). Suponiendo que el relieve actual y el engrosamiento cortical de las SP fuera producto de deformación andina, no se lograría explicar la generación y preservación de miles de metros de sedimentos. Evidentemente, esto, por si solo, sugiere que cargas subcorticales profundas suplementaron a las cargas tectónicas y litostáticas en la historia andina de SP.

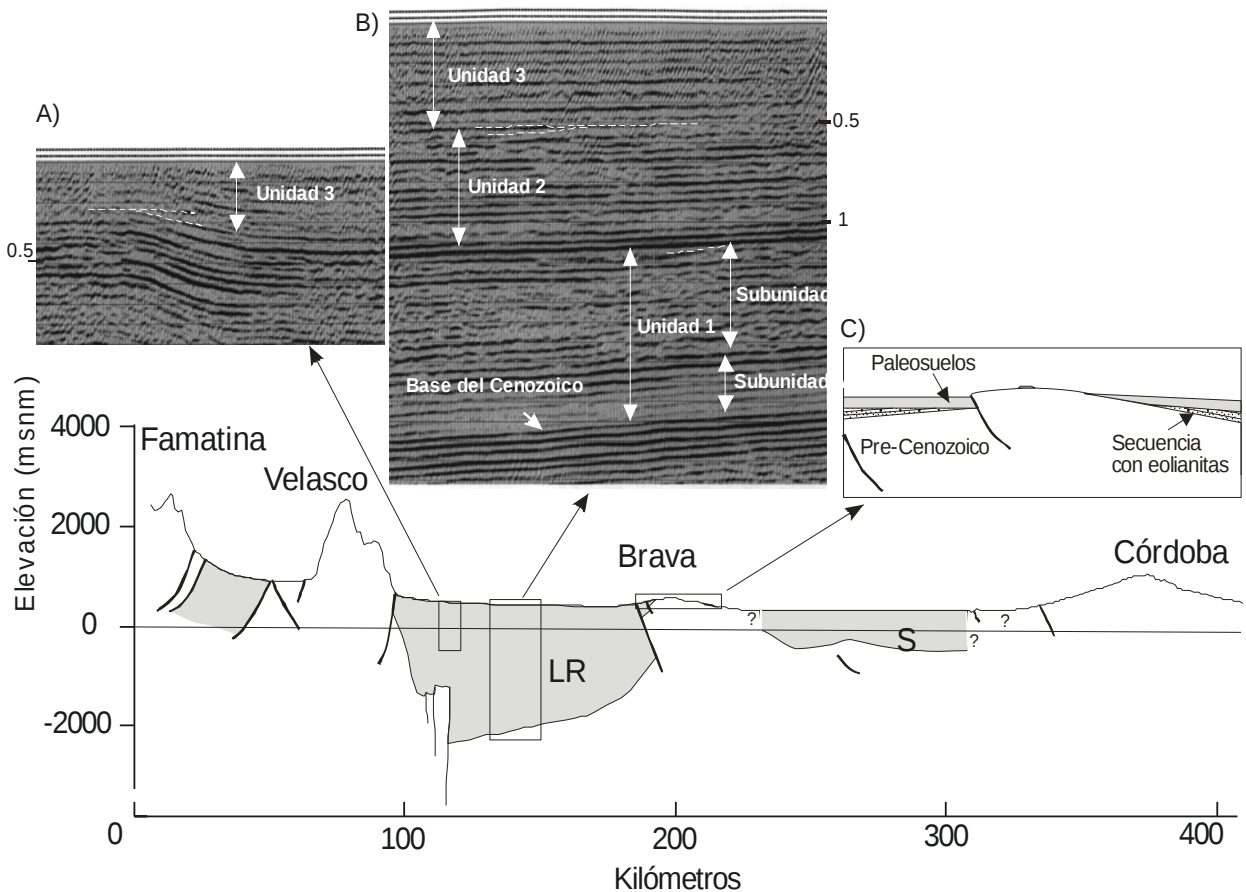


Figura 2. Sección regional compuesta a través de las Sierras Pampeanas (SP) ~30° S (basada en Álvarez et al. 1990, Fisher et al. 2002 y Dávila 2003). Nótese el espesor y geometría de las cuencas de La Rioja (LR) y Salinas (S), y su relación con las cargas generadas por deformación de zócalo, donde se 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 subsuelo, espesores estratales de entre 1-2 km se distribuyen casi uniformemente entre sierras, sin mostrar un gran confinamiento a depocentros cercanos ni estar afectados por corrimientos maestros de zócalo (Fig. 3). Esto sugiere geometrías cuencales subtabulares (Fig. 3) diferentes de la geometría

cuneiforme que desarrollan cuencas de antepaís simple (e.g., DeCelles y Giles, 1996) o 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 de gran longitud de onda e independientes de cargas tectónicas localizadas. Dentro del paquete intermontano tampoco se reconocen segmentaciones, depozonas o arqueamientos intracuencales que permitan sugerir flexiones de corta longitud de onda. Las secuencias sísmicas están limitadas por discordancias angulares de muy bajo ángulo o bien erosivas, casi imperceptibles a escala de la cuenca (Fig. 3). Esto indicaría que la región intermontana estuvo sometida a un hundimiento neto desde el neógeno temprano, cuando se inició la subsidencia andina en las Sierras Pampeanas (véase Fig. 2).

