

Nuevas evidencias de la actividad sísmica del terreno Cuyania en la región de subducción de placa horizontal de Argentina

Patricia Alvarado^{1,2,*}, Gerardo Sánchez¹, Mauro Saez¹ y Brígida Castro de Machuca^{1,2}

¹ Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Meglioli 1160 sur, 5400 Rivadavia, San Juan, Argentina.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

* alvarado@unsj.edu.ar

RESUMEN

El terreno Cuyania situado en la zona andina de trasarco entre 29°S y 34°S se compone de un sistema de corrimientos y retrocorrimientos del cinturón plegado de Precordillera y más hacia el este por bloques de basamento cristalino de las Sierras Pampeanas Occidentales. A 31°S aproximadamente, la zona se caracteriza por una elevada actividad sísmica que ocurre a niveles de corteza continental (< 35 km de profundidad) y de profundidad intermedia (~100 km). Esta última define la zona de Wadati-Benioff indicando una geometría de la placa de Nazca subducida en posición horizontal bajo Sudamérica en buena correlación con la localización de la dorsal de Juan Fernández, la cual parece continuar en subducción en dirección hacia el noreste bajo el continente. En este trabajo se presentan los resultados de la inversión del tensor momento sísmico para cinco sismos corticales que ocurrieron en 2008 y 2009 con epicentros en el terreno Cuyania y sus límites. La información obtenida corresponde a estimaciones refinadas de localización sísmica, momento sísmico (M_0), magnitud momento (M_w), profundidad focal y parámetros de fallamiento para los mecanismos focales de estos sismos. La caracterización de estas fuentes sísmicas ha sido obtenida a partir del modelizado de formas de ondas sísmicas de banda ancha completas para las tres componentes registradas por la red local "Sierras pampeanas Experiment using a Multicomponent BRoadband Array" (SIEMBRA).

Los sismos estudiados muestran magnitudes M_w entre 3.5 y 5.3, mecanismos focales de fallamiento inverso y profundidades focales entre 5 y 30 km, lo cual es consistente con otras soluciones obtenidas anteriormente para la misma zona con técnicas similares. Esta deformación sísmica está de acuerdo con el régimen de esfuerzo compresivo actual observado dentro de la corteza del terreno Cuyania situada por encima de la placa de Nazca subducida horizontalmente. Las propiedades de la corteza del terreno Cuyania (espesor de ~50 km; alta velocidad de ondas P, alta relación entre las velocidades de ondas P y S y elevada densidad en sus niveles más profundos), del manto superior situado entre la zona de Wadati-Benioff y el Moho y un mayor acoplamiento entre las litósferas continental y oceánica favorecerían la transferencia de esfuerzos desde la zona de contacto de placas a más de 500 km hacia el este, causando una mayor generación de sismos corticales en el terreno Cuyania que en los terrenos adyacentes.

Palabras clave: subducción horizontal, Sierras Pampeanas Occidentales, terreno Cuyania, sismicidad cortical andina.

ABSTRACT

The Cuyania terrane in the Andean backarc region between 29°S and 34°S consists of the thin-skinned Precordillera fold and thrust belt and of the Western Sierras Pampeanas thick-skinned basement cored uplifts. At about 31°S, the region is highly seismically active at crustal levels (< 35 km depth) and intermediate depths (~100 km). This deeper seismic activity delimitates the Wadati-Benioff zone showing a geometry of the subducted Nazca plate nearly horizontal beneath South America in good correlation with the location of the Juan Fernandez ridge, which seems to continue its subduction to the northeast beneath the continental plate. In this paper we present the results of the seismic moment tensor inversion for five crustal earthquakes that occurred in 2008 and 2009 with epicenters in the Cuyania terrane and its boundaries. We provide refined information of the seismic location, seismic moment (M_0), moment magnitude (M_w), focal depth and fault parameters of the focal mechanisms for these earthquakes. The seismic source characterization was obtained after modeling the three component full seismic broadband waveforms recorded by the Sierras Pampeanas Experiment using a Multicomponent Broadband Array (SIEMBRA) local network.

The earthquakes show magnitudes M_w between 3.5 and 5.3, dip-slip focal mechanisms and focal depths between 5 and 30 km, which are consistent with previous constraints in the same area using similar inversion techniques. The earthquake deformation is expected according to the compressional stress regime estimated in the crust of the Cuyania terrane over the flat slab subduction segment. The properties of the Cuyania terrane (thick crust of about 50 km thickness; high P-wave velocity; high P- to S-wave velocity ratio and high density in its deeper levels), of the upper mantle between the Wadati-Benioff zone and the Moho, and a stronger coupling between the oceanic and continental lithospheres may favor the transference of stresses from the coupled zone in the west to more extended inland areas located 500 km to the east causing a higher generation of crustal earthquakes in the Cuyania terrane in comparison to adjacent crustal terranes.

Key words: flat slab, Western Sierras Pampeanas, Cuyania terrane, Andean crustal seismicity.

INTRODUCCIÓN

La convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana origina una de las regiones de mayor actividad sísmica en la zona andina de trasarco aproximadamente a 31°S (Figura 1). Varios estudios sismológicos realizados a escala global y regional han permitido obtener una imagen de la geometría de la placa de Nazca subducida por debajo de Sudamérica (Barazangi e Isacks, 1976; Cahill e Isacks, 1992; Pardo *et al.*, 2002). Las localizaciones sísmicas correspondientes a la zona de Wadati-Benioff definen claramente la parte superior de la placa oceánica en posición casi horizontal a profundidades entre 90 y 110 km (Anderson *et al.*, 2007). Esta actividad sísmica de profundidad intermedia ha sido relacionada con la prolongación hacia el continente en dirección noreste de la dorsal de Juan Fernández actualmente en subducción (Pardo *et al.*, 2002; Anderson *et al.*, 2007). Stuessy *et al.* (1984) han propuesto que el origen de esta cordillera oceánica se debe al movimiento hacia el noreste de la Placa de Nazca por encima del *hotspot* situado a aproximadamente 34°S y 82°O en el océano Pacífico (von Huene *et al.*, 1997; Steinberger, 2000). Así, la corteza oceánica asociada con la dorsal correspondiente a la cúspide de la placa de Nazca se encuentra engrosada y posee además, rugosidades e irregularidades en su relieve topográfico. Observaciones de alta resolución del fondo marino y de la región del prisma de acreción en la zona fuera de costa de Valparaíso y el antearco chileno, han revelado la presencia de montes submarinos como los Montes O'Higgins y Guyot

cuya morfología corresponde a conos volcánicos apagados de dimensiones en superficie cercanas a los 70 km x 30 km (Kopp *et al.*, 2004). Los mismos estudios han determinado también la presencia de fallas y fracturas con orientaciones paralelas a la dorsal, las cuales muchas veces son reactivadas generando sismicidad cortical en la región mar adentro, localizada después de la trinchera chilena (Fromm *et al.*, 2006; Clouard *et al.*, 2007). Esta sismicidad se concentra como respuesta a los cambios de esfuerzos regionales y la ocurrencia de grandes terremotos en la región interplaca de acoplamiento (ej. Christensen y Ruff, 1988). Estudios más recientes basados en comparaciones estadísticas con otras regiones de América Central y Sudamérica y mediciones paleomagnéticas, predicen la continuación de la dorsal de Juan Fernández bajo Sudamérica (Gutscher *et al.*, 2000; Yañez *et al.*, 2001). Así, la zona de subducción de la dorsal de Juan Fernández ha sido relacionada con la región donde la placa de Nazca subduce en posición horizontal; en consecuencia, la zona de contacto entre ambas placas presenta un espaciamiento muy pequeño para alojar material astenosférico. Además, la corteza oceánica subducida a lo largo de la dorsal probablemente posea diferencias significativas en su relieve topográfico, así como fallas y fracturas, entre otros rasgos morfológicos. Estos antecedentes sugieren un mayor acoplamiento entre las placas oceánica y continental, como una característica que se extiende hacia la región andina de trasarco en una zona con más vulnerabilidad a experimentar procesos de fricción entre ambas placas. Como consecuencia, podría producirse una mayor generación de sismos de

