

LA ESTRUCTURA ÁNDICA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS BASADA EN LOS MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS EN SU REGIÓN NOROESTE

Patricia ALVARADO¹ y Victor A. RAMOS²

¹ Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, CONICET. E-mail: alvarado@unsj.edu.ar

² Laboratorio de Tectónica Andina, IDEAN, CONICET - Universidad de Buenos Aires. E-mail: andes@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

El modelado de formas de ondas sísmicas de banda ancha de redes globales y de Chile para dos terremotos corticales moderados de la región noroeste de las Sierras Pampeanas ha permitido caracterizar sus mecanismos focales, profundidades hipocentrales y características sismotectónicas. El terremoto de magnitud Mw 5.8 del 28 de mayo de 2002 localizado en el flanco oriental de la sierra de Velasco y el terremoto Mw 6.2 del 7 de setiembre de 2004 con epicentro en la parte sudoccidental de la sierra de Ambato muestran profundidades focales someras de 10 y 8 km, respectivamente. Estos resultados combinados con la sismicidad histórica de la región permiten esbozar la estructura profunda de las Sierras Pampeanas en la región estudiada. El análisis sismológico efectuado en forma conjunta con la interpretación de la estructura superficial y los estudios neotectónicos previos permiten descartar mecanismos extensionales o de deformación mediante desplazamiento de rumbo como los responsables de la estructuración actual de las sierras de Ambato y Velasco. Se realiza la comparación entre el vector de velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, y los vectores relativos de velocidades de GPS en la región de estudio con la sumatoria del tensor momento sísmico para la mayor liberación de energía sísmica de sismos corticales ocurridos en la región en los últimos 30 años. Esta comparación predice una rotación horaria de 50° del eje de máxima compresión (eje P) promedio respecto de la orientación hacia el noreste de la convergencia mencionada y muestra una importante partición de la deformación. Se interpreta que esta partición está controlada por la fábrica eopaleozoica del basamento, que ha regulado la orientación y vergencia de las fallas andinas.

Palabras clave: *Terremotos, niveles de despegue, Andes, deformación compresiva.*

ABSTRACT: *The Andean structure of the Sierras Pampeanas based on earthquake focal mechanisms in their northwestern region..* Modeling of broadband seismic waveforms recorded by global and Chilean networks for two moderate crustal earthquakes of the northwestern Sierras Pampeanas shows their focal mechanisms, depths and sismotectonic features. The magnitude Mw 5.8 earthquake on 28 May 2002, located in the eastern flank of the sierra de Velasco and the Mw 6.2 earthquake on 7 September 2004, with epicenter in the southwestern part of the sierra de Ambato, have shallow focal depths of 10 and 8 km, respectively. These results combined with the historical seismicity of the region allow us to estimate the deep structure of the Sierras Pampeanas in the study region. The seismic analyses together with interpretations of the surface structure and previous neotectonic studies ruled out extensional or strike slip deformation as the main responsible mechanism of the Present structure of this sector of the sierras de Ambato and Velasco in the northwestern Sierras Pampeanas. The comparison between the Nazca-South America plate convergence orientation as well as GPS velocities in the upper plate with the summation of the seismic moment tensor for the largest seismic energy released by crustal earthquakes of this region in the last 30 years, shows a clockwise rotation of 50° of the average P-axis orientation from the convergence orientation to the northeast suggesting important strain partition. This partition is controlled by the Eopaleozoic basement fabric, which has guided the orientation and vergence of the Andean faults.

Keywords: *Earthquakes, decollement levels, Andes, compressive deformation.*

INTRODUCCIÓN

El antepaís andino del sector central de Argentina es una región sísmicamente activa tanto a nivel cortical como a las profundidades de la losa oceánica subducida (Barazangi e Isacks 1976, Cahill e

Isacks 1992, Smalley *et al.* 1993, Gutscher *et al.* 2000, Pardo *et al.* 2002, Alvarado *et al.* 2009a). Sin embargo los sismos destructivos más significativos (1861, 1894, 1944, 1977 y 1985) han sido aquellos eventos corticales de profundidad focal menor que 35 km en el retroarco andino en el

segmento de subducción horizontal pampeana alrededor de los 31°S (Fig. 1).

El estudio de los terremotos más grandes utilizando datos telesísmicos ha mostrado la abundancia de mecanismos focales predominantemente inversos, pero con sus fuentes sísmicas localizadas a diferen-

tes profundidades corticales (Chinn e Isacks 1983, Kadinsky-Cade 1985, Langer y Hartzell 1996, Alvarado y Beck 2006). Estos sismos se relacionan con el acortamiento del basamento de las Sierras Pampeanas, típico sistema de deformación de piel gruesa (*thick-skinned*) y su interacción con la parte frontal de la faja plegada y corrida epidérmica (*thin-skinned*) de la Precordillera (Fig. 1).

La región inmediatamente al norte de los 31°S está caracterizada por un fallamiento *thick-skinned* de los bloques montañosos de las Sierras Pampeanas (Figs. 1 y 2), pero es mucho menos conocida en términos de su actividad sísmica. El análisis de la distribución de hipocentros relocalizados que conforman los catálogos sísmicos regionales y globales (ej. Engdhal *et al.* 1998) ha permitido investigar la morfología de la placa de Nazca subducida, la cual indica una posición más inclinada de la losa a partir de las profundidades hipocentrales mayores que 150 km para la región de estudio (Barazangi e Isacks 1976, Cahill e Isacks 1992, Pardo *et al.* 2002). La ocurrencia de dos terremotos destructivos de magnitud moderada en 2002 y 2004, localizados dentro de la corteza continental, ha mostrado que el potencial sísmico de estos eventos de intraplaca no puede ser ignorado.

El estudio de la sismicidad moderna provee una oportunidad para estudiar la deformación sísmica de la región, lo que sería más difícil si se utilizara la historia sísmica previa carente de registros sismológicos digitales o analógicos. De acuerdo con el CERESIS (2010) y el INPRES (2010) un solo sismo, probablemente de tamaño similar, ocurrió en los alrededores de los epicentros de los eventos de 2002 y 2004 en los últimos 100 años (Fig. 1). Para este sismo, conocido como el sismo de Pomán de 1898, no se dispone de sismogramas que posibiliten un análisis cuantitativo del mismo. Sin embargo, un análisis sísmico detallado a partir del modelado de formas de ondas sísmicas de banda ancha ha permitido mejorar los parámetros sísmicos y su relación con la geometría de las fallas para los terremotos

más recientes de las Sierras Pampeanas. La caracterización de la fuente sísmica de los terremotos del 28 de mayo de 2002 y el del 7 de septiembre de 2004 utilizando datos sísmicos de banda ancha regional realizada por Alvarado y Ramos (2011), ha permitido mejorar la estimación de sus profundidades focales, energía sísmica liberada, mecanismos focales, magnitudes sísmicas, entre otra información sísmica de relevancia. Se ha investigado la implicancia tectónica de estos terremotos con epicentros en la sierra de Velasco y la sierra de Ambato, respectivamente (Fig. 2). Este estudio tiene como objetivos tratar de identificar las fallas con mayor amenaza, predecir la naturaleza y la probabilidad de terremotos en esas fallas, y constreñir la magnitud y extensión de esos eventos. Sobre esta base se intenta contribuir también a caracterizar la deformación actual en las Sierras Pampeanas, su estilo estructural y régimen tectónico.

MARCO SISMOTECTÓNICO

La compresión andina produce terremotos como los acaecidos en la sierra de Velasco en el 2002 y en la sierra de Ambato en el 2004, ubicados a más de 400 km al este de la trinchera oceánica. El catálogo global de determinaciones preliminares de epicentros del National Earthquake Information Center (PDE-NEIC) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (U.S.G.S.) ha reportado 140 terremotos con magnitudes mayores que 4,0 y profundidades menores que 50 km para la región comprendida entre los paralelos 27,5°S y 30°S y los meridianos 65°O y 68°O, entre 1998 y 2008. Sin embargo sólo 46 eventos fueron sentidos por la población de acuerdo con los informes de la red sísmica local del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) en ese periodo. La comparación de la sismicidad activa durante el periodo 1900-1995, entre la región donde la placa de Nazca subduce horizontalmente (31°S-32°S) y la región situada al norte bajo estudio que se caracteriza por un ángulo

mayor de inclinación de la losa subducida (Fig. 1), muestra un decrecimiento desde el sur hacia el norte de un 80 % en la energía sísmica liberada por los sismos corticales (Gutscher *et al.* 2000, Gutscher 2002).

