

Parametrización sismológica del sismo del 30 de noviembre de 2018, Buenos Aires, Argentina

Agostina VENERDINI^{1,2}, Luciana LÓPEZ³, Paola OROZCO¹, Gerardo SÁNCHEZ^{2,3}, Patricia ALVARADO^{1,2}, Laura PERUCCA^{1,4} y Romina GALVÁN⁵

¹Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan

²Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan

³Instituto Nacional de Prevención Sísmica, San Juan

⁴Instituto de Geología Emiliano Pedro Aparicio, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan

⁵Observatorio Argentino Alemán de Geodesia, CONICET - Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, La Plata

Email: agostina.venerdini@unsj-cuim.edu.ar

Editor: Augusto Rapalini

RESUMEN

El 30 de noviembre de 2018 ocurrió un sismo al SE de la ciudad de Buenos Aires, Argentina. Fue percibido por gran parte de la población en la zona epicentral en el Cratón del Río de la Plata, considerado como una zona continental estable. Utilizando tiempos de arribos de ondas P y S en 12 trazas sísmicas registradas por estaciones sismológicas de Argentina, Uruguay y Brasil a distancias epicentrales entre 11 y 900 km, se determinó el hipocentro 34,9°S, 58,23°O y 19 km de profundidad. Se estimaron las magnitudes local ($M_L=3,9$) y momento ($M_w=3,7$). Se calculó el mecanismo focal obteniendo dos posibles planos de fallamiento de acimut $\delta=112^\circ$ y 234° , buzamiento $\alpha=68^\circ$ y 38° y ángulo del vector desplazamiento $\lambda=122^\circ$ y 38° , respectivamente. Se analizaron 150 datos de percepción reportados por la población para determinar intensidades sísmicas de Mercalli Modificada IMM en la zona epicentral, incluyendo máximos de IMM=IV. Nuestros resultados ($\delta=112^\circ$, $\alpha=68^\circ$ y $\lambda=122^\circ$) muestran buena correlación con estructuras orientadas ONO del sistema de fallas Paraná y con el patrón de la distribución de IMM en sentido NO-SE. Menor correlación se observa entre los parámetros hallados del otro posible plano de falla y estructuras de antiguos fallamientos orientadas en sentido SO-NE. Se determinó un modelo de velocidades sísmicas para el Cratón del Río de la Plata sobre la base de estudios previos. La localización sísmica se obtuvo considerando ese modelo y luego, se comparó con otras localizaciones utilizando otro modelo de velocidades sísmicas promedio de Argentina y con determinaciones sísmicas globales para el hipocentro y magnitud.

Palabras clave: *Sismo cortical, Reactivación sísmica, Margen pasivo, Sistema de Fallas Paraná*

ABSTRACT

Seismological Parametrization of the November 30, 2018 Seismic Event, Buenos Aires, Argentina.

On 30 November 2018 an earthquake occurred to the southeast of Buenos Aires city, Argentina. The event was felt by many people in the epicentral zone in the Río de la Plata Craton, which is considered as a stable continental zone. We determined the hypocenter at 34.9°S, 58.23°W and 19 km depth using P and S-wave arrival times of 12 seismic traces recorded by seismological stations of Argentina, Uruguay and Brazil, at epicentral distances between 11 and 900 km. The local ($M_L=3.9$) and moment ($M_w=3.7$) magnitudes were also estimated. The calculated focal mechanism indicates two possible fault planes with azimuth $\delta=112^\circ$ y 234° , dip $\alpha=68^\circ$ y 38° and rake $\lambda=122^\circ$ y 38° , respectively. 150 perception reports from the population were analyzed in order to determine Modified Mercalli seismic intensities (MMI) in the epicentral area, including maximum values of IV. Our results ($\delta=112^\circ$, $\alpha=68^\circ$ and $\lambda=122^\circ$) show a good correlation with the WNW trend of the Paraná Fault System structures and with the pattern of MMI of a NW-SE orientation. Less correlation between the parameters determined for the other possible fault plane and old faulting structures of SW-NE trend is found. Based on previous studies a seismic velocity model was determined for the Río de la Plata Craton. The seismic location was obtained considering this velocity model. Then, it was compared with other locations using another average seismic velocity model of Argentina and global seismic determinations for the hypocenter and magnitude.