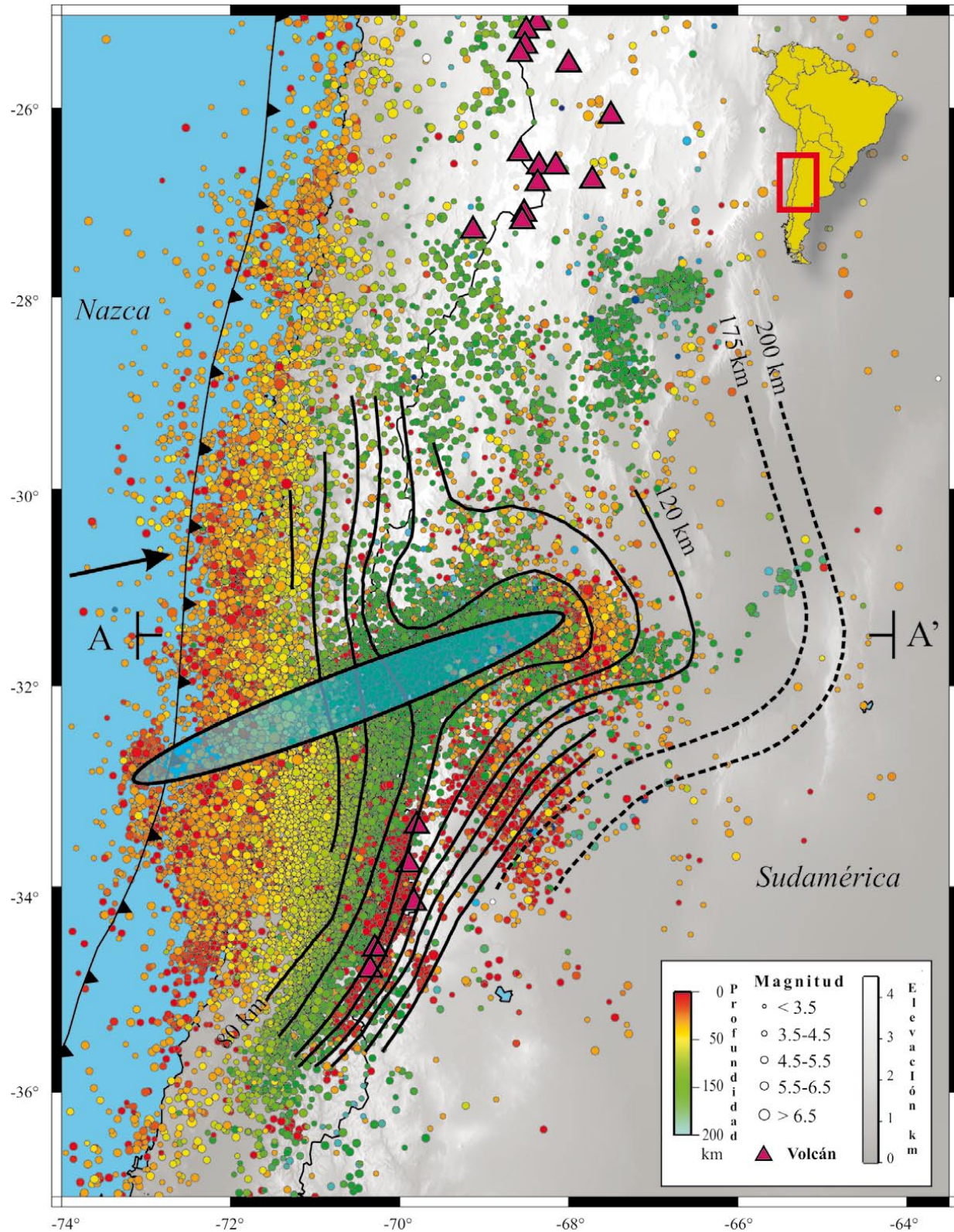


Figura 1. Mapa de la sismicidad del NEIC-USGS de los últimos 30 años y volcanismo activo según Stern (2004). Los contornos representan la parte superior de la placa de Nazca subducida determinados por Anderson *et al.* (2007) en línea sólida y por Cahill e Isacks (1992) en línea entrecortada. El vector representa la velocidad GPS de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica de 6.3 cm/año (Kendrick *et al.*, 2003). Se muestra la localización aproximada de la prolongación de la dorsal Juan Fernández bajo el continente (Yañez *et al.*, 2001). A-A' señala la localización del corte transversal que se muestra en la Figura 6.

profundidad intermedia (~100 km) como se observa para la región de placa horizontal comparada con las regiones de Wadati-Benioff situadas inmediatamente al norte y al sur de la misma, donde la placa de Nazca parecería poseer una mayor inclinación.

El análisis de la sismicidad cortical dentro de la placa superior muestra también un incremento en la generación de sismos con hipocentros localizados a profundidades menores que 35 km por encima de la región de placa horizontal, cuando es comparada con las regiones situadas hacia el norte y sur de la misma (Gutscher, 2002). Esta región comprende a la faja de plegamientos y corrimientos de Precordillera y a los bloques de basamento cristalino con deformación de “piel gruesa” de las Sierras Pampeanas Occidentales que conforman el terreno Cuyania (Ramos *et al.*, 2002). La zona posee registros históricos de terremotos que han provocado las mayores pérdidas humanas y económicas en toda la historia de Argentina (INPRES, 2010).

Ha sido posible caracterizar la fuente sísmica de cinco sismos corticales ocurridos entre 2008 y 2009, localizados dentro del terreno Cuyania y sus límites, aplicando las bondades de técnicas sismológicas de avanzada a sismogramas de banda ancha locales y regionales. En este trabajo se presenta una estimación refinada de la localización sísmica, momento sísmico (M_0), magnitud momento (M_w), profundidad focal y parámetros del tipo de fallamiento obtenidos para el mecanismo focal de cada uno de los eventos sísmicos. Los resultados se discuten en el contexto tectónico de la subducción horizontal, las propiedades de la corteza continental del terreno Cuyania y observaciones recientes del régimen de esfuerzos para la zona andina de trasarco obtenido a partir de información sismológica.

EL TERRENO CUYANIA: ESTILOS DE DEFORMACIÓN Y MODELOS DE CORTEZA

El bloque Cuyania (Figura 2) ha sido interpretado por diversos autores (Thomas y Astini, 2003; Ramos, 2004) como un terreno compuesto por Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales acrecionado al borde occidental de Gondwana en el Ordovícico durante la orogenia Famatiniana. La faja de plegamientos y corrimientos de Precordillera muestra principalmente deformación de “piel delgada” y se subdivide en Occidental, Central y Oriental sobre la base de sus características estratigráficas y estructurales (Ortiz y Zambrano, 1981) con valles intermontanos de orientación aproximada norte-sur. Hacia el este se encuentran las Sierras Pampeanas Occidentales caracterizadas por deformación de “piel gruesa” de los bloques de basamento cristalino. El levantamiento de los bloques se asocia a fallas inversas con rumbos aproximados norte-sur que limitan a las sierras (Jordan y Allmendinger, 1986). A pesar de las diferencias en los estilos de deformación de estas unidades morfológicas que se observan expuestas de este (Sierras Pampeanas Occidentales) a oeste (Precordillera) y las di-

versas hipótesis acerca de la procedencia de los terrenos que componen Cuyania (Thomas y Astini, 2003; Ramos, 2004; Finney *et al.*, 2003, 2005), la deformación sísmica cortical y los parámetros geofísicos del basamento a escala cortical para este terreno, muestran similitudes.

Desde el punto de vista de la deformación sísmica, los estudios locales han mostrado sismos con profundidades focales de hasta 40 km asociados al basamento de Cuyania. Los mecanismos focales de los sismos de mayor tamaño (>4.5) son predominantemente inversos (Smalley *et al.*, 1993; Regnier *et al.*, 1992; Alvarado *et al.*, 2005b). Algunos ejemplos corresponden a las fuentes sísmicas de los mayores terremotos registrados instrumentalmente en esta zona en el siglo pasado (ej., 1944 M_w 7.0 y 1977 M_w 7.5) (Volponi, 1979; Kadinsky-Cade, 1985; Langer y Hartzell, 1996; Alvarado y Beck, 2006).

Desde el punto de vista petrológico, numerosos autores han documentado la composición de la Precordillera de San Juan integrada fundamentalmente por una secuencia de rocas carbonatadas cámbricas-ordovícicas típicas de ambiente de plataforma con abundantes fósiles (ej. Benedetto *et al.*, 1999; Nestell *et al.*, 2009). Se observan también lutitas y otras rocas sedimentarias de grano muy fino formadas en ambientes de aguas profundas (Baldis y Beresi, 1981; Astini, 1994a, 1994b), las cuales presentan una mejor exposición en la Precordillera Occidental (Spalletti *et al.*, 1989; Voldman *et al.*, 2009). Estas rocas incluyen registros de actividad volcánica ocurrida alrededor de los 464 ± 3 Ma (Huff *et al.*, 1998). Un evento ígneo más reciente se observa en el frente oriental de la Precordillera Central, en una secuencia de cuerpos subvolcánicos dacíticos con edades comprendidas entre los 18 y 7 Ma que incluyen xenolitos bien preservados de rocas metamórficas de edad Grenville correspondientes al basamento de Precordillera (Leveratto, 1968; Abbruzzi *et al.*, 1993; Kay *et al.*, 1996). Las Sierras Pampeanas Occidentales comprendidas en el terreno Cuyania incluyen a la Sierra de Pie de Palo y otros afloramientos menores de basamento situados hacia el suroeste: cerros Barboza, Valdivia y Salinas. Estos bloques de basamento están compuestos por esquistos, gneises, anfíbolitas y fajas de rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas, interpretadas como parte de un conjunto ofiolítico, que se engloban colectivamente como Complejo Pie de Palo de edad Grenville (~ 1.1 Ga y mayores) (Ramos y Vujovich 2000; Vujovich *et al.*, 2004; Chernicoff *et al.*, 2009). A lo largo del borde occidental de la Sierra de Pie de Palo, el Complejo Pie de Palo suprayace por contacto tectónico a una secuencia de rocas calcáreas y cuarcíticas del Neoproterozoico (Grupo Caucete). La presencia de cuerpos graníticos en las Sierras Pampeanas Occidentales es muy restringida en comparación con las Sierras Pampeanas Orientales (ej., Kraemer *et al.*, 1995; Sato *et al.*, 2003).