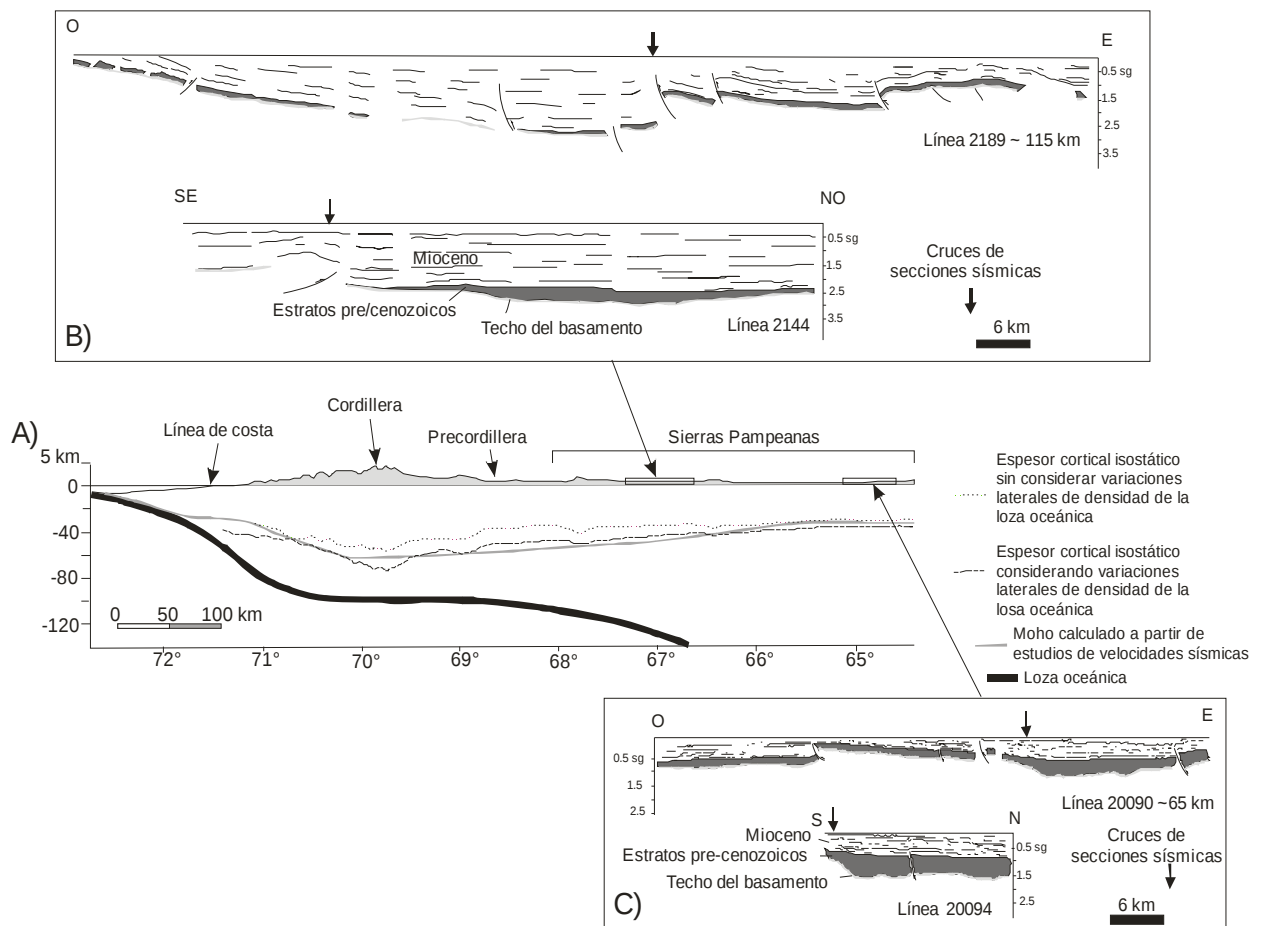


Figura 3. A) Sección regional a los $\sim 31^\circ$ S, mostrando el perfil topográfico, la geometría de la losa oceánica y los espesores corticales calculados a partir de estudios de velocidades sísmicas y análisis gravimétricos (Modificado de Fromm *et al.* 2004) a través de los Andes Centrales. **B)** y **C)** son interpretaciones de subsuelo (secciones sísmicas) en las cuencas de Mascasin (B) y Saliniana (S). Véase ubicación aproximada de estas regiones en la Figura 1. Las secciones fueron modificadas de Álvarez *et al.* (1990).

La longitud de onda vinculada con la generación de espacio de acomodación (Fig. 3) 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 SP a partir del Mioceno. No se descarta que procesos de agradación forzada (e.g. Astini *et al.* 2004), debido al

alzamiento de barreras topográficas hayan contribuido en la preservación de las secuencias, particularmente hacia la región más interna del orógeno andino.

