

## ESTUDIO SISMOLÓGICO E HISTÓRICO DEL TERREMOTO DE SAN JUAN, ARGENTINA, DEL 15 DE ENERO DE 1944

Patricia Alvarado<sup>1,2,\*</sup> y Mauro Sáez<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CONICET

<sup>2</sup>Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.

\*Tel.: (0264) 423-4129. E-mail: alvarado@unsj.edu.ar (P. Alvarado)

### Resumen

La región de los Andes que comprende a la ciudad de San Juan, Argentina, es una de las regiones de fallamiento más sísmicamente activa del mundo. Cuatro terremotos ocurridos en 1894, 1944, 1952 y 1977 entre 30°S y 32°S mostraron gran tamaño y provocaron gran destrucción. A partir de registros históricos del terremoto de 1944 hemos determinado los parámetros de la fuente sísmica para este evento. El terremoto del 15 de enero de 1944 ( $M_w=7.0$ ) tuvo una localización epicentral en la zona de transición entre la Precordillera Oriental caracterizada por deformación de piel fina y las Sierras Pampeanas más occidentales caracterizadas por deformación de piel gruesa. Utilizando primeros arribos de ondas P, modelado de las formas de ondas telesísmicas de largo período y el estudio de fases de profundidad hemos caracterizado un mecanismo focal de fallamiento inverso para el terremoto de 1944 (con rumbo N45°E, buzamiento 35° al sureste y dirección de desplazamiento 110°). La función de fuente indica un momento sísmico de  $M_0=3.34 \times 10^{19}$  Nm que se liberó muy cerca de la superficie en 10 segundos y como un solo pulso de energía, a una profundidad de 11 km aproximadamente. Estos parámetros proporcionan nuevos elementos para discutir la deformación neotectónica en la zona de la falla inversa de La Laja y estimar el peligro sísmico de la región de San Juan.

*Palabras Clave:* fuente sísmica, terremotos históricos, corteza andina, Precordillera

### Abstract

**Seismological and historical study of the 15 January 1944 San Juan, Argentina, earthquake.** The backarc region of the Andes in the vicinity of San Juan, Argentina, is one of the most seismically active regions in the world. Four large damaging crustal earthquakes occurred between 30°S and 32°S in 1894, 1944, 1952 and 1977. We have determined the seismic source parameters for the 1944 earthquake, using historic paper seismograms. The earthquake on 15 January 1944 had an epicentral location between the eastern thin-skinned Precordillera fold and thrust belt and the thick-skinned Sierras Pampeanas basement-cored uplifts. Using P-wave first motions, long-period teleseismic P waveform modeling, and depth phases we constrained a thrust-fault focal mechanism for the 1944 event (strike N45°E, dip 35° to the southeast, and rake 110°) with  $M_0=3.34 \times 10^{19}$  Nm and  $M_w=7.0$ . The best focal depth is 11 km corresponding to a simple source time function with one pulse of moment release of 10-s duration. These new determinations help to understand the neotectonics in the vicinity of the La Laja thrust fault and put more constraints for the estimation of the seismic hazard in the region of San Juan.

*Keywords:* seismic source, historical earthquake, Andean backarc crust, Precordillera

### 1. Introducción y Sismotectónica Regional

La elevada actividad sísmica del trasarco andino entre 28°S y 33°S es el resultado de la convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana a una velocidad

de 6.3 cm/año en dirección ~N80°E [38] (Figura 1a).

En esta región, la placa de Nazca subduce a ~100 km de profundidad y se extiende por varios cientos de kilómetros al este antes de retomar

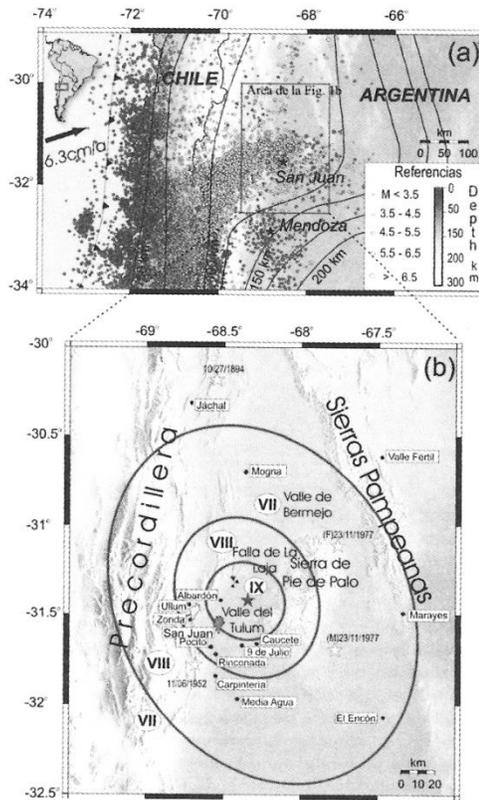


Fig. 1. (a) Mapa de ubicación mostrando la localización de los sismos PDE-NEIC durante los últimos 10 años (1994 - 2004). Los contornos indican la profundidad aproximada de la placa de Nazca subductada [8]. También se muestra la velocidad relativa de convergencia entre las placas basada en GPS [38] y la localización de la dorsal de Juan Fernández. (b) Provincias tectónicas, grandes terremotos históricos de [27] (estrellas), y contornos del mapa de intensidades sísmicas de la Escala Mercalli Modificada (MM) para el terremoto de 1944 ( $M_w$  7.0). Los puntos negros son las localidades y los valores de intensidad MM en las localidades alrededor de San Juan [30, 33, 13]. Note que los valores máximos de intensidad MM comprenden San Juan y Albardón para el evento de 1944. Las flechas indican la ruptura de 6-8 km de ruptura superficial co-sísmica a lo largo de la falla de La Laja causada por el terremoto de 1944 [11]. También se muestran los eventos precursor (F) y principal (M) del terremoto más reciente de 1977 ( $M_w$  7.5) de Cauçete, San Juan [34, 42, 27] (modificado de Alvarado et al. 2006 [3]).

su descenso en el manto. El proceso de horizontalización de la placa de Nazca subductada se inició hace aproximadamente 8-10 Ma [31, 37] y ha sido correlacionado con la migración hacia el este del arco volcánico, la intensa deformación de piel fina en Precordillera y el levantamiento de los bloques de basamento de las Sierras Pampeanas en la región andina de trasarco [31, 37] (Figura 1). Actualmente, un gran número de sismos que ocurren a una profundidad de  $\sim 100$  km permiten definir la posición horizontal de la placa subductada en Argentina alrededor de  $31^\circ\text{S}$ , en notable coincidencia con la proyección hacia el continente de la dorsal oceánica de Juan Fernández [5, 8, 25, 66] (Figura 1a) y con la localización de los mayores terremotos destructivos de poca profundidad ( $< 30$  km) en la región andina de trasarco. En 1894, 1944, 1952 y 1977 ocurrieron grandes terremotos asociados con la deformación de Precordillera y Sierras Pampeanas, causando gran destrucción y víctimas fatales en los alrededores de la ciudad de San Juan, Argentina (Figura 1b).