El límite occidental del terreno Cuyania se encuentra caracterizado por una faja ofiolítica desmembrada, interpuesta tectónicamente con rocas sedimentarias ordovícicas (Haller y Ramos 1984, 1993; Davis *et al.*, 1999). La caracte-

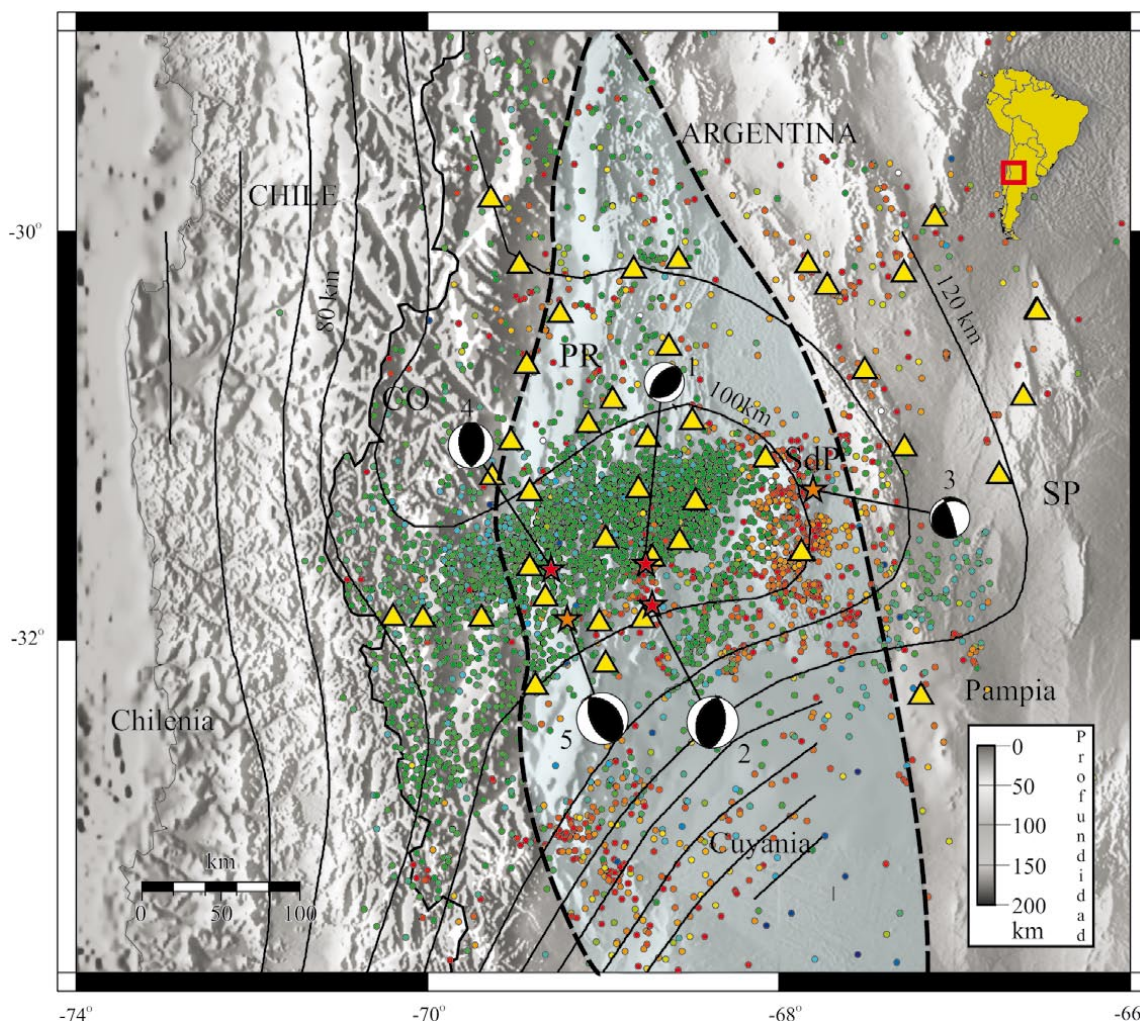


Figura 2. Localización de la zona de trabajo indicando los terrenos acrecionados desde el Paleozoico incluyendo la Sierra de Pie de Palo (SdP) y las provincias geológicas de Cordillera Frontal y Cordillera Principal (CO), Precordillera (PR) y Sierras Pampeanas (SP). Los triángulos muestran la red sísmológica SIEMBRA y los contornos, la parte superior de la placa subducida (ver referencias en Figura 1). Las soluciones de los mecanismos focales obtenidos en este trabajo se muestran en proyección horizontal para la semiesfera inferior indicando los cuadrantes compresivos en negro; los números refieren a estas soluciones en la Tabla 2.

rización de la deformación en ese sector ha sido interpretada como resultado de la colisión del terreno Chilenia (Figura 2). Hacia el este, el límite se relaciona con una zona de fallamiento (megafractura de Valle Fértil) a la que se asocia el levantamiento de la sierra del mismo nombre y que puede continuar hacia el sureste por más de 300 km. Esta estructura separa al terreno Cuyania del terreno Pampia, implicando un cambio en la composición de las rocas y el tipo de corteza (Rapela *et al.*, 1998; Alvarado *et al.*, 2005a). Ramos (2008) describe detalladamente la evolución de la deformación y los principales eventos relacionados con los cambios en la configuración de la tectónica de placas que involucró a los terrenos previamente mencionados.

Las propiedades geofísicas de la corteza correspondientes a los terrenos Cuyania, Chilenia y Pampia así como las técnicas empleadas para su estudio y las referencias consultadas se discuten más adelante.

DATOS Y MÉTODOS

Los datos utilizados para el estudio de los sismos corticales fueron registrados por la red sísmológica local SIEMBRA (SIerras pampeanas Experiment using a Multicomponent BROADband Array) instalada en la región en el marco de un proyecto internacional entre la Universidad de Arizona (EEUU), la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ) y el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES - Argentina). La misma consta de cuarenta sísmógrafos de banda ancha de tres componentes provenientes del programa IRIS-PASSCAL (EEUU) (Figura 2) distribuidos en un área de 400 km x 250 km aproximadamente.

Cabe destacar que en este trabajo también se han considerado para su comparación aquellos sismos cuyas fuentes sísmicas han sido estudiadas a partir de redes de banda ancha locales y regionales o aquellas soluciones cuantificadas

instrumentalmente para los terremotos ocurridos en la zona en 1944, 1952 y 1977. Por ello no se han utilizado las soluciones del catálogo de Harvard-CMT (2010) basadas en el modelizado de ondas sísmicas registradas principalmente a distancias epicentrales de varios cientos de kilómetros o telesísmicas (> 3000 km). Este criterio se adoptó con el fin de comparar soluciones semejantes en cuanto a las técnicas y tipo de datos sísmicos utilizados. Sin embargo, se destaca que en el catálogo de Harvard existen 21 soluciones de sismos corticales que ocurrieron con posterioridad a 1976 cuyos epicentros se encuentran en el terreno Cuyania o sus límites con los terrenos Pampia o Chilena.

A partir de los sismogramas observados se realizó la inversión del tensor momento sísmico para cinco sismos corticales registrados por la red SIEMBRA. La técnica se basa en la relación lineal que existe entre los desplazamientos sísmicos sintéticos y los elementos del tensor momento sísmico, del cual pueden determinarse cinco valores independientes luego de asumir algunas simplificaciones. Así, la inversión lineal de los sismogramas observados en el dominio del tiempo mediante una aproximación de mínimos cuadrados (Langston *et al.*, 1982) permite determinar los parámetros de fallamiento teóricos para un sistema de doble par y fuente puntual que determinan los esfuerzos desviatorios del tensor. Los datos consistieron en las formas de ondas completas observadas en las tres componentes de varias estaciones sismológicas de la red SIEMBRA que detectaron un sismo a distancias locales a regionales (Herrmann y Ammon, 1997). Con el objeto de construir los sismogramas sintéticos, fue necesario calcular previamente las funciones de Green para cada azimuth y distancia epicentral correspondiente a un par sismo-estación sismológica. Para ello se utilizó una estructura de velocidades de dos capas sobre un semiespacio como se muestra en la Tabla 1 y la metodología descrita por Kennett (1983) y Randall (1994). Las localizaciones epicentrales de estos sismos consideraron un número mayor de estaciones sismológicas de período corto pertenecientes a la red local de INPRES distribuidas en la misma zona de trabajo. Estas determinaciones epicentrales contienen al menos dos lecturas de arribos de ondas S, obteniéndose errores menores que 8 km (Tabla 2). Sin embargo, errores mayores (> 10

Tabla 1. Modelo de corteza y manto superior utilizado para realizar la Inversión del Tensor Momento Sísmico.

Espesor (km)	VP (km/s)	VP/VS	Densidad (g/cm ³)
10	5.88	1.78	2.70
40	6.20	1.78	2.85
Semiespacio	8.15	1.78	3.30

km) pueden esperarse en la estimación de la profundidad hipocentral, los cuales son significativos en el caso de sismos corticales.