Keywords: *Crustal earthquake, Seismic reactivation, Passive margin, Paraná Fault System*

ANTECEDENTES SISMOTECTÓNICOS Y GEOLÓGICOS

El sector del Cratón del Río de la Plata, en el margen pasivo de la Placa Sudamericana, se caracteriza por ser una región continental estable (Dalla Salda 1999). Sin embargo, desde fines del siglo XIX existen reportes de sismicidad en esta región (Alvarado 2016, Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Argentina -INPRES 2019). Algunos ejemplos son los sismos del 5 de agosto de 1848, 5 de junio de 1888 (magnitud > 5), 26 de junio de 1988 (magnitud 5,2), 10 de enero de 1990, 7 de noviembre de 2016 (magnitud > 4), (Ameghino 1888, Benavidez Sosa 1998, Assumpção 1998, INPRES 2019, GI-P Protocolo interinstitucional de gestión de información 2015, *United States Geological Survey, EEUU -USGS* 2019) y el reciente sismo del 30 de noviembre de 2018 que se estudia en este trabajo (Fig. 1). La ciudad de Buenos Aires se encuentra en una Zona Sísmica 0 (INPRES 2019), debido a que se registran con muy poca frecuencia sismos con intensidades sísmicas superiores a III en la escala Mercalli Modificada (IMM) (Wood y Neumann 1931).

Este trabajo se enfoca en el estudio sísmológico del sismo superficial ocurrido el 30 de noviembre de 2018 en el Cratón del Río de la Plata, el cual fue percibido por la población ubicada en la zona epicentral y zonas adyacentes y, registrado por estaciones sísmológicas pertenecientes a instituciones nacionales e internacionales de Argentina, Uruguay y Brasil (Fig. 2).

La estructura litosférica del Cratón del Río de la Plata hasta el presente no ha sido suficientemente estudiada. Estudios de Collaço (2014), Collaço *et al.* (2014), Rosa (2015) y Rosa *et al.* (2016) de la litósfera adyacente en la Cuenca Chaco-Paraná utilizaron tomografía de ondas superficiales Love y Rayleigh y de ruido ambiental. También, se analizó la estructura de velocidades hasta 300 km de profundidad con inversión conjunta de funciones receptoras bajo la estación sísmológica TRQA (Fig. 2) y dispersión de ondas superficiales Rayleigh y Love determinando un espesor de corteza de 40 km (Rosa 2015). Por otra parte, se conoce la estructura sísmica de la corteza y el manto superior a nivel regional para Sudamérica (Chulick *et al.* 2013) con calibraciones del espesor cortical obtenidas de refracción sísmica, tomografía de sismos, análisis de ondas superficiales y

de funciones receptoras (Assumpção *et al.* 2013). En Argentina, Sánchez *et al.* (2013) propusieron un modelo regional que representa en promedio la estructura sísmica de la litósfera incluyendo al Cratón del Río de la Plata, situando la discontinuidad Moho a 40 km de profundidad. Sin embargo el Cratón del Río de la Plata correspondiente a la zona epicentral bajo estudio, carece de un modelo local de velocidades sísmicas que describa en detalle la estructura sísmica de esta región. Estos modelos, así como una cobertura densa de estaciones sísmológicas son necesarios para obtener una localización sísmica con los menores errores espaciales y temporales posibles (ej. Venerdini *et al.* 2016). Cabe destacar que, la región donde ocurrió el sismo de 2018 presenta una escasa distribución de estaciones sísmológicas, a pesar de que las zonas consideradas estables son susceptibles a deformaciones (Talwani 2014). Un ejemplo reciente de esta deformación en Argentina se produjo como consecuencia del megaterremoto de subducción chileno del 27 de febrero de 2010 de magnitud Mw 8,8 (USGS 2019). En sus etapas co-sísmicas y post-sísmicas, estaciones de GPS registraron variaciones en velocidades verticales y horizontales en el Cratón del Río de la Plata en Buenos Aires (Argentina) (Sánchez y Drewes 2016, Klein *et al.* 2016). La deformación presente en el Cratón del Río de la Plata no sólo se debe a la transmisión de esfuerzos provenientes del oeste como consecuencia de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Cahill e Isacks 1992, Anderson *et al.* 2007), sino también a su interacción con aquellos procedentes desde el este por el empuje generado en la apertura de la dorsal Atlántica (DeMets *et al.* 2010, Rossello *et al.* 2018, Brunetto *et al.* 2019). Esta interacción causaría un régimen de esfuerzos compresivo/transpresivo en el Cratón del Río de la Plata reactivando estructuras regionales que forman parte de antiguas cuencas y estructuras asociadas a la apertura del océano Atlántico durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior; un ejemplo lo constituye la Cuenca del Salado que representa una de las cuencas eulacogénicas producidas luego de la apertura del rift atlántico (Rolleri 1975, Introcaso y Ramos 1984, Barredo y Stinco 2010) (Fig. 1).