Aunque los sismos en esta región son menos frecuentes que en la región de subducción horizontal, la ocurrencia de terremotos como los de 1898, 2002 y 2004, confirma que esta región es capaz de producir terremotos de magnitud mayor que 6,0 debido al movimiento de fallas activas (Araujo *et al.* 2005, Costa 2008, INPRES 2010; Fig. 2). Si bien no es posible obtener una caracterización cuantitativa de la fuente sísmica del terremoto de 1898 en base a sismogramas de esa época, sí es posible estudiar en detalle los terremotos destructivos más recientes ocurridos en 2002 y 2004. Además, la información disponible de sismicidad de tamaño pequeño a moderado registrada instrumentalmente provee una evidencia valiosa para estudiar la actividad tectónica de la región. En el presente análisis se han utilizado estimaciones de los parámetros de ocho fuentes sísmicas para la zona de estudio, obtenidos a partir del modelado de ondas sísmicas los cuales incluyen la inversión del tensor momento sísmico (ITMS) con datos sísmicos regionales de banda ancha de los terremotos de 2002 y 2004 de Alvarado y Ramos (2011). Este conjunto de datos reúne determinaciones obtenidas por Assumpção y Araujo (1993) a partir del modelado de ondas de cuerpo telesísmicas con el método de Nábělek (1984). También se incluye una solución de la inversión del tensor momento sísmico para un sismo ocurrido el 18 mayo de 2001 en base a datos sísmicos regionales de banda ancha colectados por el proyecto *Chile-Argentina Geophysical Experiment* (CHARGE) (Alvarado *et al.* 2005). Otra información disponible corresponde a dos sismos que ocurrieron en el sector norte de la región estudiada contenida en el catálogo de Harvard de soluciones del tensor momento sísmico para centroides (Harvard CMT, 2011). Las soluciones de mecanismos focales se muestran en la figura

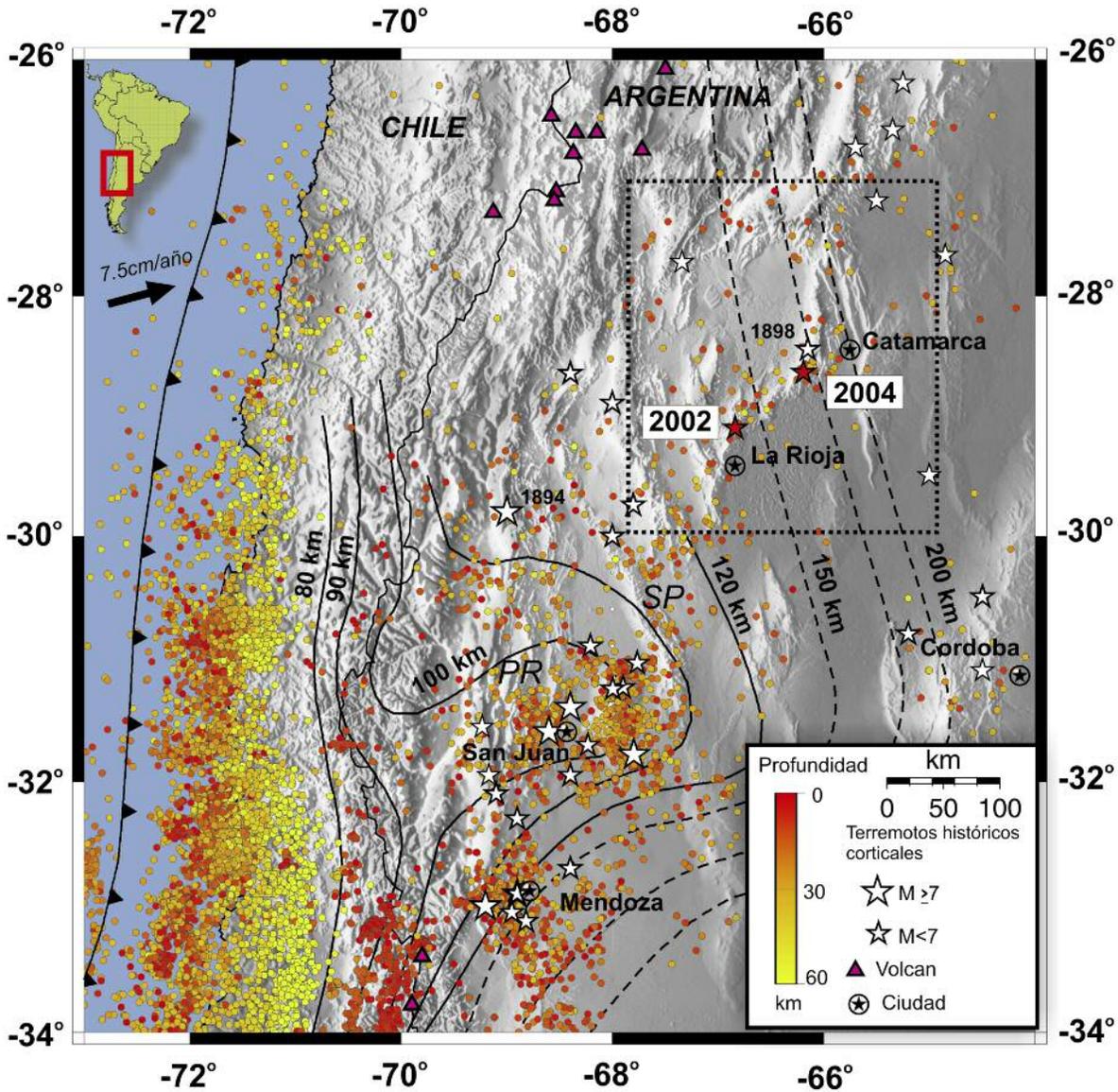


Figura 1: Sismicidad de los catálogos del *National Earthquake Information Center* – USGS (Estados Unidos) y del Instituto Nacional de Prevención Sísmica – INPRES (Argentina) en el periodo 1998–2008. Las estrellas muestran la sismicidad cortical histórica (INPRES, 2010) y los terremotos de 2002 y 2004 estudiados por Alvarado y Ramos (2011). Los contornos entrecortados pertenecen a la zona de Wadati-Benioff según Cahill e Isacks (1992) y los de línea sólida según Anderson *et al.* (2007). Nótese que la mayor ocurrencia de terremotos corticales y de mayor energía se ubica en la zona de interacción de la Precordillera (PR) y las Sierras Pampeanas (SP) en el segmento de subducción horizontal en comparación con la actividad sísmica de la región ubicada en el cuadrado de líneas punteadas. Además se indican la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica según DeMets *et al.* (2010) y los volcanes activos según Kay *et al.* (1991).

2; mayores detalles pueden obtenerse desde Alvarado y Ramos (2011, Cuadro 1). La mayoría de los mecanismos focales obtenidos indican soluciones de fallamiento inverso y ejes compresivos consistentes con el rumbo norte de las estructuras de las Sierras Pampeanas Occidentales donde se localizan los terremotos. La figura 2 muestra dos niveles corticales de sismicidad a profundidades de 8-10 km y 20-40

km. Es notoria la diferencia en la estimación de las profundidades focales para un mismo evento sísmico cuando se utilizan datos sísmicos regionales o formas de ondas telesísmicas (ej. Harvard CMT). Una comparación de soluciones para sismos con epicentro en una región más amplia de las Sierras Pampeanas, contenidas en el catálogo de Harvard CMT y estudiadas simultáneamente con análisis de

fases de profundidad y datos sísmicos registrados en redes regionales por Chinn e Isacks (1983), Kadinsky-Cade (1985), Triep (1979), Assumpção (1992) y Alvarado *et al.* (2005), ha mostrado que las profundidades obtenidas a partir de los datos regionales son menores que las profundidades focales de Harvard CMT, siendo la diferencia aún mayor para los sismos más recientes (Alvarado y Ramos 2011). Esto

indica la mejora en las determinaciones cuando se involucran modelos de corteza más apropiados para cada región en las determinaciones y la posibilidad de incorporar contenido más alto de frecuencias en el modelado de las formas de ondas sísmicas.