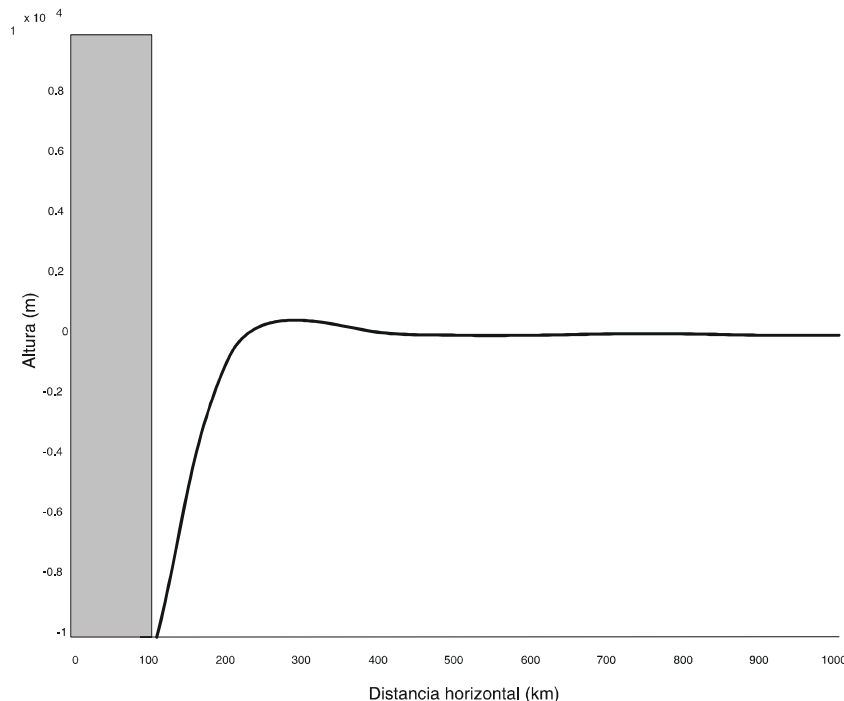


Figura 4. Ejercicio de modelación de deformación flexural litosférica por efecto de una carga tectónica de altura=30 km (duplicación de espesor cortical normal) aplicada a través de 100 km (ancho del orógeno). Se utilizó el análisis flexural bidimensional, continuo *Flex2d* de Cardozo y Jordan (2001). Los parámetros utilizados fueron: densidad de la carga tectónica 2400 km/m³, densidad de la astenósfera 3300 km/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, i.e., 1/3 de la altura de la carga.

Hacia la región Chacopampeana, 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 historia de subsidencia térmica cretácico tardía-paleógena. Estas secuencias terciaria, 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), 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 aluvial hayan producido la acumulación de las espesas secuencias cenozoicas, ya que la geometría de los depocentros terciarios son más espesos hacia la parte central de la llanura pampeana que recostados hacia las regiones serranas (Russo *et al.* 1979). A su vez, esta geometría de cuenca no corresponde con un perfil topográfico actual, donde sería de esperar mayor espesor por agradación hacia las regiones más proximales (occidentales) de la llanura pampeana.

CONTROLES SUBCORTICALES EN LA EVOLUCIÓN DE CUENCAS INTERMONTANAS

Los modelos teóricos de topografía dinámica predicen que durante la horizontalización de la losa oceánica, la cuña astenosférica tiende a migrar hacia la región cratónica (alejándose los Andes), incrementado el flujo astenosférico en esa dirección y creando la fuerza extra de hundimiento que favorece el fenómeno de subsidencia regional (Mitrovica *et al.* 1989).

Considerando que las SP están situadas sobre un segmento afectado por subducción subhorizontal al menos desde el Mioceno Inferior (*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. Un ejemplo similar ha sido mencionado en la provincia larámica del oeste norteamericano. No obstante, si bien la historia de subsidencia cretácica-paleógena de esta región se relaciona con topografías dinámicas, controladas por subducción horizontal (Mitrovica *et al.* 1989, DeCelles 2004), tanto las condiciones de deformación, sedimentación y tectónicas en Norteamérica son totalmente deducidas de un registro incompleto. El caso de SP, 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, complementando los modelos que consideran carga solo por apilamiento de escamas de zócalo, el efecto de fuerzas subcorticales también permite interpretar rasgos topográficos e isostáticos de las Sierras Pampeanas.