La Precordillera constituye un sistema de fajas plegadas y corridas con deformación de piel fina que conforman el frente orogénico de la cordillera de Los Andes [46] (Figura 1). Basado en los depósitos, edad y estilo de deformación, ha sido dividida para su estudio en Precordillera Occidental, Central y Oriental [46, 4] (Figura 2). La Precordillera Central y Occidental representan una serie de cadenas angostas, principalmente paleozoicas, con valles longitudinales y levantadas por importantes fallas inversas de rumbo aproximadamente N-S con vergencia al este [46, 65, 32] (Figura 2). La Precordillera Oriental está formada por rocas paleozoicas, triásicas y cenozoicas con estructuras de piel gruesa y piel fina y numerosas fallas inversas con vergencia al oeste [46, 67] (Figura 2). Más hacia al este, la provincia tectónica de Sierras Pampeanas contiene bloques de basamento cristalino precámbricos-paleozoicos, levantados, inclinados y plegados por fallas inversas con un estilo similar a la deformación observada en las estructuras Larámide del oeste de Norteamérica [30] (Figura 2). La Precordillera y las Sierras Pampeanas son separadas por cuencas que incluyen valles como Bermejo y Tulum, los cuales reciben sedimentos de los Andes y cuyas estructuras han sido probablemente formadas y controladas por la actividad tectónica de las Sierras Pampeanas [67, 33]. El Valle de Tulum comprende a la ciudad de San Juan, con una población de  $\sim 400$  mil habitantes además de otros pueblos más pequeños a su alrededor (Figura 1b y 2). Esta zona de transición entre las estructuras de la Precordillera y las Sierras Pampeanas corresponde a la región de mayor devas-



parados por 64 km y 20 s, con profundidades focales de ~17 km y ~25-30 km, respectivamente [34, 42] (Figura 1b). La geometría de la falla activada para ambos eventos es todavía tema de debate en la actualidad [42, 18, 34, 41] (Figura 2).

El terremoto del 15 de enero de 1944 ( $M_s \sim 7.3$ ) fue el más destructivo. Su epicentro fue localizado en la zona de transición entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas [27]. Este evento produjo gran destrucción en la ciudad de San Juan, causó más de 5000 muertes y heridos y el colapso del aparato productivo de la provincia de San Juan [11, 58] (Figura 1b). Inmediatamente después del terremoto, una ruptura superficial de 6 a 8 km de largo fue observada a lo largo de la falla de La Laja en Precordillera [11, 24, 26] (Figuras 1b, 2 y 8). La pequeña longitud de la ruptura expuesta y la sismicidad registrada en la corteza media a inferior por estudios sismológicos locales [56] (Figura 2) han abierto el debate sobre la interpretación de la falla inversa de La Laja como una estructura de deformación secundaria o como una falla principal activada durante el terremoto de 1944 [56, 55, 54, 34, 18, 11, 26, 57, 10, 47, 52].

Los terremotos de San Juan de 1894 ( $M_s \sim 7.6$ ) y 1952 ( $M_s \sim 7.0$ ) también se asociaron con la Precordillera [10, 6] (Figura 1b). Aun cuando estos eventos produjeron menos daño, su estudio es importante para caracterizar y cuantificar la sismicidad superficial alrededor de San Juan relacionada con la Precordillera. El estudio del terremoto de 1894 utilizando registros de eventos sísmicos es muy difícil ya que este ocurrió tempranamente durante los primeros pasos del período instrumental. Sin embargo, existe un importante número de registros de los terremotos de 1944 y 1952, los cuales son útiles para obtener valiosa información a partir de su análisis.

En este trabajo se presenta el análisis tectónico del terremoto de 1944 sobre la base de un estudio de recolección y digitalización de registros de papel tele sísmicos de largo periodo. A partir del modelado de formas de ondas, hemos obtenido la mejor solución de mecanismo focal, la función de fuente relacionada con la máxima liberación de energía y el momento sísmico para el terremoto de 1944 [3]. Estos resultados se comparan con estudios neotectónicos e información de intensidad sísmica para entender la deformación sísmica superficial en la zona de transición entre Precordillera y Sierras Pampeanas, la relación con las estructuras geológicas en el segmento de subducción plana y para lograr una mejor caracterización del peligro sísmico en esta región.

## 2. Información Sismológica y Metodología

En la Figura 3a se muestran los sismogramas de papel colectados para el terremoto de 1944 y el tipo de instrumento que los registró en diferentes observatorios alrededor del mundo.

La primera etapa consistió en “escanear” y digitalizar todos los sismogramas analógicos utilizando el *software* interactivo Seisdig [39] [3] (Figuras 3b, 3c). Cabe destacar que para el análisis de primer movimiento de ondas P del terremoto de 1944, se utilizó el mayor número posible de registros con el objeto de estimar un mecanismo focal preliminar. En algunos casos se utilizaron componentes horizontales y ondas P difractadas para incrementar la cantidad de registros utilizables. También se incluyeron datos de estaciones locales y regionales disponibles para obte-

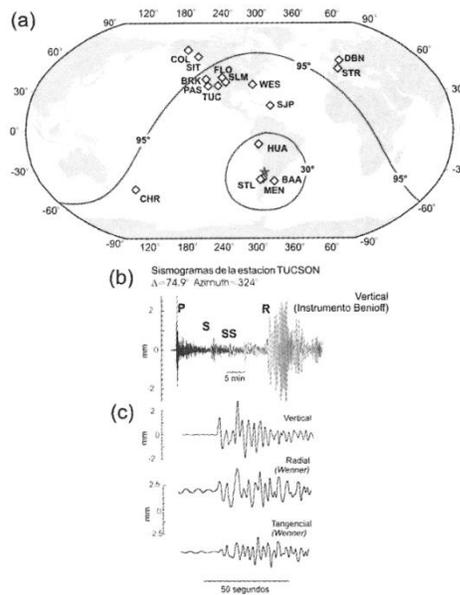


Fig. 3. (a) Distribución global de estaciones sismológicas utilizadas en este estudio respecto del epicentro del terremoto de 1944 (estrella). (b) Sismograma digitalizado para la componente vertical registrada por la estación TUC (Tucson, Arizona, de los EEUU) (distancia epicentral  $\Delta=75^\circ$ ; azimuth= $324^\circ$ ), para el terremoto de San Juan de 1944 mostrando más de 30 minutos de registro y algunas fases. (c) Sismogramas digitalizados para las tres componentes de la estación TUC registrados por instrumentos distintos para el terremoto de 1944.