La información de tensores de momento sísmico y mecanismos focales ha sido ampliamente utilizada en diferentes regiones continentales de intraplaca para la estimación del campo de esfuerzos tectónicos estudiadas con modelados numéricos. Estos modelos incorporan además información de fracturas inducidas en pozos mediante análisis de elipticidad, GPS entre otros parámetros (ej. Lithgow-Bertelloni y Guynn 2004, *World Stress Map WSM-Project* 2011). En Argentina se conocen algunos análisis estadísticos disponibles para otros segmentos andinos de antepaís (Alvarado *et al.* 2005, Guzmán *et al.* 2007, Guzmán y Cristallini 2009). Sin embargo existen muy pocas observaciones de deformación superficial para el área de estudio. El análisis de la información proporcionada por ocho soluciones de mecanismo focal de la sismicidad cortical de mayor energía ocurrida en los últimos 30 años, ha permitido estimar la orientación promedio de los ejes P y T, los cuales bisectan los cuadrantes de dilatación y compresión y representarían la orientación del máximo acortamiento y máximo estiramiento (véase Cuadro 1, Alvarado y Ramos 2011). Estas estimaciones constituyen la única fuente de datos para evaluar la orientación de los esfuerzos y la deformación sísmica en esta región de intraplaca del retroarco andino (Heidbach *et al.* 2008).

Las observaciones de GPS proporcionan otra información valiosa para analizar la deformación superficial de este sector del retroarco andino. Para esta región se observa un vector de velocidad promedio de $8,2 \pm 2,7$ mm/año con una orientación de N76,5°E (con valores aceptables comprendidos entre N68,3°E y N79,5°E), determinado para un periodo de observación de ~4 años en el sector noroeste de la región estudiada. Otro vector de

velocidad de GPS indica valores de $3,4 \pm 0,7$ mm/año según una dirección N75,4°E (con valores aceptables entre N70,1°E y N77,7°E), calculado en un periodo de observación de 7,3 años (Brooks *et al.* 2003) (Fig. 2). Estas observaciones de GPS (Fig. 2) muestran claramente una disminución de la magnitud de los vectores de velocidad de oeste a este siguiendo una dirección de acortamiento, la cual es además similar a la orientación de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica (Kendrick *et al.* 2003, Vigny *et al.* 2009, De Mets *et al.* 2010).

MARCO GEOLÓGICO

Desde los pioneros trabajos de González Bonorino (1950) las Sierras Pampeanas del sector centro oeste de Argentina han sido consideradas como levantamientos de basamento originados durante la deformación andina bajo un régimen compresivo. Este autor había reconocido que estos bloques de basamento han sido producidos por fallas lítricas que despegaban de transiciones frágil-dúctiles en la corteza inferior. Esta hipótesis ha sido seguida por las investigaciones posteriores que confirmaron el estilo estructural de las Sierras Pampeanas (Jordan y Allmendinger 1986, Introcaso *et al.* 1987, Jordan *et al.* 1989, Ramos *et al.* 2002). El mecanismo tectónico regional que produjo el levantamiento del basamento de las Sierras Pampeanas mediante una deformación del tipo *thick-skinned* está asociado al cambio de la posición de la placa de Nazca subducida desde inclinada hacia el este a horizontal, lo cual desarrolló un antepaís fragmentado (*broken-foreland*) en los últimos 10 millones de años (Jordan *et al.* 1983a,b).

Descripción de la estructura ándica

Las sierras de Velasco y Ambato, que alcanzan 4.500 m de altura, están limitadas por fallas inversas, aunque presentan diferentes estilos estructurales y vergencias (Fig. 2). En general, la sierra de Ambato y los sectores ubicados hacia el este presentan fallas inversas con vergencias ha-

cia el oeste, mientras que la sierra de Velasco y las serranías ubicadas hacia el sur presentan fallas inversas con vergencias hacia el este (Ramos 1999, Fisher *et al.* 2002, Ramos *et al.* 2002). Estas vergencias opuestas han sido explicadas por mecanismos diferentes a través del tiempo, principalmente la intensa imbricación observada en el bloque de Ambato al este de la sierra de Ambato (Figs. 2 y 3).

La ubicación de los epicentros de la actividad sísmica moderada moderna coincide con dos zonas de importantes rasgos neotectónicos en el margen oriental de la sierra de Velasco y el margen occidental de la sierra de Ambato.

la sierra de Velasco tiene en su margen oriental una prominente actividad neotectónica evidenciada a lo largo del piedemonte oriental por escarpas de falla que afectan a los depósitos cuaternarios y otros rasgos geomórficos asociados a la falla de La Rioja (Costa 2008). Esta falla inversa coincide con la región epicentral del terremoto del 28 de mayo de 2002.

También ha sido observado en el subsuelo a través de las líneas sísmicas existentes a estas latitudes una serie de fallas menores y secundarias que inclinan hacia el oeste y son sintéticas al fallamiento principal (Fisher *et al.* 2002). En superficie los depósitos cuaternarios son afectados por fallas inversas con vergencias hacia el este formando una serie de lomas pequeñas ubicadas al norte de la ciudad de La Rioja. El sistema de fallamiento La Rioja, al norte de la ciudad homónima tiene bifurcaciones, siendo la rama de Anillaco el segmento que acumuló mayor desplazamiento como se infiere de la topografía presente (Fig. 2). Las dos pequeñas ramas de la falla cercanas a Anillaco son las que acumulan la mayor actividad neotectónica. Otras escarpas de falla orientadas según un rumbo norte son observadas al oeste de la ciudad de La Rioja limitando el flanco oriental de las serranías de la sierra de Velasco (Fisher *et al.* 2002) que se extienden hacia el sur (Massabie *et al.* 1998). En esta zona se han identificado dos sismos cuyas regiones epicentrales abarcan a la ciudad de La Rioja (sismos