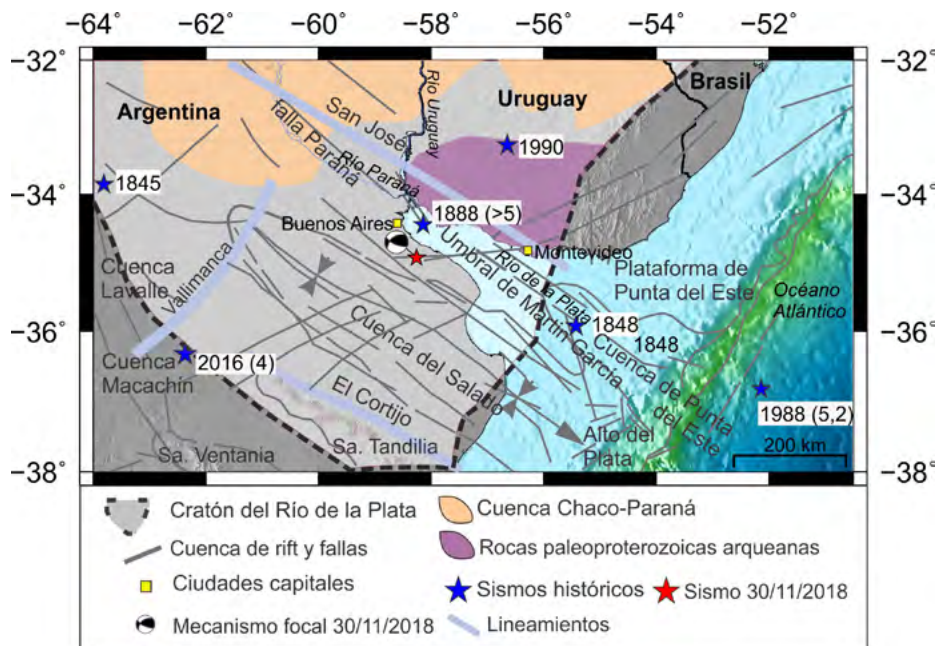


Figura 1. Mapa geológico estructural del margen pasivo en la zona cercana al sismo de Buenos Aires del 30/11/2018. Se muestra la plataforma continental en Argentina y Uruguay (Modificado de Daziano y Somaruga 1981, Ramos 1996, Cingolani 2005), actividad sísmica histórica (estrella azul) indicando año de ocurrencia y magnitud entre paréntesis (Ameghino 1888, Benavidez Sosa 1998, Assumpção 1998, GI-P Protocolo interinstitucional de gestión de información 2015, Alvarado 2016, USGS 2019, Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) 2019) y ciudades capitales. La estrella roja indica el epicentro del sismo estudiado y se muestra su mecanismo focal.

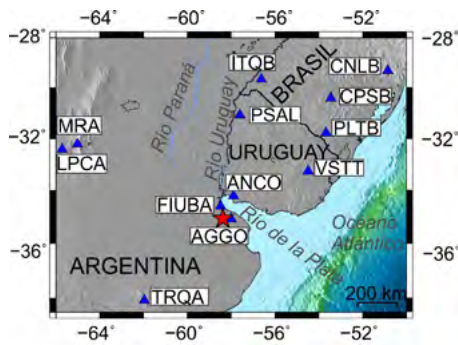


Figura 2. Estaciones sismológicas (triángulos azules) que registraron el sismo del 30 de noviembre de 2018 (estrella roja) utilizadas en su localización: LPCA (Grupo de Sismotectónica - Observatorio Sismológico de CIGEOBIO-CONICET-UNSJ, Universidad Nacional de San Luis, INPRES); MRA (RNES-Red Nacional de Estaciones Sismológicas de INPRES 2019); AGGO (Observatorio Argentino Alemán de Geodesia); FIUBA (Universidad de Buenos Aires administrada por la RNES, INPRES 2019); TRQA (GSN-Global Seismograph Network 2019); ANCO y VSTT (Observatorio Geofísico del Uruguay 2019); PLTB, ITQB, CNLB y CPSB (red BL de la Universidad de São Paulo administradas por la red RSBR - Rede Sismográfica Brasileira - Bianchi *et al.* 2019); PSAL (red temporaria XC del Proyecto Pantanal - Chaco - Paraná Basin).