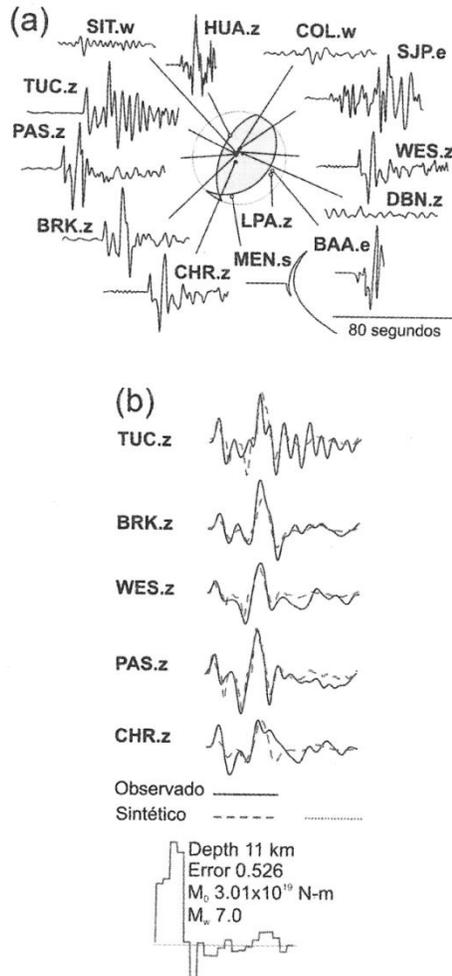


Fig. 4. Resultados para el terremoto de San Juan de 1944. (a) Mejor solución obtenida para el mecanismo focal (proyección del hemisferio inferior) con la información del primer movimiento de ondas P (rumbo N45°E, buzamiento 35° al sureste, dirección de desplazamiento 110°). Los círculos negros representan primeros arribos compresionales y los círculos abiertos, primeros arribos dilatacionales. También se muestran las formas de ondas P, cuyos nombres corresponden a la dirección de arribos positivos (hacia arriba) (Fig. 3a). (b) Ondas de largo período observadas y sintéticas y función de fuente como resultado de la inversión para múltiples estaciones obtenidas para el mejor mecanismo focal mostrado en (a) para una profundidad focal de 11 km (modificado de Alvarado et al. 2006 [3]).

ner una solución de mecanismo focal más robusta para el evento de 1944 (Figura 4a).

Con el objeto de determinar el mecanismo focal, la función de fuente y la profundidad focal del terremoto de 1944, hemos identificado posibles fases de profundidad, sus amplitudes relativas y tiempo de arribo. Así, hemos explorado un conjunto de posibles planos de fallamiento en la solución de mecanismo focal que predicen las ondas P, su amplitud, la polaridad de fases de profundidad (pP, sP) y el tiempo relativo de arribo para las estaciones TUC (Tucson, Arizona, EEUU) y PAS (Pasadena, California, EEUU). Sin embargo, para terremotos con magnitudes cercanas a 7 es difícil separar las fases de profundidad debido a la duración de la función de fuente o la respuesta del instrumento. Por este motivo, hemos realizado también una búsqueda de los mejores parámetros de mecanismo focal y profundidad focal realizando un modelado de ondas P de largo período (Figura 5).

Para la inversión de ondas P de largo período, utilizamos la técnica de Ruff (1989) para múltiples estaciones [51] (Figura 4b). Inicialmente, se asume un mecanismo focal y profundidad de la fuente sísmica que ya habían sido previamente determinados a partir del primer movimiento de ondas P y del análisis de fases de profundidad. Posteriormente, es posible explorar todas las combinaciones de parámetros de planos de falla (rumbo, inclinación y dirección de desplazamiento) en la solución de mecanismo focal y de profundidad focal. Como resultado se obtiene la función de fuente, el momento sísmico y la magnitud momento. La técnica minimiza la dispersión en las amplitudes, lo que resulta en una mejor correlación entre el sismograma observado y el sintético. En este caso se seleccionaron intervalos de 2 s para la estimación de la función de fuente y 40 s de registro, velocidad cortical de onda P de 6.4 kms<sup>-1</sup> y densidad de 2.7 gcm<sup>-3</sup>.

### 3. Resultados y Discusión

El terremoto del sábado 15 de enero de 1944 ocurrió al atardecer, a las 20 h 49 min (hora local) provocando gran destrucción en San Juan. Por este motivo, este evento es considerado como el mayor desastre natural en la historia Argentina [12]. El evento principal y sus réplicas produjeron el colapso de alrededor de 13.000 casas y sitios históricos (Figura 6) y devastó el 80% de la ciudad (Figura 7) [11]. Muchos reportes fueron inmediatamente publicados describiendo los efectos de este terremoto, relatos de lugareños que presenciaron el terremoto y también los detalles de la geología local [11, 58, 24, 26]. Se ha estimado que la cantidad de víctimas fueron ~10.000 y

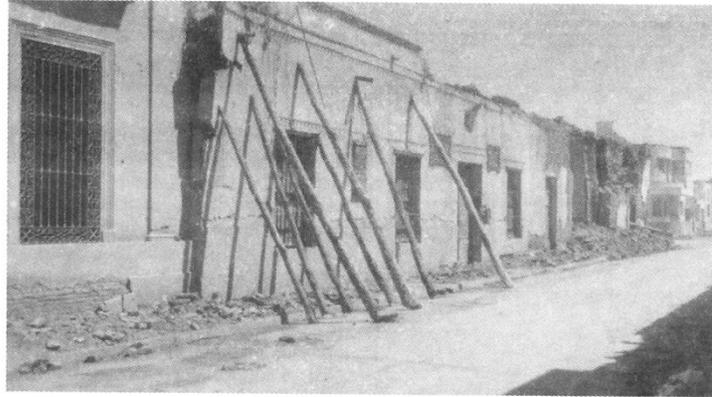


Fig. 6. Fotografía de la casa natal de Domingo Faustino Sarmiento después del terremoto de 1944. Obsérvese como el frente está apuntalado para evitar el derrumbe de la vivienda. La casa de Sarmiento es el Primer Monumento Histórico Nacional en Argentina. Años más tarde la casa fue reparada respetando el estilo de construcción y formas originales.



Fig. 7. La calle Rivadavia, considerada una de las más céntricas del centro de la ciudad, muestra la destrucción observada el día después del terremoto. Más del 80% de las construcciones colapsaron durante el evento.

nos de fallamiento sugeridos por esta solución. Sólo se dispone de unos pocos registros en comparación con la información de ondas sísmicas que podría obtenerse para un evento actual. Considerando la importancia de caracterizar la fuente sísmica del terremoto de 1944, hemos aplicado también una técnica de inversión de ondas sísmicas con el objeto de obtener más determinaciones independientes que nos permitan discriminar la mejor solución de mecanismo focal, profun-

didad del foco sísmico y otros parámetros sísmicos cuantitativamente.