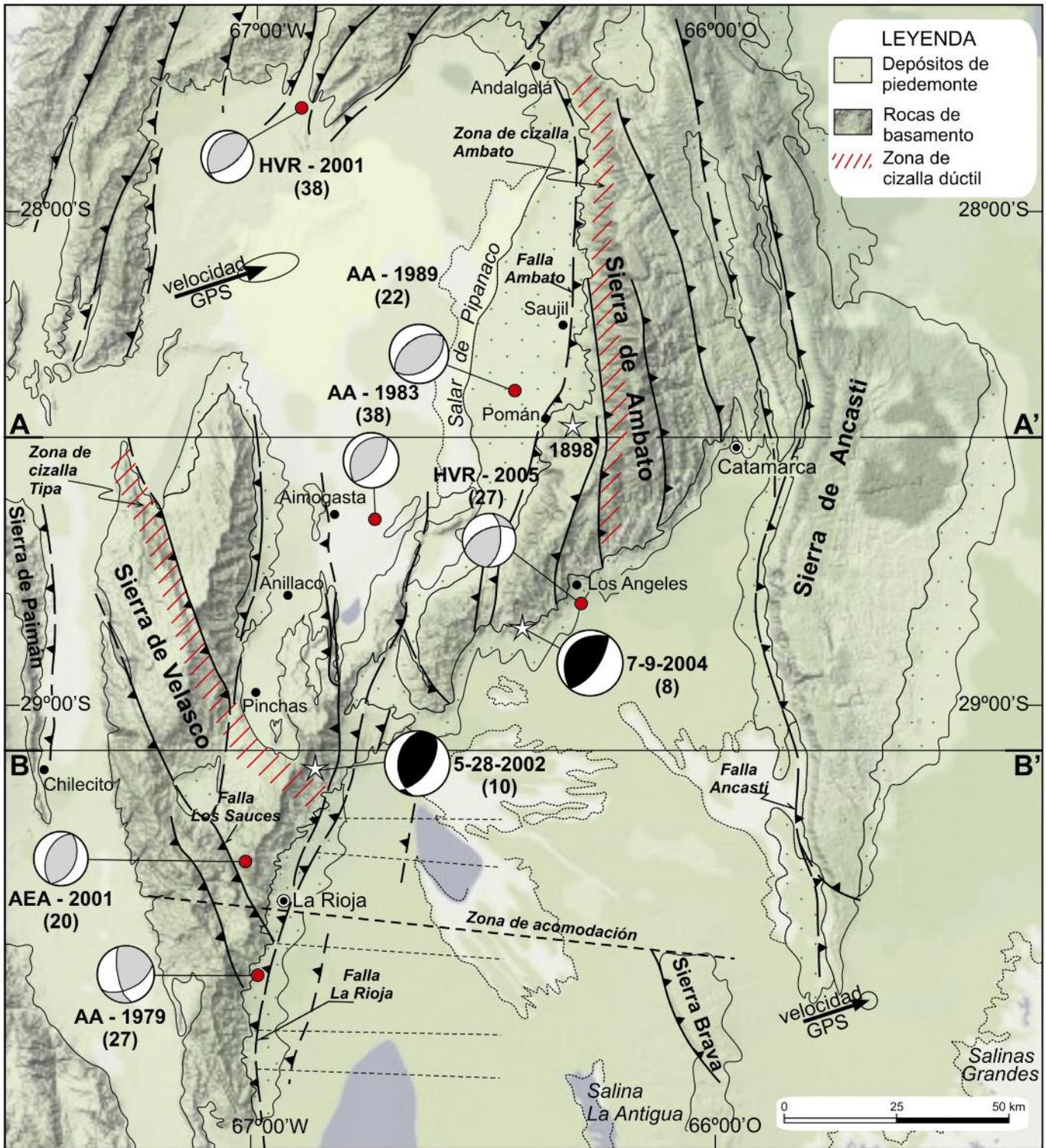


Figura 2: Estructura de las Sierras Pampeanas en el área estudiada con los corrimientos andinos principales (Ramos 1999, Fisher *et al.* 2002, Costa 2008). Los mecanismos focales se muestran en proyección horizontal para el hemisferio inferior, y su profundidad de foco entre paréntesis calculados a partir del modelado de ondas sísmicas (magnitudes entre 4,0 y 6,2). Las determinaciones de la inversión del tensor momento sísmico utilizando datos sísmicos regionales de banda ancha se muestran con cuadrantes compresivos en negro para los sismos de Velasco 2002 y Ambato 2004. Los mecanismos focales previos se indican en gris para los cuadrantes compresivos. Se muestra la localización del terremoto histórico de 1898 según INPRES (2010) y los vectores de velocidad de GPS con sus elipses de 95% de confiabilidad según Brooks *et al.* (2003). Una posible zona de acomodación en línea entrecortada y la ubicación de las líneas sísmicas corresponden a estudios de Fisher *et al.* (2002). Nótese el predominio de mecanismos focales inversos, con escasa componente de rumbo. A-A' y B-B' corresponden a las secciones estructurales de la figura 3.

AA-1979 y AEA-2001) y cuyos mecanismos focales son de tipo de fallamiento inverso en forma similar a las soluciones obtenidas para las otras fuentes sísmicas (Fig. 2). Aunque su asociación a una falla determinada puede ser incierta, sus mecanismos focales indican que pueden corresponder a fallas inversas orientadas según un rumbo noreste-suroeste o fallas inversas en dirección noroeste-sureste con escasa o nula componente de rumbo en su desplazamiento sísmico. Ambos sistemas de deformación están presentes en el área.

El sistema noroeste coincide con el rumbo de la falla andina de Los Sauces, descrito en la quebrada de La Rioja al oeste de la ciudad por Aceñolaza y Bertolotti (1981). Hay una serie de fallas noroeste que truncan la sierra de Velasco (Fig. 2), que han reactivado zonas de cizalla dúctil eopaleozoicas descritas por Höckenreiner *et al.* (2003). Estas fallas noroestes coinciden con la geometría y distribución de la zona de cizalla Tinogasta-Pituil-Antinaco (TIPA), que generó una serie de fajas miloníticas que coincide con la estructuras noroestes actuales (véase la figura 1 de Höckenreiner *et al.* 2003). Otras estructuras consistentes con las soluciones de mecanismos focales de las fuentes analizadas serían aquellas del sistema activo de fallas La Rioja orientadas según rumbo noreste.

la sierra de Ambato tiene una estructura compleja caracterizada por la falla de Ambato, de rumbo norte que controla el frente montañoso occidental de la sierra (Fig. 2). El piedemonte de la sierra de Ambato entre Andalgalá y Pomán tiene un diseño complejo de deformación reciente que afecta a los abanicos aluviales y a los depósitos cuaternarios (Eremchuk 1984). Al sur de Pomán a lo largo del borde occidental de la sierra de Ambato hay también evidencia de una prominente actividad neotectónica (González Díaz 1974). Los pedimentos y los abanicos aluviales están disectados por fallas con rumbo noreste recientes, las cuales son paralelas a la falla principal de Ambato en las proximidades de la región epicentral del te-

rramoto de 1898. Los estudios realizados en la sierra de Ancasti (Fig. 2), también muestran reactivación neotectónica (Nullo 1984), aunque de menor magnitud que lo observado para las sierras de Ambato y Velasco. Una serie de fallas orientadas según un rumbo nor-noroeste ubicadas al este de la falla principal de Ambato imbrican la sierra, y su falla más oriental continúa hacia el sur empalmado con la falla de Ancasti (Fig. 2). La falla de Ancasti parece ser la estructura más joven de las serranías orientales, dado que trunca el sistema de fallas imbricadas de la sierra de Ambato, en forma similar a las interpretaciones realizadas para otros sistemas de corrimientos de techo fuera de secuencia en otras regiones (ej. Butler 2004, Holdsworth *et al.* 2006).

Todas las fallas principales en las sierras de Ambato y Ancasti inclinan hacia el este y presentan una vergencia aparente hacia el oeste, en contraste con los sistemas de fallas de la sierra de Velasco que tiene vergencia opuesta. Es interesante analizar el área de transición donde ambos sistemas se encuentran. La estructura superficial muestra que el sistema de vergencia hacia el este es más activo y se sobrepone al de vergencia occidental. Los detalles de la estructura profunda pueden determinarse a partir del conocimiento de otros sistemas montañosos de basamento estudiados en otros sectores de las Sierras Pampeanas. Los estudios realizados en el sector más austral de las Sierras Pampeanas utilizaron diferentes métodos y escalas, como el análisis de mecanismos focales, imágenes de la función del receptor y el re-procesamiento de líneas de reflexión sísmica de exploración de hidrocarburos (Snyder *et al.* 1990, Pearnau *et al.* 2011). Cristallini *et al.* (2004) han realizado estudios similares en las Sierras Pampeanas más al norte sobre la base de perfiles de reflexión sísmica profunda de alta calidad. Los estudios citados proponen en sus interpretaciones un modelo de cuña de basamento de la corteza inferior, la cual es transportada hacia el este en profundidad produciendo el levantamiento de la corteza superior. Cabe

destacar que la estructura en superficie tiene una vergencia aparente opuesta, siendo controlada por la fábrica estructural del basamento donde domina una foliación inclinando hacia el este (Ramos *et al.* 2002).