Según Ramos (1996), el rasgo tectónico principal de esta región en la plataforma es el predominio de estructuras paralelas a las zonas de suturas proterozoicas. Es así que el umbral de Martín García y las estructuras de la Cuenca del Salado y Punta del Este tienen un rumbo ONO paralelo a la deformación penetrativa observada en el basamento transamazónico del Cratón del Río de la Plata. Cingolani (2005) destacó que el umbral de Martín García estaría vinculado directamente con el sector uruguayo del Cratón del Río de la Plata, separado por importantes fracturas que coinciden con los ríos Paraná y Uruguay (Fig. 1).

Por otro lado, la Cuenca del Salado se ubica en el margen atlántico continental y marino bonaerense, que tiene alcance hasta la Cuenca Punta del Este (Soto *et al.* 2011). También se han detectado estructuras paralelas a las zonas de sutura proterozoicas de orientación NO Raggio *et al.* 2002). Es así que la mayor parte del margen a lo largo de Brasil, Uruguay y Argentina (hasta los 48°S) se caracteriza por ser definitivamente divergente, desarrollado a partir del rifting atlántico iniciado en el Jurásico (Perillo y Kostadinoff 2005), presentando fallas que fueron extensionales y se acomodaron paralelas al eje de la Cuenca de Claromecó, las

cuales manifiestan mecanismos de deformación transpresivos del eje (Fryklund *et al.* 1996). Actualmente, estas fallas son de gran longitud y escaso desplazamiento que se propaga en zonas de debilidad preexistentes. También en el Cratón del Río de la Plata se encuentra el sistema de fallas Paraná, estructura que aparece controlando actualmente la geometría de las cuencas del río de la Plata (Pasotti 1974) (Fig. 1). A partir del análisis de curvas de igual profundidad al techo de basamento, ha sido sugerida la presencia de una estructura de rumbo N70°O, por debajo del río Paraná. Esta estructura cortaría el basamento y podría corresponder al sistema de fallas Paraná, con una longitud que superaría los 400 km, una probable componente horizontal dextral y evidencia de actividad tectónica cuaternaria que controlaría la dinámica del río Paraná (GI-P Protocolo de Sismos en el Territorio Argentino 2015). Este sistema cambia bruscamente su rumbo, de N-S a NO donde delimitan el umbral de Martín García que eleva rocas del basamento cristalino en un lineamiento que en términos generales es coincidente con el curso del río Paraná, entre Rosario y el río de la Plata. Este alto estructural ha sido reconocido y definido con exploraciones petroleras (Zambrano 1974, Yrigoyen 1975). Padula y Mingramm (1968) señalaron la existencia de importantes fracturas de rumbo NO y determinaron el diseño de las cuencas sedimentarias como la Cuenca del Salado y la Cuenca de Punta del Este, separadas por el alto de Martín García (Fig. 1), con unos 7000 m de espesor de depósitos mesozoicos y cenozoicos apoyados sobre un basamento cristalino paleozoico (Stoakes *et al.* 1991, Tavella y Wright 1996).

Marengo (2008) interpretó un control estructural del río Paraná por un sistema de fallas de rumbo N-S y fallas asociadas NO y E-O con componente de rumbo, indicando que muchas de ellas mostrarían un desplazamiento hacia el este del bloque septentrional (dextral). Estas estructuras habrían sido activas durante el Cuaternario, incluso en el Holoceno (Iriondo 1999). Por otra parte, autores como Daziano y Somaruga (1989) y Ramos (1996) además de identificar en el Cratón del Río de la Plata estructuras dominantes con orientación NO proponen lineamientos meno-

res con orientación NE. Por el contrario, Rossello *et al.* (2011, 2018) proponen la ausencia del umbral Martín García en el estuario del río de la Plata y en su lugar posicionan estructuras con tendencia ENE.

CARACTERIZACIÓN SÍSMICA Y SU ANÁLISIS

Datos y metodología

Parámetros de la Fuente Sísmica: Para el análisis de datos se dispuso de trazas sísmicas registradas en once sismógrafos de banda ancha de tres componentes y un acelerógrafo (Fig. 2). Los datos fueron provistos por INPRES (Red Nacional de Estaciones Sismológicas, RNES), el Observatorio Sismológico del Grupo de Sismotectónica del Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biosfera (CIGEOBIO) - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) - Universidad Nacional de San Juan (UNSJ) - Universidad Nacional de San Luis (UNSL) y el Observatorio Argentino Alemán de Geodesia en Argentina, el Observatorio Geofísico y la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República (Red Uruguay, UY) en Uruguay, la RSBR (*Rede Sismográfica Brasileira*) (Bianchi *et al.* 2018) y el Centro de Sismología de la Universidad de São Paulo en Brasil. De esta manera el epicentro hallado quedó rodeado de estaciones sismológicas alcanzando la mayor cobertura acimutal posible a distancias locales a regionales (Fig. 2).