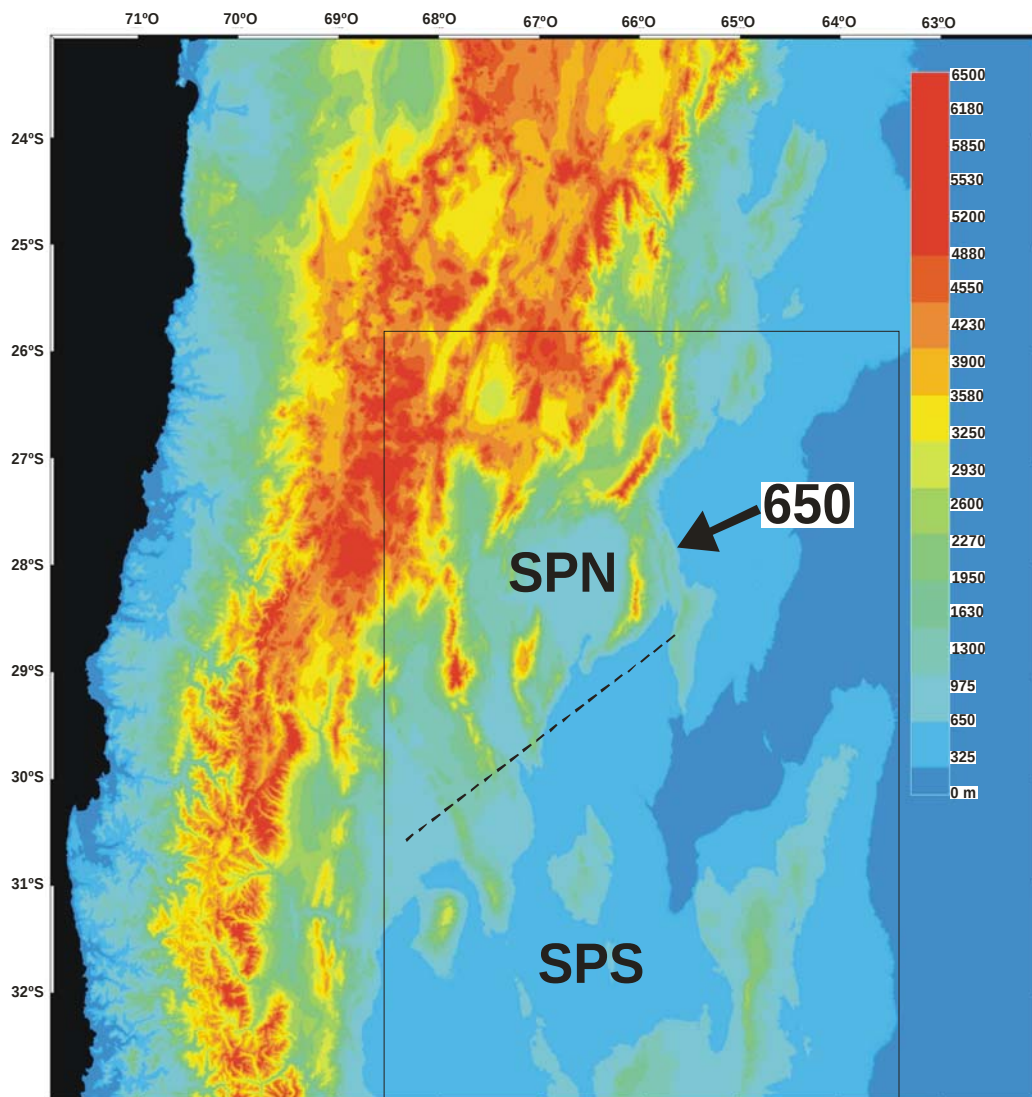


Figura 5. Imagen de topografía satelital de los Andes Centrales del sur mostrando en el recuadro la región de Sierras Pampeanas (SP). La curva de nivel de 650 msnm (señalada con flecha) limita los valles intermontanos elevados de las SP septentrionales (SPN) de los valles deprimidos de las SP australes (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 SP 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).

Las SP septentrionales y australes difieren marcadamente en aspectos geológicos, geofísicos y topográficos. La región norte expone secuencias neógenas más espesas y con mayor exhumación que la región sur. Además, la parte norte posee altitudes mucho mayores, tanto en las cumbres como en los valles (Fig. 5). Ambas regiones están descompensadas isostáticamente (no balanceadas). La región septentrional de SP presenta evidencias de sobrecompensación o “rebote” (Martínez y Giménez 2003), altitudes >4-5 km y espesores corticales ~45 km. Contrariamente, la parte austral de SP se muestra 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. 3). Asimismo, las altitudes medias registradas en los valles contrastan marcadamente entre estas dos regiones, siendo superficies elevadas por encima de los 650-700 m en la regiones septentrionales contra <500 m en las SP australes (Fig. 5).