Fisher *et al.* (2002) estudiaron la cuenca de La Rioja al este de la sierra de Velasco a partir de líneas sísmicas de reflexión 2D. Sus resultados muestran que las fallas inversas localizadas en el norte no son continuas con aquellas del sur y, que ambos sistemas estarían separados por una zona de acomodación de rumbo este-oeste que intersecta la falla de La Rioja (Fig. 2). Así, el fallamiento inverso podría estar acompañado de pequeñas fallas de acomodación transcurrente, que desplazan pasivamente las fallas en el subsuelo como se aprecia en las líneas sísmicas Fisher *et al.* (2002). Es interesante remarcar que los datos de GPS muestran que el movimiento a lo largo del rumbo de la convergencia decrece en la región desde el norte hacia el sur (Brooks *et al.* 2003) como se ilustra en la figura 2 y que no existen evidencias de terremotos con desplazamiento de rumbo significativos en los últimos 30 años en la región. El bloque norte de la cuenca de La Rioja presenta rechazos pequeños en fallas más antiguas con una geometría pre-andina de grábenes y semigrábenes en la base de la secuencia sedimentaria que podría corresponder a depósitos cretácicos que afloran poco más hacia el oeste. Se observa sobrepuesto a estos rasgos extensionales un corrimiento terciario con un ángulo de falla menor a 49° inclinando al oeste, el cual está intersectando a las cuatro secuencias identificadas en la cuenca, y es paralelo al corrimiento expuesto de la falla La Rioja que limita el flanco oriental de la sierra de Velasco. La estructura de la cuenca está directamente relacionada al frente de corrimientos de la sierra de Velasco y es probablemente una reactivación de las fallas extensionales de acuerdo a Fisher *et al.* (2002). Su continuación en profundidad debería ser lístrico, como es comúnmente observado en otras geometrías de sistemas de fallas en

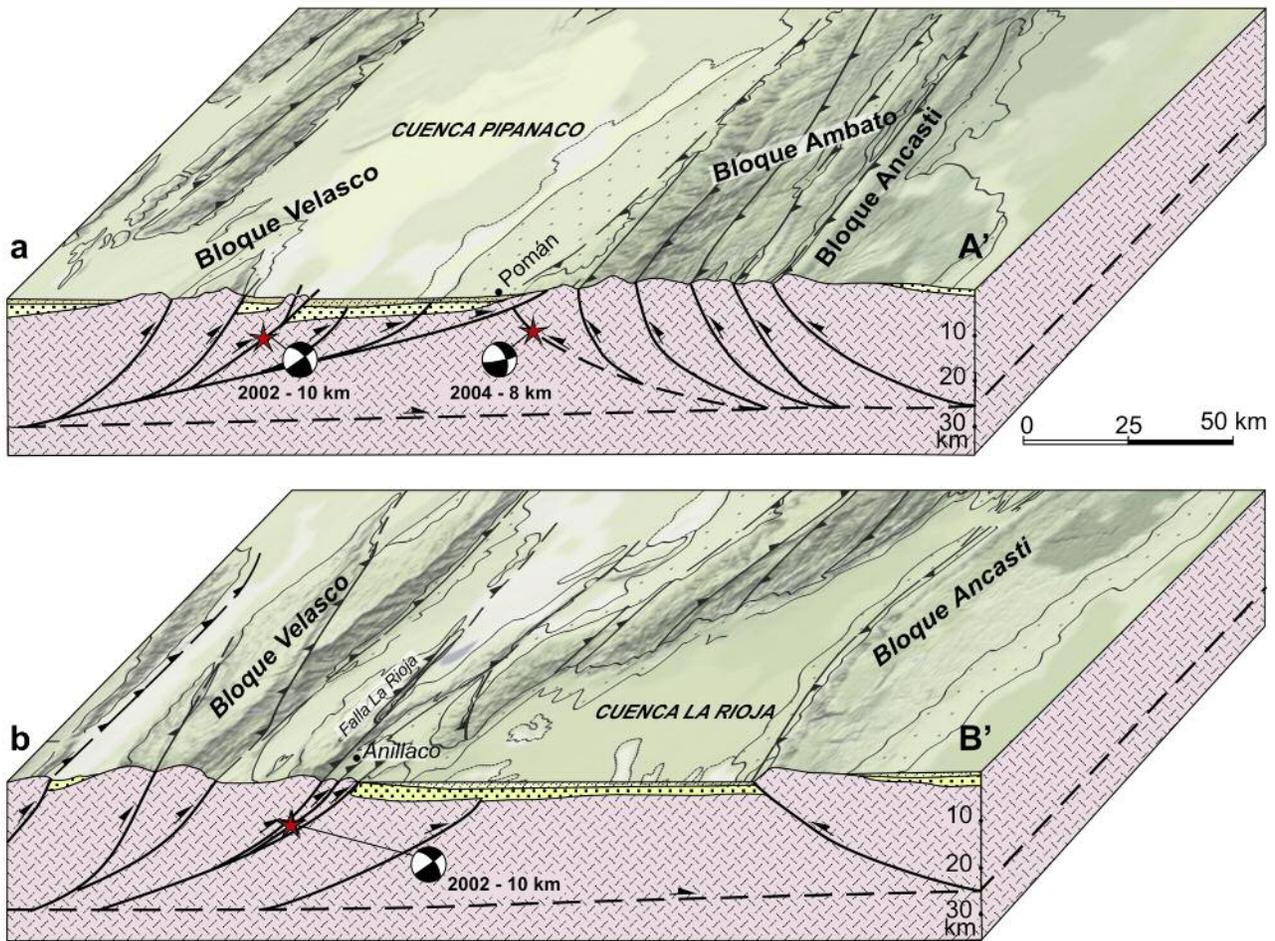


Figura 3: Secciones estructurales del área estudiada. La profundidad de los niveles de despegue han sido obtenidas por extrapolación de resultados para perfiles de sísmica de reflexión profunda y función de receptor de áreas vecinas de las Sierras Pampeanas (véanse los estudios de Snyder *et al.* 1990, Comínguez y Ramos 1991, Cristallini *et al.* 2004, Perarnau *et al.* 2010 y Alvarado *et al.* 2010) y de mecanismos y profundidades focales locales. Los mecanismos focales son mostrados en proyección vertical a lo largo de la sección estructural (la ubicación de los terremotos se indica en la figura 2).

las Sierras Pampeanas (Comínguez y Ramos 1991, Cristallini *et al.* 2004).

RÉGIMEN TECTÓNICO Y ESTRUCTURA PROFUNDA

Algunos autores han postulado en el pasado mecanismos extensionales para la formación de las elevaciones de los bloques de basamento que caracterizan actualmente a las Sierras Pampeanas (ej. Fidalgo 1963), una propuesta que encontró apoyo parcial en algunos modelos analógicos de laboratorio realizados en la década de los 80. La vergencia opuesta entre el bloque de Ambato y las sierras más hacia el oeste condujo a Rossello y Le Corre (1989) a postular un origen de esta doble vergencia opuesta como resultado

de un colapso extensional. Esta hipótesis de trabajo de tectónica extensional es utilizada nuevamente por Gutiérrez (1999) y Mon (1999). En estas interpretaciones la extensión es consecuencia de una deformación de rumbo dominante en el bloque de Ambato (véase figura 1 en Gutiérrez 1999), con una contracción inicial en el Mioceno tardío-Plioceno temprano, que daría lugar una extensión entre el Plioceno más tardío y el Cuaternario (Mon 1999). Estudios posteriores interpretaron que la configuración morfoestructural actual del bloque de Ambato se debe a una zona de cizalla sinistral pleistocena desarrollada a lo largo de las fallas andinas mayores de rumbo aproximado norte-sur que limitan el bloque de Ambato (Gutiérrez y Mon 2008). En esta interpretación,

bloques de 10 km de longitud por 2 a 3 km de ancho aproximadamente, se caen extensionalmente en el Pleistoceno, luego de una estructuración compresiva que atribuyen a la fase diaguita de fines del Plioceno (Mon 1999).

Aunque los datos sismotectónicos disponibles son limitados, la figura 2 muestra que la mayoría de los mecanismos focales en la región tiene soluciones de mecanismos focales de fallamiento inverso y que gran parte de los planos nodales determinados son consistentes con el rumbo dominante nor-nordeste de las fallas activas que limitan el basamento. La orientación promedio del eje P de las estimaciones de los mecanismos focales muestra una oblicuidad con respecto a los vectores de velocidad de convergencia de placas y de