Los registros sísmicos sintéticos y observados han sido filtrados con el objeto de realzar los períodos largos y minimizar los errores causados por la dependencia con la estructura de corteza considerada. También se han comparado las formas de ondas a partir de la llegada de los primeros arribos de onda P lo cual reduce la dependencia de la solución con la estructura de velocidades considerada, la localización sísmica y el tiempo origen.

Luego de realizar la inversión del tensor momento sísmico, se cuantificó el resultado comparando las amplitudes de las formas de ondas completas generadas sintéticamente con aquellas de los sismogramas observados (ver Figura 3). El porcentaje de ajuste se estima a partir de la suma de las diferencias al cuadrado entre ambas normalizado por la suma de las amplitudes al cuadrado de las ondas sísmicas observadas. Cada solución obtenida determina los parámetros de la fuente sísmica: rumbo, manto o buzamiento y dirección de desplazamiento, momento sísmico (M_0) y magnitud momento (M_w) que producen el mejor ajuste. El proceso descrito ha sido repetido para distintas profundidades focales respetando un intervalo de búsqueda de 1 km. De esta manera, la solución de mecanismo focal obtenida con la inversión del tensor momento sísmico para cada profundidad focal evaluada puede observarse en la Figura 3. Allí se observa el ajuste que se obtiene entre los sismogramas sintéticos y observados para cada inversión realizada. Así es posible ver el comportamiento de las soluciones encontradas y seleccionar la mejor solución para el mejor ajuste.

En el ejemplo mostrado en la Figura 3 para el sismo

Tabla 2. Resultados de la Inversión del Tensor Momento Sísmico para los sismos que se muestran en la figura 2. Los parámetros Fecha (día, mes y año), Tiempo Origen (hora: minutos: segundos) y Latitud Sur y Longitud Oeste (en grados) provienen de la localización sísmica. A partir del modelizado de formas de ondas sísmicas regionales se determinó la profundidad focal (Prof.), la magnitud momento (M_w) y el mecanismo focal del cual sólo se muestra por simplicidad la solución correspondiente a un plano de fallamiento con parámetros Rb: rumbo, Bz: manto o buzamiento y Rk: ángulo de desplazamiento.

Núm.	Fecha (ddmmaa)	Tiempo Origen (hhmmss)	Lat.	Long.	Profundidad (km)	M_w	Rb	Bz	Rk
1	250408	04:31:00	-31.599	-68.743	30	3.5	220	54	82
2	270908	08:04:18	-31.715	-68.719	21	4.0	6	51	82
3	031208	14:21:00	-31.288	-67.830	18	3.5	341	83	68
4	110109	05:27:00	-31.660	-69.270	5	4.2	169	49	75
5	110309	13:06:51	-31.890	-69.190	29	5.3	156	55	101

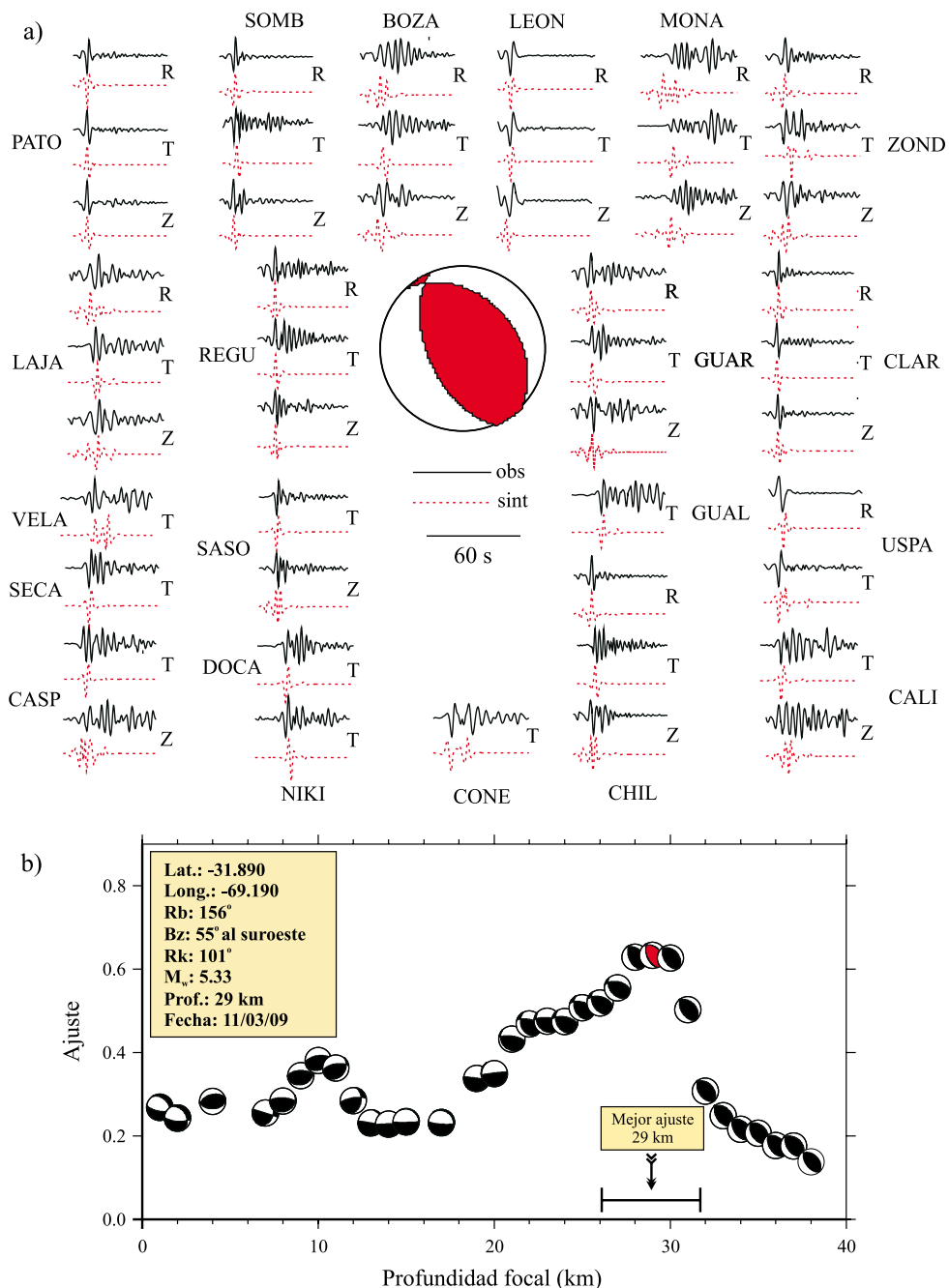


Figura 3. Resultados de la inversión del Tensor Momento Sísmico para el sismo del 11 de marzo de 2009 de magnitud M_w 5.3. Este sismo se muestra como el evento 5 en la Figura 2 y Tabla 2. a) Formas de ondas sísmicas de banda ancha observadas y modeladas para la mejor solución obtenida (profundidad focal: 29 km) como se muestra en (b). R, T y Z representan las componentes radial, tangencial y vertical para distintas estaciones sismológicas SIEMBRA, localizadas a distancias epicentrales menores que 70 km (ver Figura 2). b) Resultados de la inversión del Tensor Momento Sísmico en función de la profundidad focal considerada en cada inversión realizada. La mejor solución se obtiene para una profundidad focal de 29 km determinada por el mejor ajuste (> 64 %) entre sismogramas observados y sintéticos. Nótese que las soluciones halladas para profundidades hipocentrales entre 26 y 31 km también son aceptables. También se muestran los parámetros para uno de los planos nodales de la solución de mecanismo focal, los cuales incluyen Rb: rumbo, Bz: manto o buzamiento y Rk: ángulo de la dirección de desplazamiento.

5 ocurrido el 11 de marzo de 2009 (ver Tabla 2 y Figura 2) puede notarse una solución de mecanismo focal robusta para un rango de profundidades de prueba entre 20 y 40 km. Sin embargo, a pesar de que el mecanismo focal no cambia significativamente, el máximo de la curva (mejor ajuste entre

las trazas sísmicas sintéticas y observadas) se obtiene para una profundidad focal de 29 km. Los resultados son aún más confiables cuando la cobertura acimutal es mayor.

Los sismos estudiados muestran distancias epicentrales menores que 70 km a las estaciones localizadas en San

Juan y La Rioja principalmente. Además se utilizaron entre ocho y treinta estaciones de banda ancha.

Con el objeto de mejorar los resultados, se observaron cuidadosamente en los sismogramas las frecuencias mínimas y máximas de corte permitidas, es decir, aquellas frecuencias que permitieran separar la señal del ruido en los registros observados. Los filtros pasabanda utilizados tienen frecuencias entre 10 y 40 segundos. La Tabla 2 resume los resultados obtenidos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este trabajo se han modelizado las formas de ondas de banda ancha para cinco sismos corticales con epicentros en el terreno Cuyania, cuyas distancias epicentrales a las

estaciones sismológicas de la red SIEMBRA fueron menores que 70 km (Figura 2). Las soluciones encontradas indican un tamaño moderado de acuerdo con las magnitudes obtenidas comprendidas entre $3.5 < M_w < 5.3$ (Tabla 2) para los sismos estudiados.