La localización sísmica realizada utilizó el paquete computacional SEISAN v10.3 (Ottmöller *et al.* 2011). Se identificaron manualmente 12 tiempos de arribos de ondas P en las componentes verticales de los sismogramas y 11 arribos de ondas S en las componentes sísmicas horizontales disponibles. Se aplicaron diferentes criterios de ponderación tanto por calidad de lectura de fase como por distancia (un ejemplo de esta metodología puede verse en Venerdini *et al.* 2016). Así, se asignaron pesos por calidad, que corresponden a factores de ponderación de 0,75, 0,5, 0,25 y 0 los cuales se aplicaron a las fases P y fases S en función de los tiempos residuales obtenidos para cada fase. Para la ponderación por distancia, se pondera-

ron las distintas fases de ondas P y ondas S asignando mayor peso a aquellas más cercanas al epicentro de acuerdo con la relación:

$$w = \frac{x_{far} - \Delta}{x_{far} - x_{near}}$$

donde x_{far} es la mayor distancia epicentral de la estación que registró el sismo que se toma en cuenta para la localización, x_{near} es la menor distancia epicentral y Δ , la distancia epicentral del sismo.

Inicialmente, se aproximó un modelo de velocidades sísmicas representativo para la región del sismo estudiado, promediando resultados de estudios de velocidades sísmicas para Sudamérica utilizando otras técnicas descriptas anteriormente (véase ANTECEDENTES) (Fig. 3). Este modelo integrado considera una estructura cortical de cinco capas en la corteza con velocidades de ondas P (V_p) y S (V_s) de 5,31 km/s y 3,07 km/s hasta 2,5 km de profundidad, 5,76 km/s y 3,33 km/s hasta 7,5 km, 6,22 km/s y 3,6 km/s hasta 17,5 km, 6,59 km/s y 3,81 km/s hasta 27 km y 6,76 km/s y 3,91 km/s hasta 36 km de profundidad (Moho). A mayores profundidades se es-

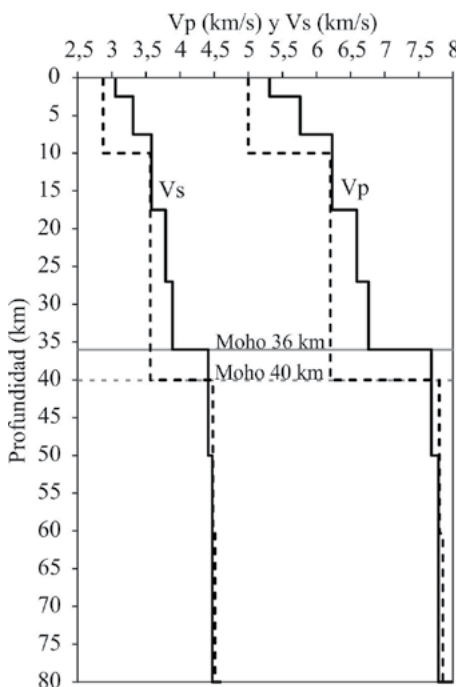


Figura 3. Modelos de velocidades sísmicas de ondas P y ondas S utilizados en la localización sísmica. La línea negra continua representa el modelo de velocidades integrado considerado en este trabajo; la línea negra de trazos representa el modelo de velocidades de Sánchez *et al.* (2013). También se representa la discontinuidad de Mohorovicic en ambos modelos.

timaron para el manto superior V_p 7,68 km/s y V_s 4,44 km/s.

Posteriormente, se procesaron los datos sismológicos con el modelo de velocidades sísmicas propuesto por Sánchez *et al.* (2013) que incluye dos capas de V_p de 5 km/s hasta 10 km de profundidad y 6,2 km/s hasta la Moho a 40 km de profundidad y 7,8 km/s por debajo de la interfase corteza-manto (Fig. 3), con una relación $V_p/V_s=1,74$ constante para todas las profundidades.