Los modelos de topografía dinámica (Mitrovica *et al.* 1989) predicen que cuando un flujo sublitosférico disminuye su efecto sobre una región —por ejemplo por migración de la cuña astenosférica durante verticalización u horizontalización de la losa oceánica— la zona desahogada tenderá a recuperarse isostáticamente, favoreciendo un alzamiento regional (*regional tilting*). Asumiendo que el régimen de subducción subhorizontal ha migrado de norte a sur en las Sierras Pampeanas desde comienzos del neógeno (Dávila *et al.* 2004), 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 mecánica, la región SP septentrionales debería haber sido afectada por subsidencia dinámica en el Mioceno más temprano. Las espesas secuencias fueron luego exhumadas y levemente deformadas a escala regional por efecto de recuperación isostática en el Mioceno tardío cuando la onda dinámica migró hacia el sur, haciendo sentir su influencia debajo de las SP australes. En esta región sur de los Andes Centrales se posiciona actualmente la zona de subducción más horizontal. Este proceso es el que probablemente favoreció la formación del patrón deprimido y descompensado que muestran estudios gravimétricos (Sigismondi *com. pers.* 2005) y de velocidades sísmicas en las SP más australes (Fromm *et al.* 2004). La propagación de la fuerza sublitosférica hacia el sur, por efecto de la migración de la onda de subducción subhorizontal, concuerda además con las observaciones topográficas mencionadas anteriormente entre las SP 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 en tiempos recientes.

La eclogitización de la corteza inferior por engrosamiento cortical (por fallamiento inverso en la corteza superior o por flujo en la corteza inferior) podría tener un efecto similar al producido por la influencia de flujos sublitosféricos. Esta densificación cortical podría asociarse a la subducción e interacción con la dorsal de Juan Fernández bajo la región de Sierras Pampeanas, amplificando, por refrigeración, la densificación infracortical. Este efecto habría afectado primero a las SP septentrionales en el Mioceno temprano, y luego migrado hacia la región austral en el Mioceno tardío-Plioceno. No obstante, a diferencia de topografía dinámica, este proceso de densificación de la corteza no explica 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 excluyentes uno del otro y pueden haber ejercido conjuntamente sus efectos sobre la topografía de longitud de onda regional de SP durante el Neógeno, generando los rasgos regionales observados.

IMPLICANCIAS EXPLORATORIAS

La formación y acumulación de depósitos oleogenéticos durante la generación de un “sistema petrolero” (*petroleum system* en el sentido de Demaison y Huizinga 1991) requiere de la convergencia en el espacio y el tiempo de ciertos elementos y procesos esenciales (presencia de rocas madre, reservorio y sello, más soterramiento). Entender y cuantificar la dinámica de subsidencia-soterramiento en las cuencas

sedimentarias es importante en el momento de comprender la cronología de la maduración y estimar la calidad del hidrocarburo resultante.

En la región de Sierras Pampeanas, estudios geológicos han permitido deducir potenciales rocas generadoras (Ivorra Orts 1981, Villar y López Gamundi 1993). No obstante, las secciones candidatas, representadas por niveles lacustres del Carbonífero y Triásico, proporcionaron valores desalentadores en los índices de maduración. En una transecta entre 29°-30° LS, salvo en la parte más occidental (extremo norte de la sierra de Valle Fértil-Cerro Bola-) donde se obtuvieron los valores más alentadores (índices de vitrinita IV 1,03%, aproximadamente equivalentes a >3,5 km de soterramiento), hacia el este, en el resto de las Sierras Pampeanas, los valores muestran una pobre maduración (IV entre 0,65-0,95%, es decir, soterramientos del orden de 1-2 km). Estos estudios llevaron a descartar a los Bolsones Intermontanos de las Sierras Pampeanas como potenciales *plays*. Esto ocurre ya que por encima de las potenciales rocas generadoras se preservan <2 km de paquetes sedimentarios andinos.