La búsqueda de la mejor solución consistió en el barrido de un grillado que contiene los posibles valores de rumbo, buzamiento, dirección de desplazamiento y profundidad focal a partir del modelado de las formas de ondas telesísmicas registradas por las estaciones PAS, TUC, WES, BRK y CHR (Figura 3 y 4b). Todos estos registros tienen un primer arribo claro para la com-

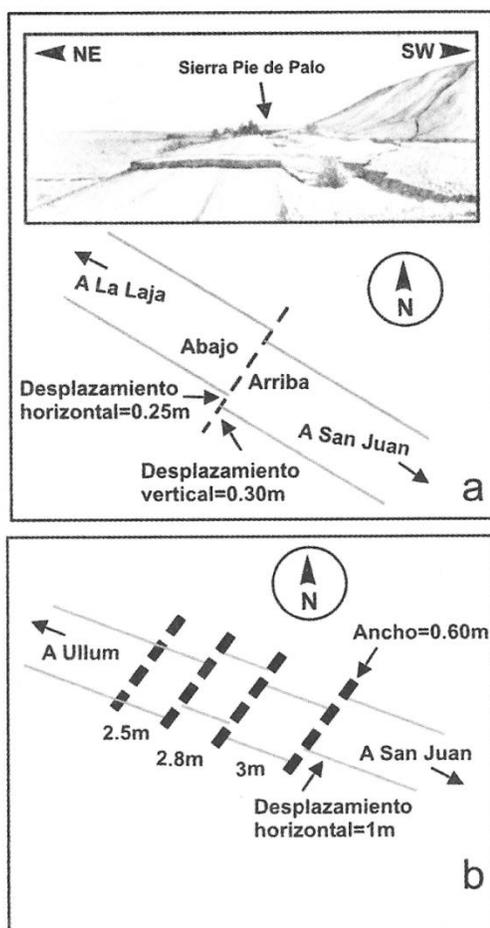


Fig. 8. (a) Arriba: Foto de la ruptura de la falla de La Laja tomada por Castellanos [11]. Abajo: esquema de la ruptura de la falla de La Laja descrita por testigos que visitaron el lugar [11, 24, 26]. (b) Esquema de la ruptura observada en la localidad de Ullum hacia el suroeste de la ruptura observada en (a).

ponente vertical (Figura 4a). Asumiendo una combinación de los parámetros de mecanismo focal (rumbo, buzamiento y dirección de desplazamiento) y profundidad focal se obtuvieron los sismogramas sintéticos para las estaciones mencionadas correspondientes a una función de fuente sísmica. Así, hemos examinado cuidadosamente las fases pronosticadas para cada modelado de forma de onda, el error normalizado entre los sismogramas observados y sintéticos y la función de fuente resultante para todo el grillado de búsqueda.

El grillado construido incluye planos de falla con rumbo (azimuth) entre  $340^\circ$  y  $90^\circ$ , buzamiento entre  $0^\circ$  y  $90^\circ$  y dirección de desplazamiento entre  $30^\circ$  y  $150^\circ$ , usando un espaciamiento de grillado de  $10^\circ$  y variando también las profundidades focales cada 1 km. Los resultados del modelado se presentan en un gráfico que muestra el error entre las amplitudes observadas y sintéticas para las distintas combinaciones que se asumieron en la búsqueda (Figura 5). La mejor solución (función de fuente mayormente positiva, mejor ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos con un error normalizado de 0.53 y mejor predicción para las fases de ondas P) se obtuvo para la siguiente combinación: rumbo  $N45^\circ E$ , buzamiento de  $35^\circ$  al sureste, dirección de desplazamiento de  $110^\circ-120^\circ$  y profundidad focal de 11 km (Figura 4b).

La evaluación de los resultados de la inversión alrededor de la mejor solución obtenida muestra que profundidades focales entre 9 y 13 km son aceptables (Figura 2b y Figura 5c). Para la mejor profundidad (11 km), la función de fuente indica un pulso simple de liberación de energía concentrado en los primeros 10 s de duración (Figura 4b), lo cual indica que la máxima liberación de energía sísmica se produjo al principio. Esto está de acuerdo con el testimonio de los residentes locales que sintieron una corta, única y fuerte sacudida [11, 26]. Para profundidades mayores que 13 km, la función de fuente que se obtiene como resultado de la inversión comienza a exhibir un "ringing" periódico que indica una profundidad sobrestimada [15]. Harrington [26] visita la ciudad un par de días después del terremoto y predice una profundidad para este evento de 14 km; Castellanos [11] realiza un reporte de este evento algunas semanas más tarde y estima la profundidad focal en 15 km. El Observatorio de La Plata, a más de 1200 km de distancia epicentral, predice 12 km de profundidad para este terremoto [43]. Los resultados obtenidos indican que el momento sísmico se liberó mayoritariamente a una profundidad superficial menor que 11 km, muy cerca del epicentro, si bien alguna liberación de energía menor puede haber ocurrido a profundidades mayores.

Asumiendo una velocidad de ruptura de  $2.5 \text{ kms}^{-1}$  y 10 s de duración para la ruptura, se estima que el momento sísmico fue liberado dentro de aproximadamente 25 km del epicentro. Dependiendo si el terremoto tuvo una ruptura unilateral o bilateral, la longitud de la falla varía entre 25 y 50 km, respectivamente. El momento sísmico determinado es  $M_0 = 3.34 \times 10^{19} \text{ Nm}$ , el cual corresponde a una magnitud momento  $M_w = 7.0$  (considerar  $M_w = 0.67 \times \log M_0 - 6.0$ ).

El desplazamiento promedio (D) puede calcularse a partir de  $M_0 = \mu DA$ . Para este propósito utilizamos dos posibles áreas de fallamiento ( $11 \text{ km} \times 25 \text{ km}$  para una ruptura unilateral y  $11 \text{ km} \times 50 \text{ km}$  para una ruptura bilateral) y una rigidez  $\mu$  de  $3 \times 10^{10} \text{ N-m}^{-2}$ , obteniendo un desplazamiento promedio de 3.6 m y 1.8 m, respectivamente.

Wells y Coppersmith (1994) [63] establecieron la relación empírica entre la magnitud momento y la longitud de la ruptura expuesta (SRL)  $M_w = 5.08 + 1.16 \times \log(\text{SRL})$ . Esta relación predice una ruptura superficial de 45 km para el evento de 1944, bastante mayor que los 6-8 km de longitud observados.

Es importante destacar que además de la clara ruptura co-sísmica de 6-8 km de longitud [11, 24, 26], Castellanos (1944) [11] describe otra ruptura menos definida que se observó en Ullum también relacionada con el terremoto de 1944. Esta ruptura afectó sedimentos no consolidados y de agricultura con un desplazamiento de  $\sim 1.5 \text{ m}$  en la dirección de la orientación del rumbo de la falla de La Laja (Figura 2a y 8b). Harrington (1944) [26] también establece en su reporte que la falla de La Laja pudo haber causado una ruptura de más de 20 km durante el terremoto de 1944, pero la presencia de sedimentos y zonas de cultivos en la zona hacían confuso el seguimiento de la traza. Smalley et al. (1993) [56] describen un lineamiento de rumbo  $N45^\circ E$  que observaron en una imagen LANDSAT en la zona epicentral del terremoto de 1944, el cual comprende a la zona de la falla de La Laja y continúa hacia el suroeste, terminando en el segmento sur de la Sierra Villicum-Zonda hacia el este de la falla de Precordillera Oriental (Figura 2). Considerando estas observaciones, es posible que la falla de La Laja pueda tener una extensión mayor, entre 25 y 50 km de longitud, consistente con un terremoto de magnitud 7.0. (Figura 2).