Cabe destacar que los porcentajes de ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos presentan un máximo mayor que el 60 % para la mejor solución de cada sismo, observándose una curva con decaimiento con la profundidad focal a medida que los hipocentros supuestos se alejan de la mejor solución (Figura 3). La influencia de la estructura de velocidades (Tabla 1) en los resultados no ha sido explorada, pero los antecedentes de aplicación del método para las frecuencias aquí utilizadas en el modelado de formas de ondas indican que su influencia no sería significativa en la variación de los parámetros de la fuente sísmica estimados

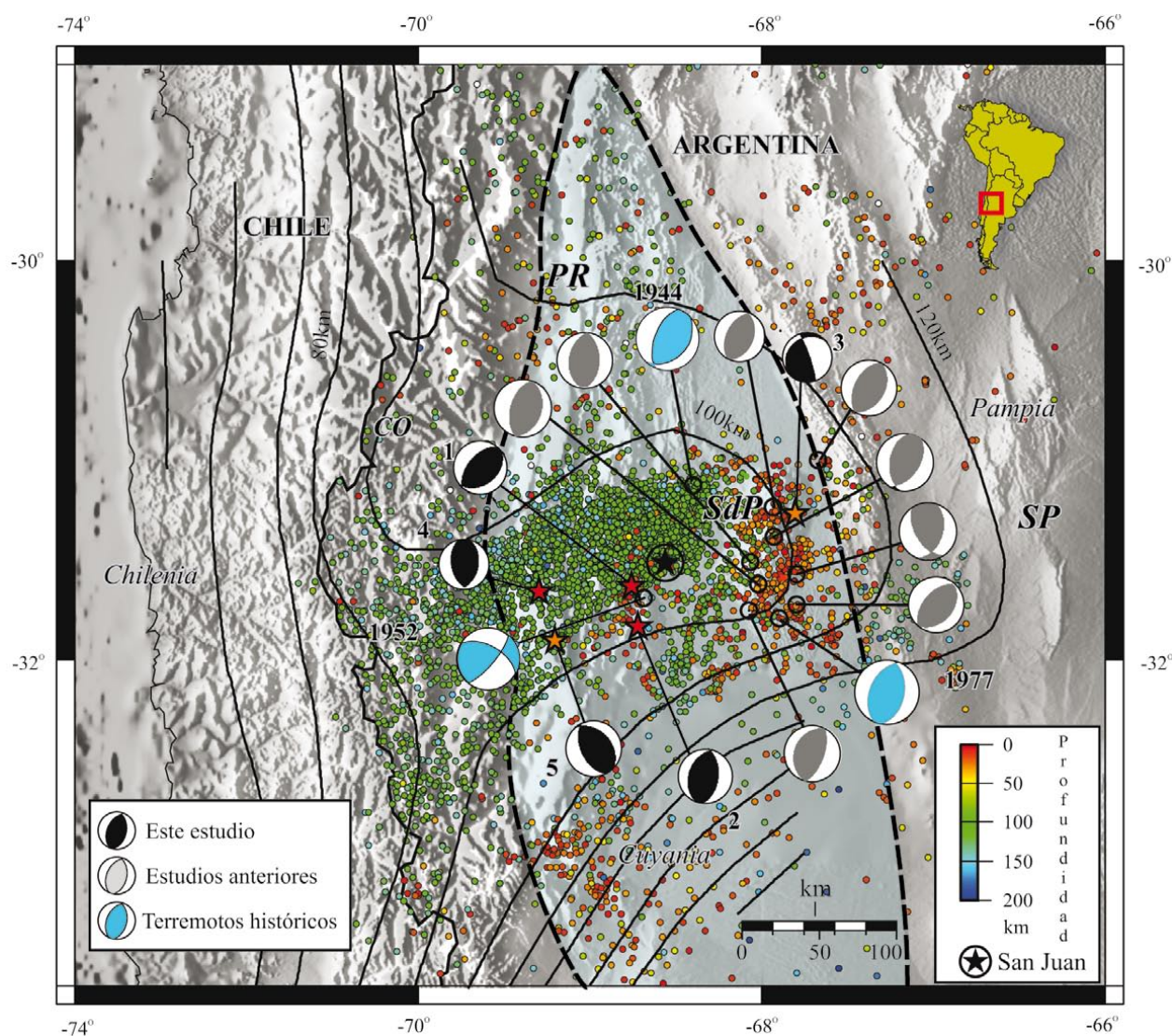


Figura 4. Mecanismos focales para sismos corticales de magnitud moderada determinados a partir de la inversión de tensor momento sísmico utilizando formas de ondas sísmicas de banda ancha locales y regionales. Las soluciones se muestran en proyección horizontal de la semiesfera inferior con cuadrantes compresivos en gris y negro. También se muestran las soluciones obtenidas para los terremotos históricos de San Juan ocurridos en el siglo pasado. Ver referencias en el texto.

(Herrmann y Ammon, 1997).

Los parámetros de los mecanismos focales obtenidos para los sismos analizados indican soluciones de tipo de fallamiento inverso y profundidades focales menores que 30 km. Estos resultados son consistentes con los obtenidos en estudios previos de Regnier *et al.* (1992) y Alvarado *et al.* (2005b) para la sismicidad regional (Figura 4). Las soluciones también están de acuerdo con las determinaciones de fuentes sísmicas para los grandes terremotos ocurridos en San Juan en 1944 (Alvarado y Beck, 2006) y 1977 (Kadinsky-Cade, 1985; Langer y Hartzell, 1996), las cuales han sido asociadas a estructuras activas de fallamiento inverso en la zona de interacción entre la Precordillera y

Sierras Pampeanas a profundidades de entre 10 y 21 km. Las nuevas determinaciones de este trabajo permiten extender el registro al sector de Precordillera con un estilo de deformación predominante de fallamiento inverso. En particular, las soluciones encontradas para los Eventos 4 y 5 son consistentes con la zona de sutura propuesta entre los terrenos Cuyania y Chilenia (Figuras 2 y 4). La anisotropía estructural del basamento podría controlar la orientación de las fallas reactivadas sísmicamente por estos dos eventos (Cominquez y Ramos, 1991).

Con el objeto de comparar los mecanismos focales determinados en este trabajo y otros anteriores, se muestran en las Figuras 5 y 6 las orientaciones de los ejes principales

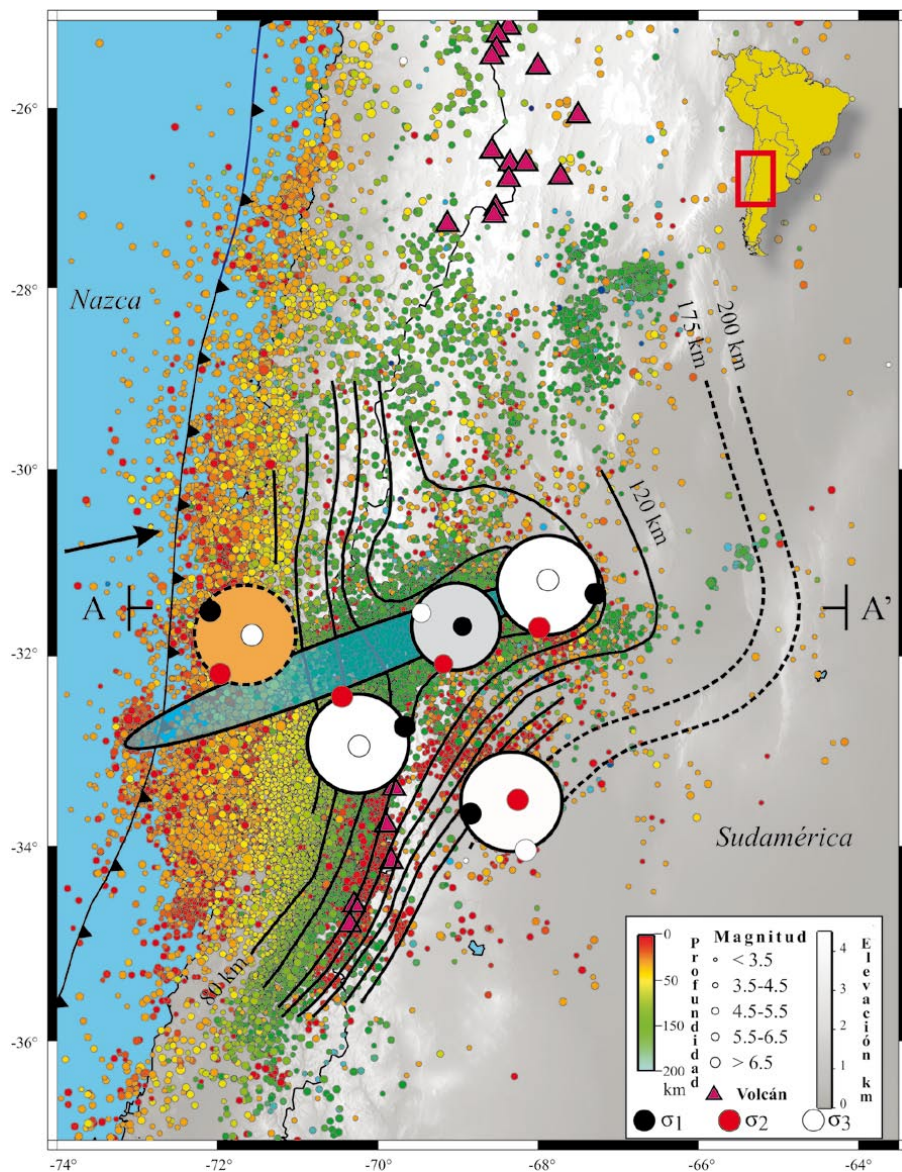


Figura 5. Tensor de esfuerzos regionales obtenidos a partir de mecanismos focales de primeros arribos para la zona de contacto de placas (círculo naranja en línea entrecortada), zona de profundidad intermedia (círculo gris más pequeño) y zonas corticales en la alta cordillera y terreno Cuyania (círculos blancos) según Salazar (2005). Nótese el cambio en el estilo de deformación sísmica para la corteza del terreno Cuyania en los segmentos por encima de la placa subducida horizontalmente (~31°S) e inclinada (sur de 32°S). Dentro de cada círculo se muestra la dirección de esfuerzo máximo σ_1 (negro), intermedio σ_2 (rojo) y mínimo σ_3 (blanco).