GPS en la región ($\sim N76^\circ E$). A su vez, no se observan componentes de desplazamiento de rumbo en las fallas del sector norte de estudio a la latitud del bloque de Ambato, ni en el sector sur correspondiente al bloque de la sierra de Velasco para los eventos de mayor liberación de energía sísmica (Fig. 2). Es interesante destacar que tres mecanismos focales compresivos sin componentes de rumbo se ubican a lo largo del frente occidental del bloque de Ambato, donde se ha postulado la existencia de una cizalla sinistral (Gutiérrez y Mon 2008) y que no muestran colapso alguno de la estructura. Otro rasgo interesante corresponde a las profundidades hipocentrales de 20 a 40 km para algunas fuentes sísmicas, las cuales corresponden a niveles de corteza media a inferior (Figs. 2 y 3). Estos datos proveen detalles importantes para la comprensión de la estructura profunda de las Sierras Pampeanas. Las secciones de la figura 3 muestran un ordenamiento lístrico de las fallas en profundidad con un nivel de despegue estimado entre los 25 y 28 km. Aunque no hay datos locales en la región bajo estudio para ajustar estos valores, los estudios de re-procesamiento de líneas sísmicas de reflexión profunda y de análisis de función del receptor en sectores adyacentes de las Sierras Pampeanas son coherentes con niveles de despegue localizados dentro de la corteza media a inferior. Así por ejemplo, en las sierras de Valle Fértil y La Huerta, ubicadas entre los $30^\circ S$ y $32^\circ S$, Snyder *et al.* (1990) y Zapata (1998) obtuvieron un nivel de despegue de menos de 20 km de profundidad para una serie de corrimientos de vergencia occidental en el basamento. Más hacia el oeste en el límite entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas, en el Cerro Salinas fueron reconocidos dos niveles de despegue en la corteza media a inferior (Comínguez y Ramos 1991). Análisis telesísmicos de la función del receptor para ondas sísmicas P en esas regiones de las Sierras Pampeanas entre $30^\circ S$ y $31,5^\circ S$ muestran dos arribos intracorticales que pueden ser correlacionados con posibles niveles de despegue que acomoda-

daron los corrimientos (Gilbert *et al.* 2006, Perarnau *et al.* 2011). El nivel de despegue inferior que se ubica aproximadamente a unos 27 km de profundidad en esta región cercana a los $31,5^\circ S$, podría ser similar a los niveles de despegue estimados en las secciones de las sierras de Ambato y Velasco en el área bajo estudio (Fig. 3). Estudios realizados en las sierras de Córdoba utilizando la misma técnica sismológica de función del receptor predicen también la existencia de niveles de despegue intracorticales para una corteza de unos 35 a 40 km de espesor (Alvarado *et al.* 2010).

DISCUSIÓN

Los estudios realizados para determinar las profundidades focales de los terremotos corticales de 2002 y 2004 en las provincias de La Rioja y Catamarca indicaron magnitudes Mw 5,8 y 6,2 y profundidades hipocentrales de 10 y 8 km, respectivamente (Alvarado y Ramos 2011). Estos terremotos registraron el mayor tamaño de fuente sísmica y la profundidad focal más somera en los últimos 100 años en la región. Si bien sus mecanismos focales corresponden a deformación de fallamiento inverso, la asociación a una falla individual es todavía incierta. Es probable que estos sismos hayan generado pequeñas rupturas superficiales (de menos de 10 km), como sugieren también otros estudios en la región bajo estudio (Costa 2008, Casa *et al.* 2010).

Un rasgo interesante de esta región sísmica en las Sierras Pampeanas Occidentales es que coincide con el desarrollo de una faja orogénica eopaleozoica con su respectivo arco magmático, que fue intensamente deformado durante la colisión Famatiniana (Ramos 1988, 2004, Astini *et al.* 1996). Importantes zonas de cizalla dúctil fueron generadas durante este episodio colisional, como las descritas por Höckenreiner *et al.* (2003) y Toselli *et al.* (2005). Las fallas andinas principales coinciden con zonas miloníticas que muestran claramente que la mayor parte de las fallas andinas están controladas por líneas

de debilidad previas formadas por la fábrica eopaleozoica preexistente. González Bonorino (1950) fue el primero en proponer el control de la esquistosidad como la fábrica estructural principal en la inyección y vergencia de las fallas. El margen occidental de la sierra de Ambato coincide con una zona de cizalla antigua de larga data (González Bonorino 1953), así como diversas fallas observadas en la sierra de Velasco (Toselli *et al.* 1985, López *et al.* 1996, Höckenreiner *et al.* 2003). Estas estructuras preexistentes representan zonas de debilidad que parecen nuclear la sismicidad cortical moderna como ha sido observado también para otras regiones (Handy y Brun 2004). Kirby (1985) y Sánchez *et al.* (2010) señalan que las zonas de cizalla acomodan la mayor parte de la deformación en segmentos que son más débiles que las rocas que los rodean.

En la región analizada estas estructuras tienen indicadores cinemáticos que muestran una vergencia dominante del techo hacia el oeste en estas fajas de cizalla (Höckenreiner *et al.* 2003), vergencia que es retomada por la deformación andina. Los datos de sísmica de reflexión y refracción en la cuenca de La Rioja indican que las fallas afectan un basamento altamente reflectivo y cortan unidades sedimentarias de un espesor total de 3.500 m al este de la sierra de Velasco (Fisher *et al.* 2002) (Figs. 2 y 3). De acuerdo con estos autores las fallas inversas más jóvenes se localizan unos 20 km hacia el este de las fallas principales terciarias que limitan el margen oriental de la sierra de Velasco, en la zona de transición hacia el levantamiento de basamento de bajo relieve que caracteriza la sierra Brava. Ambos sistemas de fallamiento inverso exhiben en superficie un ángulo de inclinación hacia el oeste elevado ($<49^\circ$) en la interpretación de las líneas sísmicas, el cual representa un ángulo aceptable para una falla inversa producida por inversión tectónica de fallas normales. La distribución de estas fallas inversas y su geometría es coherente con los parámetros de los mecanismos focales de los sismos AA-1979, AA-

1983, AEA-2001 y del terremoto del 2002, los cuales son consistentes con una horizontalización de estos sistemas de imbricación en profundidad (Fig. 3).

Las observaciones de GPS disponibles para la región de estudio son escasas. Las dos mediciones presentadas por Brooks *et al.* (2003) muestran que la región está sometida a un acortamiento a lo largo de una dirección aproximada N75°E. La sumatoria del tensor momento sísmico para los sismos corticales de mayor liberación sísmica en los últimos 30 años muestra una orientación promedio de los ejes P horizontal según un acimut de 125° (inclinación de 2°). La orientación promedio de los ejes T se observa según un acimut de 241° e inclinación de 58°. Así, la estimación para la dirección de máximo acortamiento derivada de la orientación de los ejes P está rotada aproximadamente unos 50° en forma horaria respecto de la dirección de convergencia de placas y de los vectores de desplazamiento de GPS (Figs. 1 y 2). Esto sugiere una partición de la deformación que se estaría produciendo controlada por la reactivación de las estructuras del basamento paleozoico, las que tienen una dirección dominante nordeste en una zona de actividad sísmica recurrente. Esto también coincide con la deformación neotectónica observada por Costa (2008) y Casa *et al.* (2010), las que indican un predominio de deformación activa en fallas inversas de rumbo noreste.

La discrepancia en la dirección de acortamiento inferida de las observaciones de GPS y de los mecanismos focales de los sismos corticales predice movimientos de desplazamiento de rumbo menores en fallas orientadas al nordeste para esta región de las Sierras Pampeanas. Sin embargo, no se evidencian componentes de desplazamiento de rumbo en las soluciones de los mecanismos focales de la sismicidad de mayor tamaño aquí descrita. Una explicación sería que la región presente algún comportamiento de movimiento asísmico (*creeping*) en las fallas a lo largo de estructuras de rumbo norte-sur que no logran construir un esfuerzo sig-

nificativo en un corto tiempo para generar sismicidad, la cual es comúnmente interpretada como un comportamiento más frágil. Otra posibilidad para explicar la baja tasa de ocurrencia de sismos con desplazamiento a lo largo del rumbo es que éstos tengan un período de recurrencia mayor en comparación con los eventos asociados a corrimientos de tipo inverso, los cuales han ocurrido con mayor frecuencia en los últimos 30 años. Finalmente, es probable también que estructuras de rumbo norte-sur acomoden esta componente de desplazamiento en las regiones andinas de antearco o de intra-arco (más hacia el oeste), aunque este tipo de sismicidad no ha sido registrada instrumentalmente todavía. En otros segmentos andinos existe una clara evidencia de este tipo de sistemas de fallas de rumbo y sismicidad asociada (Cembrano *et al.* 2007, Lange *et al.* 2008, Alvarado *et al.* 2009b), así como también en la zona de subducción de Sumatra en el Pacífico occidental (McCaffrey 2009). En estas regiones, importantes fallas de rumbo acomodan la partición de la deformación en la región de antearco, tal como se observa en la falla andina de Liquiñe-Ofqui o en la falla Sumatra en Indonesia. En este estudio se destaca que de cualquier forma el predominio de fallas inversas en el basamento cortical provee evidencias de acortamiento y engrosamiento para este sector de las Sierras Pampeanas en un estilo muy similar de deformación como el que se observa en la región de los Laramides en el oeste de Norteamérica (ej. Erslev 1991, Narr y Suppe 1994, Erslev y Koenig 2009).