Se debe tener en cuenta que existe una gran dispersión en los datos utilizados para obtener las relaciones empíricas propuestas por Wells y Coppersmith (1994) [63] para fallas inversas correspondientes a terremotos superficiales continentales, especialmente para magnitudes cercanas a 7.0. Existen numerosos ejemplos de terremotos continentales relacionados con fallas ciegas que no afloran en superficie y sus magnitudes corresponden a un rango entre 6.5 y 7.0 [44]. Finalmente, destacamos que los valores anticipados por otras relaciones empíricas indican un desplazamiento promedio de 2.5 m para un terremoto de magnitud  $M_w$  7.0 [63], similar a nuestra estimación basada en el momento sísmico y áreas de fallamiento descriptas para el terremoto de 1944.

Cabe destacar que el modelado de ondas P telesísmicas no es sensible a las diferentes localizaciones epicentrales reportadas para el terremoto de 1944 [3]. Sin embargo, existen localizaciones epicentrales determinadas con datos locales y regionales, como por ejemplo la determinación de INPRES [27] que es consistente con la geometría de la falla buzando hacia el este (Figura 2), con la ruptura observada, con nuestra solución de mecanismo focal (Figura 4a) y con la zona de las mayores intensidades sísmicas.

Nuestros resultados para la fuente sísmica del terremoto de 1944 son consistentes con la ruptura expuesta en una parte de la falla de La Laja. Los parámetros medidos por Perucca y Paredes (1993) [47] en la zona de la escarpa del evento de 1944 que involucra a un estrato Neogeno y una Terraza Cuaternaria, muestran rumbo  $N45^\circ E$ , buzamiento de entre  $25^\circ$  a  $45^\circ$  al sureste y dirección de desplazamiento de  $90^\circ$ . Estos parámetros son comparables con los observados por INPRES (1982) [28] y Costa et al. (2000) [18]. Nuestra solución también es consistente con el desplazamiento de los vectores co-sísmicos (de tipo mayoritariamente inverso con una componente horizontal con desplazamiento lateral derecho) observados en la falla de La Laja después del evento [11, 58]. Por este motivo, sugerimos que el plano de falla activado por el terremoto de 1944 corresponde a los parámetros de rumbo  $N45^\circ E$ , buzamiento  $35^\circ$  al sureste y dirección de desplazamiento  $110^\circ$  mientras que el otro posible plano de azimuth  $201^\circ$ , buzamiento  $57^\circ$  al noroeste y dirección de desplazamiento  $76^\circ$  correspondería al plano auxiliar en la solución del mecanismo focal.

Basado en la sismicidad superficial alrededor de San Juan, la profundidad focal de 50 km del terremoto de 1944 reportada por el ISS y los estudios de fuente sísmica del evento de 1977, varios autores, han sugerido una fuente profunda ( $\sim 20 - 30 \text{ km}$ ) para el terremoto de 1944 [56, 55, 54, 34, 57, 52]. Smalley et al. (1993) [56] estudió la sismicidad local entre 1987 y 1988 en el área epicentral del terremoto de 1944 en Precordillera Oriental y encontró una buena distribución de sismicidad entre 19 y 35 km de profundidad a lo largo de un plano con rumbo similar ( $N45^\circ E$ ) pero de  $35^\circ$  de inclinación al noroeste; también observó sismicidad difusa entre 5 y 15 km de profundidad y ausencia de sismicidad entre 15 y 19 km de profundidad (Figura 2). A partir de esta información varios autores especulan que el evento de 1944 probablemente haya ocurrido en esta falla ciega que inclina hacia el noroeste bajo la Precordillera generando múltiples fallas tal como ocurrió con el terremoto de 1977

en las Sierras Pampeanas [34, 42] (Figura 2a) y sin generar una ruptura superficial. Para estos autores, la ruptura observada en la falla de la Laja podría ser un ejemplo de efectos secundarios que resultaron debido al movimiento de la ruptura principal ocurrida en una falla ciega que inclina hacia el noroeste bajo la Precordillera Central y Oriental [56, 57]. Nuestro estudio revela que para profundidades mayores que 15 km y planos de falla que inclinan suavemente (ej. 35°) al noroeste, el ajuste del modelado de las formas de ondas P es bastante inconsistente. En efecto, el buzamiento es el parámetro mejor determinado por nuestra inversión, con un error de  $\pm 5^\circ$  (Figuras 5a y 5b). Solamente podríamos considerar planos de falla con un alto ángulo de buzamiento cercano a 60° hacia el noroeste, similares al plano auxiliar determinado en nuestra solución de mecanismo focal y profundidades focales superficiales menores que 13 km. Sin embargo, observamos que una solución de este tipo sería más difícil de explicar conjuntamente con otras observaciones neotectónicas, de sismicidad local y elementos de la ruptura del terremoto de 1944. La función de fuente simple (Figura 4b) también indica que el terremoto de 1944 ocurrió como un único evento descartando la posibilidad de que se haya producido como un evento múltiple.

Siame et al. (2002) [54, 55] consideró que la falla de La Laja es parte del sistema de fallas compuesto por varios segmentos que se orientan según N40°E al este de la Precordillera Oriental en su análisis geológico estructural, geomorfológico y geocronológico en el segmento Villicum-Las Tapias próxima al área epicentral del terremoto de 1944. De acuerdo con este estudio, el segmento de falla inversa Villicum-Las Tapias de 65 km de longitud, orientado N20°E con buzamiento de 60° ( $\pm 15^\circ$ ) hacia el este en superficie, podría haber sido activado durante el terremoto de 1944 bajo el Valle de Tulum a una profundidad de 20-25 km donde la falla cambia su buzamiento a un ángulo menor [54, 55] (Figura 2). El rumbo N20°E es consistente con el modelado de formas de ondas a diferencia del buzamiento de 60° hacia el este. Si se asume un mecanismo focal con alto ángulo hacia el este para el modelado de ondas sísmicas, se obtienen errores altos e inconsistencia entre las formas de ondas P de los sismogramas observados y sintéticos. Estos autores también sugieren que debido a que la fuente sísmica del terremoto de 1944 se localizó entre 20-25 km de profundidad con el foco al este de la Precordillera Oriental en un segmento profundo de geometría plana de la falla Villicum-Las Tapias, no se produjo ninguna ruptura a lo largo de

la misma y la deformación se distribuyó en estructuras secundarias [54, 55]. Nuestros resultados para profundidades focales mayores que 16 km no producen buenos resultados. Dado que no conocemos la geometría del subsuelo de las fallas activas alrededor del Valle del Tulum (Figura 2), podríamos suponer una ruptura en el segmento Villicum-Las Tapias, asumiendo que ésta cambia a una menor inclinación a escasa profundidad. Pero si el momento sísmico se liberó a una profundidad superficial, debemos esperar alguna ruptura superficial en la falla Villicum-Las Tapias, la cual claramente no fue observada [54, 55, 18, 9, 16]. Nuestras evidencias indican que es muy probable que la ruptura se produjo en una falla superficial inversa con parámetros similares a los observados para la falla de La Laja. De cualquier manera, es posible que el terremoto de 1944 también haya producido deformación por fallamiento y plegamiento co-sísmico. El terremoto de 1971 ( $M_w$  6.7) de San Fernando, California (EEUU) es otro ejemplo de un terremoto superficial (~12 km) de fallamiento inverso que tuvo rupturas esparcidas en varias estructuras menores que afloraron en superficie [23, 61] (Figura 9).