Pero, como se menciona en este trabajo, la historia de subsidencia entre las Sierras Pampeanas septentrionales y australes habría sido marcadamente diferente durante la estructuración del antepaís andino. Mientras la parte norte sufrió la mayor influencia de cargas “corticales + sublitosféricas” durante el Mioceno Inferior a Superior, en la porción austral de las Sierras Pampeanas estos procesos aún estarían actuando como resultado del arribo tardío de la dorsal de Juan Fernández a partir del Mio-Plioceno. Siguiendo este razonamiento, la parte septentrional de Sierras Pampeanas habría sufrido mayor soterramiento que la parte austral, y por ende las potenciales rocas generadoras deberían tener mejor madurez al norte de los 31° LS que al sur. Cabe destacar, no obstante, que en el extremo más septentrional de las Sierras Pampeanas, en el borde oriental de la sierra de Aconquija, Cristallini et al. (2004) sugirieron también condiciones pobres de maduración para niveles Cretácicos de *sag*. Estos autores llegaron a esta conclusión a partir de un análisis estructural de superficie y subsuelo, suponiendo que las cargas tectónicas no habrían sido suficientes. A pesar de esto, en esta región, tal como lo demuestran la mayoría de las líneas sísmicas, se observan más de 2 segundos de TWT de cubiertas cenozoicas, lo que permite sugerir > 4 km de soterramiento y, en consecuencia, mejores condiciones generadoras de las que ocurren en la región austral.

AGRADECIMIENTOS

CONICET (Argentina), SECyT (UNCor, Argentina), NSF (EEUU) y Cornell University (EEUU), subsidiaron el desarrollo de este trabajo. Se agradece a Teresa E. Jordan (Cornell University) quien activamente participa en discusiones con los autores. También a los integrantes del Laboratorio de Análisis de Cuencas de la UNCor y al Grupo de los Andes (Andes Seminar) de Cornell University por los comentarios que permitieron enriquecer distintas interpretaciones. Al Dr. Oscar López Gamundi (Texaco-Chevron) que gentilmente cedió información sobre IV en la región de Sierras Pampeanas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. y Allen, J.R., 1990. Basin Analysis: Principles and applications. Blackwell. 451 p.
- Álvarez, L.A., Fernandez 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., 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 Astronomy Society, 65: 291-329.
- Bird, P., 1984. Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Basin. Tectonics, 3: 741-758.

- 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: *Geología Argentina* (Caminos, R., Ed.), Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 627-644. Buenos Aires.
- Costa, C.H., Giaccardi, A.D. y Gonzalez Díaz, E.F., 1999. Palaeolandsurfaces and neotectonic analysis in the southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: *Uplift, erosion and stability; perspectives on long-term landscape development* (Smith, B.J.; Whalley, W.B.; Warke, P.A., Eds.), Geological Society Special Publications, 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*, AAPG Memoir 82, p. 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, 516 p.
- 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 magamtic broadening in the south-central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 89-101.
- 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.
- Demaison, G. y Huizinga, B.J., 1991. Genetic classification of petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 75: 1626-1643.
- 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.
- 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 modeling 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 initition and evolution of subduction. *Science*, 255: 1556-1558.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andes Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- Ivorra Orts, J.L., 1981. Sobre la presencia de rocas generadoras de hidrocarburos en afloramientos de las provincias de San Juan y San Luis. Informe N° YPF 3952 (Inédito).
- 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. Balckwell Science, Cambridge.
- Jordan, T.A. 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.
- 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 flat-slab. *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: *Geophysical Monograph 48* (Price, R.A. Ed.), IUGG 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.
- 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*, volumen 1: 139-185. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Toth, J., Kuszniir, 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.
- Villar, H.J. y López Gamundí, O.R., 1993. Carbones y pelitas carbonosas del carbonífero de la cuenca de Paganzo: contexto litofacial y potencial generador de hidrocarburos. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, I: 375-381. Mendoza.
- 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.
- Yañez, 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.