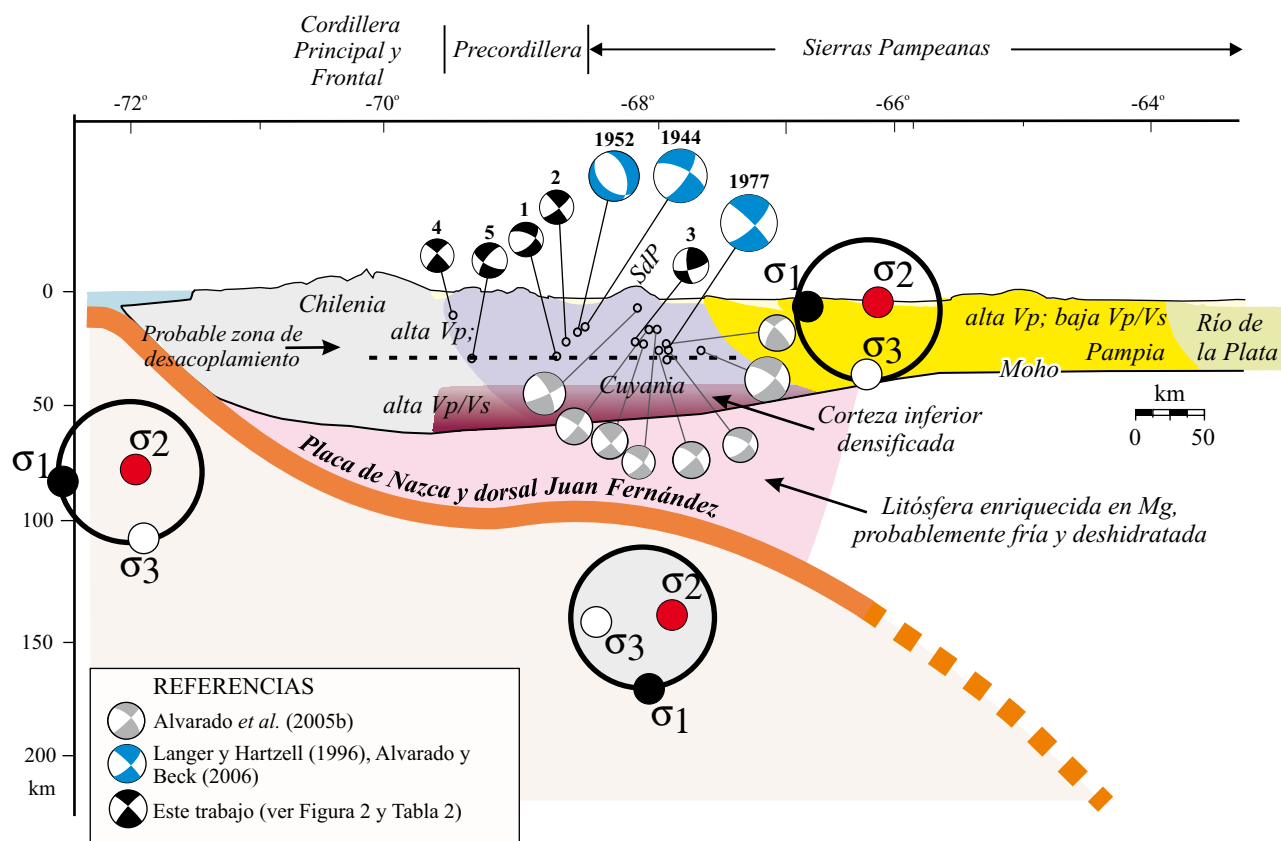


Figura 6. Esquema para el corte transversal A-A' en la zona donde la placa de Nazca subduce casi horizontalmente (ver Figura 1); modificado de Alvarado *et al.* (2009). Las diferentes propiedades de la corteza continental para los terrenos que se muestran se basan en las referencias mencionadas en la Tabla 3. Los mecanismos focales mostrados en la Figura 4 se proyectan ahora en un plano vertical para la semiesfera posterior indicando los cuadrantes compresivos en color. También se muestran los esfuerzos regionales de la Figura 5 determinados por Salazar (2005) en proyección vertical para la semiesfera posterior. Nótese la buena correlación entre la dirección de los ejes de compresión P de los sismos y la orientación de los ejes de esfuerzos regionales máximo σ_1 (horizontal) y mínimo σ_3 (vertical) en las zonas de acoplamiento de placas y superficial de retroarco (Cuyania). Cabe destacar la abundante actividad sísmica del terreno Cuyania, la cual ha sido estudiada con modelado de formas de ondas de banda ancha en comparación con la sismicidad cortical que ocurre en los terrenos adyacentes en el período de tiempo considerado.

de esfuerzos (mayor σ_1 , intermedio σ_2 y menor σ_3) obtenidos por Salazar (2005) a partir de estudios sismológicos de un gran número de mecanismos focales de primeros arribos dentro del Proyecto CHARSMÉ. La sismicidad del terreno Cuyania es consistente con el régimen de esfuerzos compresivo actual para la zona de trasarco siendo σ_1 horizontal y σ_3 vertical. Este régimen de esfuerzos es similar al observado para la zona de contacto de placas en la región de antearco y la zona de intra-arco en la alta cordillera del sur de 32.5°S (Figura 5). Estudios de secciones balanceadas a escala cortical a 30°S han mostrado un acortamiento horizontal comprendido entre 150 y 170 km distribuidos en las cadenas orogénicas desde la región de antearco hasta el límite entre los terrenos Cuyania y Pampa durante los últimos 10 a 16 m.a. (Allmendinger *et al.*, 1990). Estos procesos coincidirían con la extinción del volcanismo activo y el cambio a una posición horizontal de la placa de Nazca subducida. Las estructuras del terreno Cuyania con deformación de "piel delgada" serían responsables de más del 75 % de este valor de acortamiento.

Sin embargo, el estilo de deformación sísmica actual dentro del terreno Cuyania parece variar de norte a sur, mostrando a 33°S aproximadamente, una orientación diferente para el campo de esfuerzos regionales. Así el esfuerzo principal intermedio σ_2 se presenta en dirección vertical y σ_3 en dirección norte-sur, aunque la orientación del esfuerzo principal máximo σ_1 se mantiene horizontal en dirección (N73°E) aproximada al vector de convergencia. Esta variación en el estilo de deformación de la placa superior se corresponde con una región donde el ángulo de subducción de la placa de Nazca subducida cambia a una mayor inclinación de más de 30° hacia el este profundizando en el manto (Pardo *et al.*, 2006; Anderson *et al.*, 2007).

De acuerdo a numerosas investigaciones de las propiedades de la corteza en la zona andina de trasarco (ver Tabla 3 y referencias allí indicadas), los sismos aquí estudiados evidencian una zona de deformación sísmica profunda (~30 km) para el terreno Cuyania situado por encima de la zona de subducción horizontal de la placa de Nazca. La interpretación de líneas sísmicas de exploración petrolera

Tabla 3. Propiedades geofísicas de la corteza continental determinadas en forma independiente para los terrenos acrecionados en la zona de estudio situada por encima de la subducción horizontal de la placa de Nazca bajo Sudamérica (aproximadamente a 31°S).