Nuestra solución preferida es consistente con modelos geológicos propuestos por Ramos et al. (2002) [49] entre la Precordillera y la Sierra Pie de Palo (Figura 2) y la sismicidad local de Smalley et al. (1993) [56]. Estos autores infieren una falla de basamento buzando al oeste y varias estructuras que inclinan hacia el este y se extienden a 10-15 km de profundidad debajo del Valle del Tulum como ramificaciones en la superficie. La sismicidad superficial observada en esta región por Smalley et al. (1993) entre 5 km y ~15 km con una distribución difusa [56] puede estar relacionada con las mismas estructuras buzando al este. A partir de este análisis surge que las estructuras profundas activas de basamento buzando al noroeste a 35° propuestas por Smalley et al. (1993) [56] (Figura 2), pueden tener implicaciones directas en el peligro sísmico alrededor de San Juan, al igual que aquellas fallas superficiales con parámetros similares a las fallas expuestas que inclinan al este. Un claro ejemplo lo representa el Valle de San Fernando, California (EEUU), que mostró sistemas de fallas conjugadas asociadas a los terremotos destructivos en 1971 (San Fernando) y 1994 (Northridge) [61, 62]. El estudio de estos terremotos contiene la caracterización de la fuente sísmica y también un análisis detallado de la distribución de las réplicas, lo que permite visualizar fallas activas "ciegas" y "expuestas" que inclinan tanto al suroeste "ciegas" como al noroeste (Figura 9).

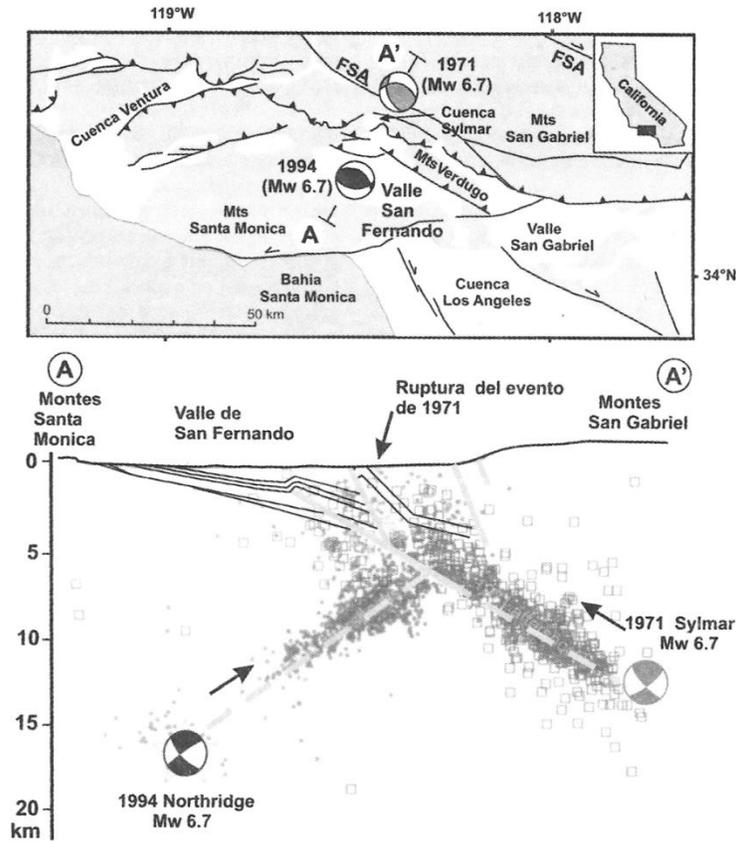


Fig. 9. Esquema sismotectónico del Valle de San Fernando en California (EEUU). Se muestran los terremotos destructivos de Northridge de 1994 ( $M_w$  6.7) y de Sylmar (San Fernando) de 1971 ( $M_w$  6.7), mecanismos focales (en proyección horizontal y vertical), profundidades focales y la distribución de réplicas para cada uno. El terremoto de 1971 de San Fernando podría ser un ejemplo similar al terremoto de 1944, mostrando un mecanismo focal de fallamiento inverso, profundidad superficial ( $\sim 12$  km) y asociación con rupturas expuestas esparcidas en superficie con varias estructuras menores (modificado de Tsutsumi y Greensfelder [23, 61]). Los cuadrados son las réplicas del terremoto de 1971 y los puntos las correspondientes al terremoto de 1994.

#### 4. Conclusiones

A partir del análisis de las formas de ondas del terremoto histórico de San Juan, Argentina, del 15 de enero de 1944, se han obtenido los mejores parámetros para la fuente sísmica. La mejor solución indica un mecanismo focal inverso (azimuth  $45^\circ$ , buzamiento  $35^\circ$  al sureste, dirección de desplazamiento  $110^\circ$ ), un

momento sísmico  $M_0 = 3.34 \times 10^{19}$  Nm, una magnitud momento  $M_w = 7.0$  y una profundidad focal entre 9 y 13 km. La función de fuente es impulsiva, simple y de 10 s de duración. La incertidumbre obtenida a partir del análisis de formas de ondas para los parámetros estimados es de  $\pm 15^\circ$  en el rumbo y dirección de desplazamiento, y  $\pm 5^\circ$  en el buzamiento. El mismo análisis

indica un error de 5 km para la profundidad focal, aproximadamente.

Basado en nuestros resultados y en las observaciones geológicas, el terremoto de 1944 corresponde a un mecanismo focal de fallamiento inverso muy probablemente asociado a una falla de rumbo N45°E que inclina al sureste aproximadamente 35°.