Es importante hacer notar que la deformación registrada por los mecanismos focales de la sismicidad de mayor tamaño de los últimos 30 años es consistente con las componentes verticales de la actividad neotectónica cuaternaria de acuerdo a los estudios de Costa (2008) y Casa *et al.* (2010). La deformación predominante que se observa actualmente en este sector de las Sierras Pampeanas está principalmente controlada por contracción conducida por esfuerzos compresivos, lo que permi-

te descartar regímenes extensionales o de rumbo sinistral para la evolución morfoestructural desde el Pleistoceno.

Desde el punto de vista de la amenaza sísmica es probable que la ocurrencia del sismo de 2002 haya inducido la generación del segundo sismo ocurrido en 2004 en un segmento adyacente, como una consecuencia de la transferencia de esfuerzos (King *et al.* 1994). Sin embargo más estudios se requieren para verificar esta hipótesis. Asimismo es probable que la ocurrencia de un terremoto previo en la sierra de Velasco en el 2002 en el área epicentral del subsiguiente sismo de la sierra de Ambato de 2004, haya empeorado los efectos causados por este último en edificios y construcciones contribuyendo al registro de niveles de intensidad sísmica más altos (la intensidad máxima en la escala Mercalli modificada para el sismo de 2004 fue de VIII de acuerdo a Araujo *et al.* 2005).

CONCLUSIONES

La utilización de estaciones de banda ancha de la red sismológica global y de Chile han permitido estimar el tamaño, la profundidad y los mecanismos focales de dos terremotos corticales moderados de la región noroeste de las Sierras Pampeanas. El sismo de magnitud Mw 5,8 del 28 de mayo de 2002 se localizó en el flanco oriental de la sierra de Velasco y el evento Mw 6,2 del 7 de setiembre de 2004 registró su epicentro en la parte sudoccidental de la sierra de Ambato con profundidades focales someras de 10 y 8 km, respectivamente. Estos eventos representan la sismicidad mayor registrada en esta región en un período de por lo menos 100 años. El último sismo de igual intensidad ocurrió en 1898. Se ha notado que la actividad sísmica se concentra en el sistema de fallas que conecta ambientes de Sierras Pampeanas de vergencia opuesta emplazados en el nordeste (bloque de Ambato) hacia sudoeste (bloque de Velasco). Los mecanismos focales de la sismicidad cortical de mayor liberación de energía sísmica en los últimos 30 años estudiada

en detalle con técnicas de modelado de ondas sísmicas revela un diseño de deformación similar al que se observa en los rasgos neotectónicos desde por lo menos el Pleistoceno (Costa 2008, Casas *et al.* 2010). Estas observaciones están de acuerdo con un régimen compresivo donde las fallas activas se relacionan con cabalgamientos de basamento con desplazamientos de rumbo muy secundarios o inexistentes. Estos hechos permiten descartar algunas propuestas que sostenían que los mecanismos de deformación dominante surgen de una combinación de fallas de desplazamiento de rumbo asociadas con fallas normales para este sector de las Sierras Pampeanas.

La sismicidad histórica y las determinaciones de mecanismos focales de los sismos más recientes ocurridos en 2002 y 2004 confirman que las fallas que delimitan el basamento de las sierras de Velasco y Ambato son todavía activas y capaces de generar una sismicidad moderada a grande. Se enfatiza la importancia que tiene la fábrica estructural heredada, tales como las zonas de cizalla eopaleozoicas, para controlar la deformación de intraplaca. La ocurrencia de estos sismos y los parámetros sísmicos que se conocen para la sismicidad de mayor tamaño proveen evidencia de dos estilos de deformación de vergencia opuesta en las fallas inversas que compiten en la deformación de esta área. No se han registrado componentes de rumbo significativas en la sismicidad principal de la región detectada instrumentalmente. Esta evidencia está de acuerdo con lo observado por Pardo *et al.* (2002) y Alvarado *et al.* (2009a). En base a las observaciones geológicas, geodésicas y sismológicas un régimen extensional de índole regional es muy improbable como mecanismo principal de la deformación activa de la región, por lo menos desde los últimos 11.000 años. La extensión ha sido registrada en la región solamente durante el Mesozoico. Aunque los métodos de localización sísmica proveen una primera aproximación de las profundidades focales para separar eventos corticales de aquellos asociados a la losa sub-

ducida, los métodos sismológicos de modelado de ondas sísmicas de banda ancha contribuyen decididamente a mejorar la determinación de las profundidades focales y otros parámetros como los que se han descrito en este trabajo para la región noroeste de las Sierras Pampeanas. Esto es importante para evaluar la amenaza sísmica en la región dado que terremotos de magnitud cercana a 6 pueden ser muy destructivos si sus hipocentros son someros.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su reconocimiento a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica por el financiamiento de las investigaciones efectuadas (Proyectos PICT2006-0122, PICTO2007-0233 y CICITCA-E814). Se hace extensivo nuestro agradecimiento al Dr. Carlos Costa por una lectura crítica de una versión inicial del manuscrito y a los árbitros Dr. Ricardo Mon y otro anónimo por sus comentarios. Esta es la contribución R-18 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (UBA-CONICET).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Bortolotti, P. 1981. Estratigrafía y evolución tectónica de la Quebrada de La Rioja (in 1st La Rioja Geology Symposium). Acta Geológica Lilloana 15(3): 31-39.
- Alvarado, P. y Beck, S. 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8). Earth and Planetary Science Letters 243: 615-631.
- Alvarado, P. y Ramos V.A., 2011. Earthquake deformation in the northwestern Sierras Pampeanas of Argentina based on seismic waveform modeling. Journal of Geodynamics 51(4): 205-218.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M. y Triep, E. 2005. Crustal deformation in the south-central Andes back-arc terranes as viewed from regional broadband seismic waveform modelling. Geophysical Journal International 163: 580-598.

- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M. y Beck, S. 2009a. Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina. En Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W. (eds.) Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. Geological Society of America, Memoir 204: 261-278, Colorado.
- Alvarado, P., Barrientos, S., Saez, M., Astroza, M. y Beck, S. 2009b. Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. Physics of the Earth and Planetary Interiors 175: 26-36.
- Alvarado, P., Gilbert, H., Richardson, T., Anderson, M. y Martino, R. 2010. Lithospheric deformation overlying a shallowly subducting slab: insights from the Eastern Sierras Pampeanas seismic array. AGU Fall Meeting, Article ID: T13D-03, California.
- Araujo, M.A., Pérez, A.M. y Millán, M.H. 2005. The last destructive earthquakes occurred in La Rioja (05-28-2002) and Catamarca (09-07-2004), northwestern Pampean ranges, Argentina. 6th International Symposium on Andean Geodynamic. Extended Abstracts: 53-56, Barcelona.
- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. Journal of Geophysical Research 97(B8): 11889-11903.
- Astini, R., Ramos, V.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 293-324, Buenos Aires.
- Barazangi, M. y Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4: 686-692.
- Brooks, B.A., Bevis, M., Smalley, R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E., Maturana, R. y Araujo, M. 2003. Crustal motion in the Southern Andes (26°-36°S): Do the Andes behave like a microplate? Geochemical, Geophysical, Geosystems 4, 1085. doi: 10.1029/2003GC000505
- Butler, R.W.H. 2004. The nature of roof thrusts in the Moine Thrust Belt, NW Scotland: implications for the structural evolution of thrust belts. Journal of the Geological Society 161(5): 849-859.