Propiedad	Terreno Chileno	Terreno Cuyano	Terreno Pampa	Método/Técnica	Referencia
Espesor de corteza continental (km)		52-60		Ondas convertidas en el Moho	Regnier <i>et al.</i> , 1994
	65	55	35	Inversión del Tensor Momento Sísmico	Alvarado <i>et al.</i> , 2005b
	70	60	30	Gravimetría	Introcaso <i>et al.</i> , 1992
	64	50	40	Funciones receptor de ondas telesísmicas P	Gilbert <i>et al.</i> , 2006
	---	52	---	Funciones receptor de ondas sísmicas P de sismos locales de profundidad intermedia	Calkins <i>et al.</i> , 2006
	60	55	35	Modelado directo de ondas sísmicas de banda ancha	Alvarado <i>et al.</i> , 2007
	60	50	36	Refracción de ondas Pn	Fromm <i>et al.</i> , 2004
	75	58	---	Fases de ondas sísmicas de sismos de profundidad intermedia registradas a distancias telesísmicas	McGlashan <i>et al.</i> , 2008
Velocidad de ondas P (km/s)	80	60	50	Funciones receptor de ondas telesísmicas S	Heit <i>et al.</i> , 2008
	6.4	6.4	6.0	Inversión del Tensor Momento Sísmico	Alvarado <i>et al.</i> , 2005b
	6.4	6.4	6.2	Funciones receptor de ondas telesísmicas P	Gilbert <i>et al.</i> , 2006
	---	6.4	---	Funciones receptor de ondas sísmicas P de sismos locales de profundidad intermedia	Calkins <i>et al.</i> , 2006
	6.4	6.2–6.4	5.8–6.0	Modelado directo de ondas sísmicas de banda ancha	Alvarado <i>et al.</i> , 2007
Relación VP/VS	1.80	1.80	1.70	Inversión del Tensor Momento Sísmico	Alvarado <i>et al.</i> , 2005b
	> 1.80	1.84	1.75	Funciones receptor de ondas telesísmicas P	Gilbert <i>et al.</i> , 2006
	---	1.84	---	Funciones receptor de ondas sísmicas P de sismos locales de profundidad intermedia	Calkins <i>et al.</i> , 2006
	1.80	1.80–1.85	1.75	Modelado directo de ondas sísmicas de banda ancha	Alvarado <i>et al.</i> , 2007
Espesor (km), VP (km/s), VP/VS y Contraste de densidad (g/cm ³) de corteza inferior	20–25; > 1.80	15–20; 7.0; 1.83;---	---	Funciones receptor de ondas telesísmicas P	Gilbert <i>et al.</i> , 2006
	---	20; 6.4–8.2; 1.84; ---	---	Funciones receptor de ondas sísmicas P de sismos locales de profundidad intermedia	Calkins <i>et al.</i> , 2006
	---	15–20; 7.0; 1.85; +0.224	---	Modelado directo de ondas sísmicas de banda ancha Gravimetría	Alvarado <i>et al.</i> , 2007 Alvarado <i>et al.</i> , 2009

y determinaciones de función del receptor para algunos sectores de la región de transición entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales sugiere la presencia de una zona de desacoplamiento dentro de la corteza situada entre 15 y 20 km de profundidad (Cominguez y Ramos, 1991; Gilbert *et al.*, 2006). Otro nivel de desacoplamiento o cambio en la composición y propiedades de las rocas se encontraría a unos 30 a 35 km de profundidad (Perarnau *et al.*, en prensa). Ambos niveles de corteza media a superior en el terreno Cuyano se caracterizan por la ocurrencia

de sismos de magnitud moderada a grande, asociados a estructuras de fallamiento inverso.

La posición de la placa subducida conteniendo la dorsal Juan Fernández a una profundidad de ~100 km claramente aumentaría el acoplamiento entre ambas litósferas (Gutscher *et al.*, 2000) (Figuras 5 y 6). Para este segmento, el terreno Cuyano se compone de bloques de basamento cristalino de composición predominantemente máfica, una corteza engrosada de aproximadamente 50 km de espesor, alta velocidad de ondas P (VP ~6.4 km/s), alta relación de

VP/VS (~1.80) y la presencia de una corteza inferior densificada (densidad ~3.0 g/cm³). Además, la zona comprendida entre la placa de Nazca subducida y la base de la corteza del terreno Cuyania son consistentes con la presencia de un manto frío, deshidratado y enriquecido en magnesio (Wagner *et al.*, 2005).

Las propiedades señaladas para el terreno Cuyania, su corteza inferior y el manto superior asociado, en conjunto con las propiedades observadas para la geometría de subducción horizontal, favorecerían la transferencia de esfuerzos compresivos desde la zona de contacto de placas a regiones de trasarco situadas a cientos de kilómetros más hacia el interior del continente generando la sismicidad cortical observada para el terreno Cuyania y sus zonas de suturas (Figuras 4 y 6).

La región estudiada ha sido comparada con la deformación Laramide de los EEUU (Jordan y Allmendinger, 1986). Un estudio reciente de Erslev y Koenig (2009) explora varias fuentes potenciales de deformación de “piel gruesa” y pone de manifiesto que el pasaje de una dorsal subducida en el oeste de Norteamérica -similar a lo observado para la dorsal Juan Fernández bajo Sudamérica-, podría desempeñar un papel dominante en la deformación de la placa superior.

Si bien existen algunas determinaciones sísmicas en la corteza del terreno Pampia o la zona de límite del mismo con el cratón Río de La Plata, las mismas son insuficientes para evaluar el régimen de esfuerzos regionales actual o el estilo que caracteriza la deformación sísmica en las Sierras Pampeanas más orientales. Más hacia el este de 64° de longitud oeste la ocurrencia de sismicidad cortical y profunda es prácticamente infrecuente.

CONCLUSIONES

Los sismos corticales ocurridos entre 2008 y 2009 con epicentro en el terreno Cuyania muestran profundidades focales entre 5 y 30 km, magnitudes 3.5 < Mw < 5.3 y mecanismos focales de fallamiento predominantemente inverso. Estos resultados proveen nuevas evidencias del levantamiento del terreno Cuyania y son compatibles con un régimen compresivo actual y de los últimos 10 m.a., determinado por otros autores para la misma zona. Los resultados también son consistentes con una mayor actividad sísmica cortical observada en la provincia de San Juan, la cual podría ser un efecto de la transferencia de esfuerzos desde el borde de placas a más de 500 km hacia el este debido a un efecto de subducción horizontal de la placa de Nazca subducida que contribuye a un mayor acoplamiento a la placa superior. Las características litosféricas y de la corteza continental con mayor densificación en sus niveles más profundos en el sector estudiado, favorecerían también esta transferencia de esfuerzos provocando una actividad sísmica cortical más frecuente e intensa en el terreno Cuyania y sus límites que en aquellos adyacentes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a los proyectos PICT2006-0122 Foncyt, E814/2009 CICITCA-UNSJ (Argentina) y EAR-0510966 de NSF (EEUU) que desplegó el experimento SIEMBRA utilizando estaciones sismológicas de IRIS-PASSCAL.

REFERENCIAS

- Abbruzzi, J.M., Kay, S.M., Bickford, E., 1993, Implications for the nature of the Precordilleran basement from the geochemistry and age of Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province, *en* 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, Argentina, 331-339.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, A.D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C.E., Isacks, B.L., 1990, Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude: *Tectonics*, 9(4), 789-809.
- Alvarado, P., 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(3-4), 615-631.
- Alvarado, P., Castro de Machuca, B., Beck, S.L., 2005a, Comparative seismic and petrographic crustal study between the Western and Eastern Sierras Pampeanas region (31°S): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 787-796.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., 2005b, Crustal deformation in the South-Central Andes back-arc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling: *Geophysical Journal International*, 163(2), 580-598.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., 2007, Crustal structure of the South-Central Andes Cordillera and back-arc region from regional waveform modelling: *Geophysical Journal International*, 170(2), 858-875.
- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M., Beck, S.L., 2009, Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina, *en* Kay, S., Ramos, V.A., Dickinson, W. (eds.), MWR204: Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 261-278.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Beck, S.L., 2007, Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, central Chile and Argentina: *Geophysical Journal International*, 171(1), 419-434.
- Astini, R.A., 1994a, Sucesiones calcáreo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca, *en* 5° Reunión Argentina de Sedimentología: San Miguel de Tucumán, Argentina, Actas, 113-118.
- Astini, R.A., 1994b, Las megaturbiditas de la Formación Trapiche (Ordovícico superior de la Precordillera): procesos sedimentarios y marco geológico, *en* 5° Reunión Argentina de Sedimentología: San Miguel de Tucumán, Argentina, Actas, 107-112.
- Baldis, B., Beresi, M., 1981, Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina, *en* Sanguinetti, Y. (ed.), 2° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Porto Alegre, Brasil, Anales 1, 11-17.
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: *Geology*, 4(11), 686-692.
- Benedetto, J.L., Sanchez, T.M., Carrera, M.G., Brussa, E.D., Salas, M.J., 1999, Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during the early Paleozoic, *en* Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana*