Se observa una buena correlación entre la falla inversa expuesta de La Laja y la falla sismogénica que se activó durante el terremoto de 1944  $M_w = 7.0$ :

- La profundidad focal y la geometría de la falla buzando al este son consistentes con los parámetros (azimuth, buzamiento y dirección de desplazamiento) observados a lo largo de la falla de La Laja.
- La solución del plano de falla con buzamiento hacia al este es compatible con el sentido de los vectores de desplazamiento (inverso y lateral derecho) observado en superficie para la escarpa de la falla de La Laja durante el terremoto de 1944.
- Dada la escasa profundidad focal del evento (~11 km) de este terremoto, es más probable que haya ocurrido sobre un plano de falla que se activó muy cerca de la superficie.
- Algunos reportes de rupturas en Ullum durante el terremoto de 1944 pueden estar asociadas con la actividad a lo largo de la misma estructura consistente con la falla de La Laja.
- Es difícil observar la continuidad de fallas expuestas en el sector de la falla de La Laja hacia el suroeste [56, 26, 9], debido a la presencia de sedimentos sin consolidar y sitios de agricultura, lo que dificulta su seguimiento en un mapa (Figura 2a).
- No se han observado otras fallas que hayan mostrado rupturas co-sísmicas importantes durante el terremoto de 1944.

Nuestros resultados para el terremoto de 1944 muestran un estilo de deformación similar al observado para las Sierras Pampeanas [30, 49] donde los bloques de basamento son principalmente levantados por fallas que buzando al este (Figura 2). Considerando la estructura activa profunda buzando al oeste reconocida por Smalley et al. (1993) en estudios sísmicos previos [56] y la activación de una falla inversa buzando al este por el terremoto de 1944 (Figura 2), la zona de la falla de La Laja es altamente activa y asociada a elevado peligro sísmico para la ciudad de San Juan asociado a fallas ciegas y fallas expuestas o muy cercanas a la superficie relacionadas con la Precordillera Oriental.

La caracterización del evento de 1944 ( $M_w = 7.0$ ) exhibe una función de fuente simple de corta duración y profundidad focal superficial diferente al evento más reciente de 1977 ( $M_w = 7.5$ ),

el cual consistió de un evento múltiple en las Sierras Pampeanas [42]. Esta deformación en la región andina de trasarco muestra diferentes niveles de deformación dentro de la corteza consistentes con observaciones propuestas [50, 17, 21] en los alrededores de San Juan. Los terremotos de 1944 (este estudio) y 1977 [42] muestran mecanismos predominantemente inversos (Figura 2), pero difieren en sus profundidades focales, funciones de fuente y la complejidad de rupturas co-sísmicas. Debido a que la ocurrencia de terremotos grandes es esporádica, el estudio de sismogramas históricos constituye una herramienta valiosa para identificar y cuantificar estructuras activas, las cuales son importantes en el mapeo del peligro sísmico en esta área.

#### Agradecimientos

Agradecemos a Jim Dewey, Keith Koper, Rick McKenzie, Tony Monfret, Luis Rivera, John Ebel, Víctor Cruz, Joseph Batlló y Brian Ferris, por ayudarnos a obtener copias en papel del terremoto histórico de 1944. A Maureen Aspreen del International Seismological Centre (ISC) que nos proveyó de valiosos documentos históricos. Agradecemos a Alberto Sáez por ayudarnos a obtener copias de diarios argentinos de aquella época. Agradecemos al Dr. Carlos Costa y al Dr. Víctor Ramos por interesantes discusiones. Parte de esta investigación fue financiada por un proyecto de la NSF (EAR-9811878) y por el LASPAU-Universidad de Harvard a partir del premio "Lewis A. Tyler Trustees' Fund Award (2003)", el premio "National PERISHIP Award (2004)", y "CHEVRON-TEXACO Summer Scholarships" 2004 y 2005 a P. Alvarado.

Los mapas fueron generados usando el software Generic Mapping Tools [65]. Usamos también SAC2000 [66] para procesar los datos y datos sísmológicos del ISC, y de los boletines de USGS-NEIC.

#### Referencias

- [1] Aguirre-Ruiz J., Castano J.C., Earthquake Information Bull. 14 (1982) 10-15.
- [2] Alvarado P., Beck S., Zandt G., Araujo M., Triep E., Geophys. J. Int. 163, 580-598 (2005).
- [3] Alvarado, P., Beck, S. L., Earth and Planetary Science Letters. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.01: v.243, p.615 - 631, (2006).
- [4] Baldis B., Bordonaro O., IX Congreso Geológico Argentino 4, 190-207, (1984).
- [5] Barazangi M., Isacks B., Geology 4, 686-692, (1976).
- [6] Bastias H., Tello G., Perucca L.P., Paredes J.D., in: V.A. Ramos (Ed.), *Geología y recursos naturales de Mendoza*, XII Argentine Geol. Congr. - II Petroleum Explor. Congr., 645-658, (1993).