- Cahill, T. e Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 97: 17503-17529.
- Casa, A.L., Yamin, M.G., Cegarra, M.I., Coppolecchia, M. y Costa, C.H. 2010. Deformación cuaternaria asociada al frente de levantamiento oriental de las sierras de Velasco y Ambato. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(4): 425-438.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Yañez, G., Riquelme, R., García, M., González, G. y Hérail, G. 2007. Neotectonics. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*, The Geological Society, Special Publications, 231-261, London.
- CERESIS 2010. Centro Regional de Sismología para América del Sur, Intensidades sísmicas para los terremotos destructivos de Argentina, on-line catalogue (www.ceresis.org).
- Chinn, D. e Isacks, B. 1983. Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides Island arc. *Tectonics* 2(6): 529-563.
- Comínguez, A.H. y Ramos, V.A. 1991. La estructura profunda entre la Precordillera y Sierras Pampeanas (Argentina): evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile* 18(1): 3-14.
- Costa, C. 2008. Neotectónica. En *Peligrosidad sísmica en la sierra de Velasco*, SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas 14: 30-73.
- 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 (27° S); constraints from deep seismic reflection. En McClay, K. (ed.) *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 65-90, Tulsa.
- DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D.F. 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181 (1): 1-80.
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R. y Buland, R. 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88: 722-743.
- Eremchuk, J.E. 1984. Fracturas del borde occidental de las sierras de Ambato-Manchao, provincial de Catamarca. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 362-367, S.C. Bariloche.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617-620.
- Erslev, E.A. y Koenig, N.V. 2009. Three-dimensional kinematics of Laramide, basement-involved Rocky Mountain deformation, USA: Insights from minor faults and GIS-enhanced structure maps. En Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W. (eds.) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America, Memoirs 204: 125-150, Colorado.
- Fidalgo, F. 1963. Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la sierra de Sañogasta-Vilgo, provincia de la Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 18(3-4): 139-153.
- 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 (1): 141-156.
- Gilbert, H., Beck, S. y Zandt, G. 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 165: 383-398.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(3): 81-110.
- González Bonorino, F. 1953. Los supuestos depósitos de caolín en la falda occidental del Cordón Ambato (Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7(3): 157-189.
- Gutiérrez, A.A. 1999. Tectonic geomorphology of the Ambato block (Northwestern Pampeanas Mountain Ranges, Argentina). 4° Andean Geodynamic Symposium, Expanded Abstracts: 307-310, Göttingen.
- Gutiérrez, A.A. y Mon, R. 2008. Macroindicadores cinemáticos en el bloque Ambato, Provincias de Tucumán y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 24-28.
- Gutscher, M.A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 3-10.
- Gutscher, M., Spakman, W., Bijwaard, H., y Engdahl, R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19: 814-833.
- Guzmán, C. y Cristallini, E. 2009. Contemporary stress orientations from bore-hole break out analysis in the southernmost flat-slab boundary Andean retroarc (32°44' and 33°40'S). *Journal of Geophysical Research* 114 (B02406), doi: 10.1029/2007JB005505.
- Guzmán, C., Cristallini, E. y Bottesi, G. 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34°S and 39°S from bore hole break out analysis. *Tectonics* 26 (TC3016), doi:10.1029/2006TC001958.
- Handy, M.R. y Brun, J.P. 2004. Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 223(3-4): 427-441.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. y Müller, B. 2008. The World Stress Map Database Release 2008 doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Höckenreiner, M., Söllner, F. y Miller, H. 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 45-66.
- Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Alsop, G.I., Grant, C.J. y Wilson, R.W. 2006. Thrust sequences and the significance of low-angle, out-of-sequence faults in the northernmost Moine Nappe and Moine Thrust Zone, NW Scotland. *Journal of the Geological Society* 163(5): 801-814.
- Introcaso, A., Lion, A. y Ramos, V.A. 1987. La estructura profunda de las sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(1-2): 177-187.
- INPRES 2010. Listado de terremotos históricos. Catalogo on-line: www.inpres.gov.ar
- 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., Isacks, B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W. 1983a. Mountain building model: The Central Andes. *Episodes* 1983(3): 20-26.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ando, C. y Ramos, V.A. 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted plates. *Geological Society America, Bulletin* 94(3): 341-361.
- Jordan, T., Zeitler, P., Ramos, 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(3): 207-222.
- Kadinsky-Cade, K. 1985. Seismotectonic of the Chilean margin and the 1977 Cauçete earthquake of western Argentina. Tesis doctoral, Cornell University, (inédito) 253 p., Ithaca.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33S). En Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds.) Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R.(Jr), Brooks, B.A., Barriga, R., Lauría, E. y Souto, L.P. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. Journal of South American Earth Sciences 16: 125-131.
- King, G.C.P., Stein, R.S. y Lin, J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. Bulletin Seismological Society of America 84: 935-953.
- Kirby, S.H. 1985. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. Tectonophysics 18: 1-27.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrok, A., Haberland, C., Dahm, T. y Bataille, K. 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. Tectonophysics 455(1-4): 14-24.
- Langer, C.J. y Hartzell, S. 1996. Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake. Physics of the Earth and Planetary Interiors 94: 121-132.
- Lithgow-Bertelloni, C. y Gynn, J.H. 2004. Origin of the Lithospheric stress field. Journal of Geophysical Research 109 (B01408.), doi: 10.1029/2003JB002467.
- López, J.P., Durand, F.R. y Toselli, A.J. 1996. Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 179-186, Buenos Aires.
- Massabie, A., Limarino, C. y Page, S. 1998. Estructura y actividad neotectónica en los Llanos de La Rioja, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano, Actas 2: 11-16, Buenos Aires.
- McCaffrey, R. 2009. The tectonic framework of the Sumatran subduction zone. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 37: 345-366.
- Mon, R. 1999. Normal faulting and major rock slides in the North Pampean Ranges of Argentina. 4° Andean Geodynamic Symposium, Extended Abstracts: 512-515, Göttingen.
- Nábělek, J. 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. Tesis doctoral, Massachusetts Institute of Technology, (Inédita), 24 p., Cambridge, Massachusetts.
- Narr, W. y Suppe, J. 1994. Kinematics of basement-involved compressive structures. American Journal of Science 294: 802-860.
- Nullo, F.E. 1984. Estructura del extremo austral de la sierra de Ancasti, Catamarca. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 414-426, S.C. Bariloche.
- Pardo, M., Comte D. y Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. Journal of South American Earth Sciences 15(1): 11-22.
- Perarnau, M., Alvarado, P. y Saez, M. 2010. Estimación de la estructura cortical de velocidades sísmicas en el suroeste de la sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan (Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 67(4): 473-480.
- Ramos, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. Episodes 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes 22(3): 183-190.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. Gondwana Research 7(4): 1009-1026.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the central Andes. Journal of South American Earth Sciences 15: 59-78.
- Rossello, E.A. y Le Corre, C. 1989. Los bloques basculados de las sierras de Ambato y Ancasti (Catamarca, Argentina): responden a un modelo neógeno de fallamiento lítrico distensivo o compresivo? Primera Reunión de Fallas Activas del Noroeste Argentino, Actas: 4, San Juan.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Schreiber, D., Giannellini, G., Corsini, M. y Lardeaux, J.M. 2010. The active fault system of SW Alps. Journal of Geodynamics 49 (5): 296-302.
- Smalley, R.(Jr), Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J.M., Chatelain, J.L., Isacks, B.L., Araujo M. y Puebla, N. 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. Tectonics 12: 63-76.
- Snyder, D.B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W. 1990. Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in Western Argentina. Tectonics 9(4): 773-788.
- Toselli, A.J., Rossi, J. y Aceñolaza, F. 1985. Milonitas de bajo grado de la megafractura de Sierras Pampeanas en la Quebrada de La Rioja, Sierra de Velasco, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(2): 160-163, Antofagasta.
- Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G. y Bossi, J.N. 2005. Esquema geológico de la sierra de Velasco, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 129-132, La Plata.
- Triep, *et al.* 1979. Source mechanism of San Juan Province earthquake, 1977. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering (Japan). Individual Studies 15: 1-14.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.C., Madariaga, R., Campos, J. y Alvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo gap, Chile. Physics of the Earth and Planetary Interiors 175(1-2): 86-95.
- World Stress Map-Project 2010. The world stress map project - A service for earth system management. German Research Centre for Geosciences-GFZ Helmholtz Centre Potsdam. <http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/>
- Zapata, T.R. 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30°S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 11: 131-151.

Recibido: 13 de abril, 2010

Aceptado: 3 de diciembre, 2010