- connections before Pangea: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 336, 21-42.
- Cahill, T.A., Isacks, B.L., 1992, Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate: *Journal of Geophysical Research*, 97(B12), 17503-17529.
- Calkins, J.A., Zandt, G., Gilbert, H.J., Beck, S.L., 2006, Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions: *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07309.
- Chernicoff, C.J., Vujovich, G.I., van Staal, C.R., 2009, Geophysical evidence for an extensive Pie de Palo Complex mafic-ultramafic belt, San Juan, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4), 325-332.
- Christensen, D.H., Ruff, L., 1988, Seismic coupling and outer rise earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, 93(B11), 13421-13444.
- Clouard, V., Campos, J., Lemoine, A., Perez, A., Kausel, E., 2007, Outer rise stress changes related to the subduction of the Juan Fernandez Ridge, central Chile: *Journal of Geophysical Research*, 112(B5), B05305.1-B05305.15.
- Cominquez, A.H., Ramos, V.A., 1991, La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina; evidencias de la sísmica de reflexión profunda: *Revista Geológica de Chile*, 18(1), 3-14.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Snee, L.W., 1999, Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chileña; Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the Southwest Precordillera, *en* Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 336, 115-138.
- Erslev, E.A., Koenig, N.V., 2009, 3D Kinematics of Laramide basement-involved Rocky Mountain deformation, U.S.A.: Insights from minor faults and GIS-enhanced structure maps, *en* Kay, S., Ramos, V.A., Dickinson, W. (eds.), *MWR204: Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 125-150.
- Finney, S.C., Gleason, J.D., Gehrels, G.G., Peralta, S.H., Aceñolaza, G., 2003, Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane: *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 349-359.
- Finney, S., Peralta, S., Gehrels, G., Marsaglia, K., 2005, The Early Paleozoic history of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of western Argentina: evidence from geochronology of detrital zircons from Middle Cambrian sandstones: *Geologica Acta*, 3(4), 339-354.
- Fromm, R., Zandt, G., Beck, S.L., 2004, Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30 degrees S inferred from Pn apparent phase velocities: *Geophysical Research Letters*, 31(6), L06625.
- Fromm, R., Alvarado, P., Beck, S.L., Zandt, G., 2006, The April 9, 2001 Juan Fernandez Ridge (Mw 6.7) tensional outer-rise earthquake and its aftershock sequence: *Journal of Seismology*, 10, 163-170.
- Gilbert, H., Beck, S., Zandt, G., 2006, Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina: *Geophysical Journal International*, 165(1), 383-398.
- 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.A., Spakman, W., Bijwaard H., Engdahl, E.R., 2000, Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: *Tectonics*, 19(5), 814-833.
- Haller, M.A., Ramos, V.A., 1984, Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza en 9º Congreso Geológico Argentino: San Carlos de Bariloche, Argentina, *Actas* 2, 66-83.
- Haller, M.A., Ramos, V.A., 1993, Las ofiolitas y otras rocas afines, *en* Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 2º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, Argentina, *Relatorio I*(4), 31-40.
- Harvard-CMT, 2010, The global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project (en línea): <www.globalcmt.org>.
- Heit, B., Yuan, X., Bianchi, M., Sodoudi, F., Kind, R., 2008, Crustal thickness estimation beneath the southern Central Andes at 30 degrees S and 36 degrees S from S wave receiver function analysis: *Geophysical Journal International*, 174(1), 249-254.
- Herrmann, R.B., Ammon, C.J., 1997, Faulting parameters of earthquakes in the New Madrid, Missouri region: *Engineering Geology*, 46(3-4), 299-311.
- Huff, W.D., Bergström, S.M., Kolata, D.R., Cingolani, C.A., Astini, R.A., 1998, Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution, *en* Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*: United Kingdom, Geological Society, Special Publication 142, 107-126.
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), 2010, Listado de terremotos históricos (en línea): San Juan, Argentina, Instituto Nacional de Prevención Sísmica, <www.inpres.gov.ar>.
- Introcaso, A., Pacino, M.C., Fraga, H., 1992, Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35 degrees S (in Andean geodynamics): *Tectonophysics*, 205(1-3), 31-48.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation: *American Journal of Science*, 286(10), 737-764.
- Kadinsky-Cade, K.A., 1985, Seismotectonics of the Chile margin and the 1977 Cauçete earthquake of western Argentina: New York, United States, Ithaca, Cornell University, tesis doctoral, 268 p.
- Kay, S.M., Orrell, S., Abbruzzi, J.M., 1996, Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina: *Journal of Geology*, 104(6), 637-648.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauria, E., Souto Fortes, L. P., 2003, The Nazca-South America Euler vector and its rate of change: *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131.
- Kennett, B.L.N., 1983, *Seismic wave propagation in stratified media*: Cambridge, Cambridge University Press, 342 pp.
- Kopp, H., Flueh, E.R., Papenberg, C., Klaeschen, D., 2004, Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernández Ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration: *Tectonics*, 23(2), 1-21.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P., Martino, R.D., 1995, Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'–32°40'), Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4), 47-59.
- Langer, C.J., Hartzell, S., 1996, Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 94(1-2), 121-132.
- Langston, C.A., Barker, J.S., Pavlin, G.B., 1982, Point-source inversion techniques: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30(2-3), 228-241.
- Leveratto, M. A., 1968, *Geología del oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan*: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2), 129-157.
- McGlashan, N., Brown, L., Kay, S., 2008, Crustal thickness in the Central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors: *Geophysical Journal International*, 175(3), 1013-1022.
- Nestell, G., Mestre, A., Heredia, S., 2009, First Ordovician Foraminifera in South America: a Darriwilian (Middle Ordovician) fauna from the San Juan Formation, Argentina: *Micropaleontology*, 55(4), 329-344.
- Ortiz, A., Zambrano, J., 1981, La provincia geológica Precordillera Oriental, *en* 8º Congreso Geológico Argentino: San Luis, Argentina, *Actas*, 3, 59-74.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., 2002, Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone: *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 11-22.
- Pardo, M., Vera, E., Monfret, T., Yáñez, G., Eisenberg, A., 2006, Sísmicidad cortical superficial bajo Santiago: implicaciones en la tectónica andina y evaluación del peligro sísmico, *en* Congreso Geológico

- Chileno 11: Antofagasta, Chile, *Actas* 2, 443-446.
- Perarnau, M., Alvarado, P., Saez, M., en prensa, 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*.
- 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., 2008, Evolution of the Pampean flat-slab region over the shallowly subducting Nazca Plate, *en* Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.), *Field trip guides to the Backbone of the Americas in the Southern and Central Andes; ridge collision, shallow subduction and plateau uplift: United States of America*, Geological Society of America, 13, 77-116.
- Ramos, V., Vujovich, G., 2000, Hoja Geológica 3169-IV, San Juan, escala 1:250 000: Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 243, 1 mapa con texto, 82 p.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Perez, D.J., 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 59-78.
- Randall, G.E., 1994, Efficient calculation of complete differential seismograms for laterally homogeneous Earth models: *Geophysical Journal International*, 118(1), 245-254.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C.M., 1998, The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba, *en* Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana: United Kingdom*, Geological Society of London, Special Publication, 142, 181-218.
- Regnier, M., Chatelain, J.L., Smalley, R.(Jr.), Chiu, J.M., Isacks, B.L., Araujo, M.A., 1992, Seismotectonics of Sierra de Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean foreland of Argentina: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(6), 2549-2571.
- Regnier, M., Chiu, J.M., Smalley, R.(Jr.), Isacks, B.L., Araujo, M., 1994, Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 1097-1111.
- Salazar, P., 2005, Análisis del campo de esfuerzos en la zona de subducción bajo Chile central (30-34S): Santiago, Chile, Universidad de Chile, tesis de maestría, 196 pp.
- Sato, A.M., Gonzalez, P.D., Llambias, E.J., 2003, Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(4), 487-504.
- Smalley, R.(Jr.), Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J.M., Chatelain, J.L., Isacks, B.L., Araujo, M., Puebla, N., 1993, Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior: *Tectonics*, 12, 63-76.
- Spalletti, L.A., Cingolani, C.A., Varela, R., Cuerda, A.J., 1989, Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep-sea fan system (western Precordillera, Argentina): *Sedimentary Geology*, 61(3-4), 287-301.
- Steinberger, B., 2000, Plumes in a convecting mantle: Models and observations for individual hotspots: *Journal of Geophysical Research*, 105(B5), 11127-11152.
- Stern, C.R., 2004, Active Andean volcanism; its geologic and tectonic setting: *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Stuessy, T.F., Foland, K.A., Sutter, J.F., Sanders, R.W., Silva, M., 1984, Botanical and geological significance of potassium-argon dates from the Juan Fernández Islands: *Science*, 225(4657), 49-51.
- Thomas, W.A., Astini, R.A., 2003, Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review, *en* Pankhurst, R.J., Spalletti, L. (eds.), *IGCP 436 Pacific Gondwana Margin Special Issue: Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 67-79.
- Voldman, G.G., Albanesi, G.L., Ramos, V.A., 2009, Ordovician metamorphic event in the carbonate platform of the Argentine Precordillera; implications for the geotectonic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana: *Geology*, 37(4), 311-314.
- Volponi, F.S., 1979, Report of the Argentina-United States binational symposium about Caucete earthquake of November 23rd, 1977, San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, Instituto Sismológico Zonda, 44 pp.
- Von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C., Weinrebe, W., 1997, Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile: *Tectonics*, 16(3), 474-488.
- Vujovich, G.I., Van Staal, C.R., Davis, W., 2004, Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina: *Gondwana Research*, 7(4), 1041-1056.
- Yañez, G.A., Ranero, C.R., Von Huene, R., Diaz, J., 2001, Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32 degrees -34 degrees S); the role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin: *Journal of Geophysical Research*, 106(B4), 6325-6345.
- Wagner, L., Beck, S., Zandt, G., 2005, Upper mantle structure in the south-central Chilean subduction zone (30° to 36°S): *Journal of Geophysical Research*, 1-20.

Manuscrito recibido: Septiembre 30, 2009

Manuscrito corregido recibido: Marzo 22, 2010

Manuscrito aceptado: Marzo 30, 2010