- [7] Bromirski P.D., Chuang S., *SeisDig: Software to digitize scanned analog seismogram images*, University of San Diego, U.S.A., 2003, 28 pp.
- [8] Cahill T., Isacks B., *J. Geophys. Res.* 97, 17503-17529 (1992).
- [9] Castano J.C. and Zamarbide J.L., *Rev. Geofísica* 34, 17-38 (1991).
- [10] Castano J.C., *International Symposium on Earthquake Disaster Prevention* 3, 61-70 (1992).
- [11] Castellanos A., *Contribución a los estudios sísmicos en la República Argentina. El caso de San Juan. Monografías*, Universidad Nacional del Litoral, Rosario, Argentina, I, II, III, 383 pp (1944).
- [12] Centro Regional de Información sobre Desastres. América Latina y El Caribe, on-line database, ([www.crid.or.cr](http://www.crid.or.cr)), (2005).
- [13] Centro Regional de Sismología para América del Sur, *Intensidades sísmicas para los terremotos destructivos de Argentina*, on-line catalog ([www.ceresis.org](http://www.ceresis.org)), (2005).
- [14] Chinn D.S., Isacks B.L., *Tectonics* 2, 529-563, (1983).
- [15] Christensen D., Ruff L., *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 1637-1656 (1985).
- [16] Colombo F., Busquets P., Ramos E., Vergés J., Ragona D., *J. South Am. Earth Sci.* 13, 611-626 (2000).
- [17] Comínguez A.H., Ramos V.A., *Revista Geológica de Chile* 18, 3-14, (1991).
- [18] Costa C., Machette M., Dart R., Bastias H., Paredes J.D., Perucca L.P., Tello G., Haller K., *U.S. Geol. Surv. Report* 00-0108, 76 pp., (2000).
- [19] *Diario La Nación*, Argentina. Edición del 13 Junio de 1952.
- [20] *Diario Los Andes*, on-line. Tapas históricas, [www.losandes.com.ar/2001/0901/tapashistoricas.htm](http://www.losandes.com.ar/2001/0901/tapashistoricas.htm)
- [21] Gilbert H., Beck S., Zandt G., *Geophys. J. Int.*, 165, 383-398, (2006).
- [22] Goldstein P., Dodge D., Firpo M., *SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, UCRL-JC-135963*, Invited contribution to the IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology (1999).
- [23] Greensfelder R., *Geology* 24, 62-68, (1971).
- [24] Groeber R.P., *Movimientos tectónicos contemporáneos y un nuevo tipo de dislocaciones*. (In: *Notas del museo de La Plata, Argentina*), pp. 365-375 (1944).
- [25] Gutscher M., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl R., *Tectonics* 19, 814-833 (2000).
- [26] Harrington H., *Volcanes y terremotos*, Pleamar, Buenos Aires, Argentina, 251 pp., (1944).
- [27] INPRES, *Listado de terremotos históricos*, catalogo on-line, ([www.inpres.gov.ar](http://www.inpres.gov.ar)), (2008).
- [28] INPRES, *Microzonificación sísmica del Valle de Tulum, provincia de San Juan: Resumen ejecutivo*, San Juan, Argentina, 120 pp., (1982).
- [29] Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), *El terremoto de San Juan del 23 de noviembre de 1977. Informe preliminar*, San Juan, República Argentina, 103 pp., (1977).
- [30] Jordan T.E., Allmendinger R.W., *The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation*, *Am. J. Sci.* 286, 737-764, (1986).
- [31] Jordan T.E., Gardeweg M., *Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes*, in: Z. Ben Avraham (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic evolution of the Pacific margins*, Oxford University Press, New York, pp. 193-207, (1987).
- [32] Jordan T.E., Allmendinger R.W., Damanti J.F., Drake J.F., *J. Geol.* 101, 135-156, (1993).
- [33] Jordan T.E., *Retroarc foreland and related basins*, in: Busby C., Ingersall R. (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins*, Blackwell Science, Cambridge, MA, pp. 331-362, (1995).
- [34] Kadinsky-Cade K., *Seismotectonics of the Chilean margin and the 1977 Cauce earthquake of western Argentina*. Ph.D. Thesis, Cornell University, Ithaca, New York, U.S.A., 1985, 253 pp.
- [35] Kadinsky-Cade K., Reilinger R., Isacks B., *J. Geophys. Res.* 90, 12691-12700, (1985).
- [36] Kanamori H., *Importance of historical seismograms for geophysical research*, in: Lee W.H.K., Meyers H., Shimazaki K. (Eds.), *Historical seismograms and earthquakes of the world*, Academic Press, Inc., pp.16-33, (1988).
- [37] Kay S., Mpodozis C., Ramos V., Munizaga F., *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 33°S)*, In: R.S. Harmon, C.W. Rapela (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 265, 113-137, (1991).
- [38] Kendrick E., Bevis M., Smalley R.(Jr), Brooks B.A., Barriga R., Lauría E., Souto L.P., *J. South Am. Earth Sci.* 16, 125-131, (2003).
- [39] King G.C.P., Stein R.S., Lin J., *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 84, 935-953, (1994).
- [40] Krugh W.C., Meigs A., *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs* 35, pp. 97, (2003).
- [41] Langer C.J., Bollinger G.A., *Tectonophysics* 148, 131-146, (1988).
- [42] Langer C.J., Hartzell S., *Phys. Earth Planet. Inter.* 94, 121-132 (1996).
- [43] *La Plata Seismic Observatory, Boletín sismológico 15 de enero de 1944*, Observatorio Astronómico de la Universidad Nac. de La Plata, Argentina, pp. 1, (1944).
- [44] Lettis W.R., Wells D.L., Baldwin J.N., *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 1171-1198 (1997).
- [45] Martínez R., Pérez A.M., *XI Congreso Geológico Argentino*. 2, 325-329, (1990).
- [46] Ortiz A., Zambrano J., 1981, *VIII Congreso Geológico Argentino* 3, 59-74, (1981).
- [47] Perucca L.P., Paredes J.D., *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57, 45-54, (2002).
- [48] Pujol J., Chiu J.M., Smalley R.(Jr.), Regnier M., Isacks B.L., Chatelain J.L., Vlasity J., Vlasity D., Castano J.C., Puebla N., *Bull. Seismol. Soc. Am.* 81, 2441-2457, (1991).
- [49] Ramos V.A., Cristallini E.O., Pérez D.J., *J. South Am. Earth Sci.* 15, 59-78, (2002).
- [50] Regnier M., Chatelain J.L., Smalley R.(Jr.), Chiu

- J.M., Isacks B., Araujo M., Bull. Seismol. Soc. Am. 82, 2549-2571, (1992).
- [51] Ruff L., Geophys. Res. Lett. 16, 1043-1046 (1989).
- [52] Schiffman C.R., Meigs A.J., Fall Meet. Suppl., Abstract T22C-04. Eos Trans. AGU 86(52), (2005).
- [53] Seismological Notes, Bull. Seismol. Soc. Am. 42, 280-281, (1952).
- [54] Siame L.L., Bellier O., Sébrier M., Bourlès D.L., Leturmy P., Pérez M., Araujo M.A., Geophys. J. Int. 161, 416-418, (2005).
- [55] Siame L.L., Bellier O., Sébrier M., Bourlès D.L., Leturmy P., Pérez M., Araujo M.A., Geophys. J. Int. 150, 241-260, (2002).
- [56] Smalley R.(Jr.), Pujol J., Regnier M., Chiu J.M., Chatelain J.L., Isacks B.L., Araujo M., Puebla N., Tectonics 12, 63-76, (1993).
- [57] Smalley R., Chiu J.M., Pujol J., Isacks B.L., Regnier M., Chatelain J.L., Araujo M., Seismological Research Letter, 62, 184-185, (1991).
- [58] Tillotson E., Nature, 153, 132-133, (1944).
- [59] Toda S., Stein R.S., Richards-Dinger K., Bozkurt S., J. Geophys. Res. 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415, (2005).
- [60] Triep E., Quiroga M., Bilbao S., Alvarado P., Avila C., Lince F., López P., Olivares C., Pereyra M., Plasencia M., Rivas H., Ruiz F., Sabbione N., Sierra G., Staff C., Suárez E., Vergara M., Congreso Geológico Argentino CD-ROM, Artículo 249, 6 pp, (2002).
- [61] Tsutsumi H., Yeats R.S., Bull. Seismol. Soc. Am. 89, 1232-1249, (1999).
- [62] United States Geological Survey and the Southern California Earthquake Center, Science 266, 389-397, (1994).
- [63] Wells D.L., Coppersmith K.J., Bull. Seismol. Soc. Am. 84, 974-1002, (1994).
- [64] Wessel P., Smith W.H.F., Eos Trans. Am. Geophys. Un. 72, 441 y 445-446, (1991).
- [65] Von Gosen W., J. Struct. Geol. 14, 643-667, (1992).
- [66] Yáñez G.A., Cembrano J., Pardo M., Ranero C., Selles D., J. South Am. Earth Sci. 15, 23-38, (2002).
- [67] Zapata T.R., Allmendinger R.W., Tectonics 15, 1065-1083, (1996).

*Manuscrito recibido el 2 de agosto de 2007.*

*Aceptado el 6 de setiembre de 2007.*