Se han calculado dos estimaciones in-

dependientes del tamaño del sismo correspondientes a las magnitudes local (M_L) y momento (M_W). Para determinar M_L se obtuvo la traza del desplazamiento del suelo producido por el sismo en la banda de frecuencias 2 Hz - 20 Hz (filtro Wood-Anderson) y se midió su máxima amplitud en la componente vertical (Figs. 4a y 4b). Como es de esperar para sismos superficiales, la máxima amplitud se registra después de la llegada de la onda S. El cálculo de la magnitud momento M_W se determinó a partir del análisis espectral

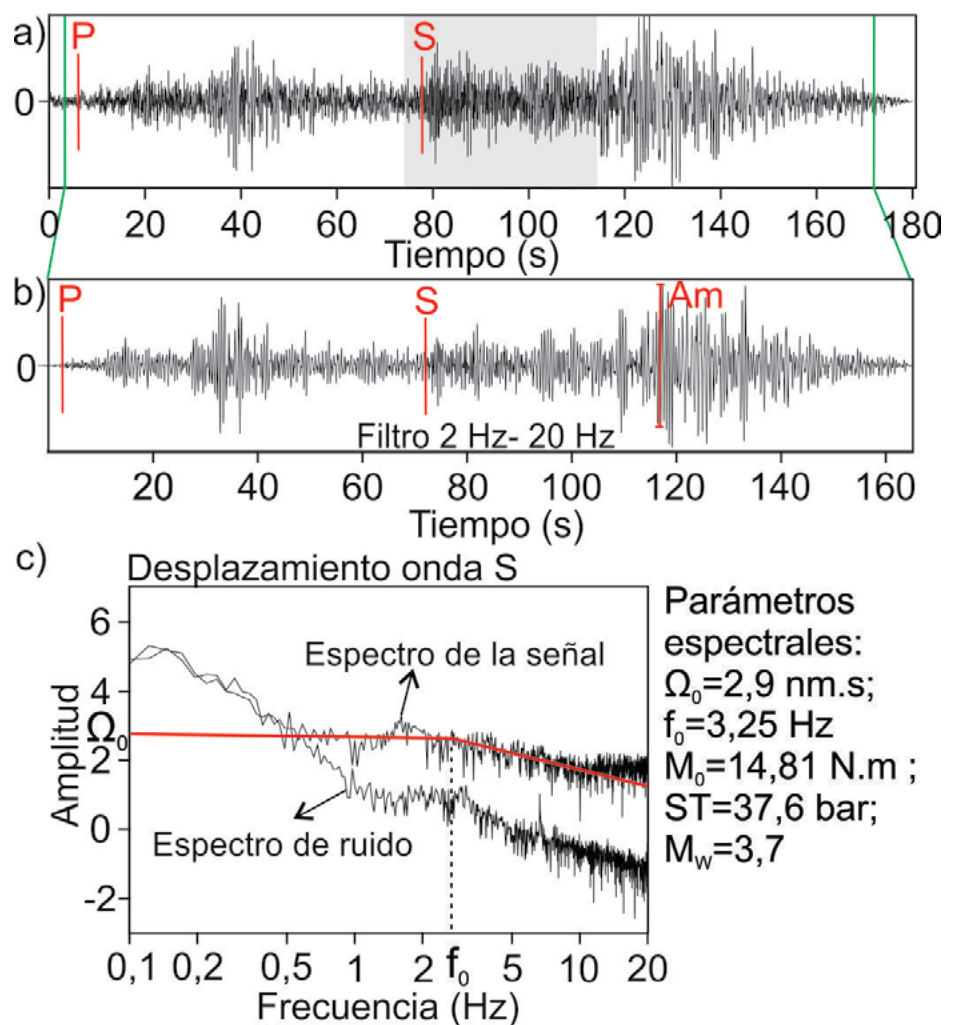


Figura 4. a) Registro de la componente vertical de la estación sismológica LPCA. Las barras verdes indican la ventana de tiempo seleccionada para el cálculo de la magnitud M_L . La ventana resaltada en gris fue considerada para la estimación de la magnitud M_W . Las líneas rojas indican los primeros arribos de las ondas P y S, respectivamente. b) Ventana de tiempo de la señal filtrada entre 2 Hz - 20 Hz (Wood-Anderson) para el cálculo de la magnitud M_L ; Am, indica la máxima amplitud. c) Determinación de la magnitud M_w a partir del espectro de desplazamiento de la onda S y el espectro de ruido, utilizando Seisan (Havskov y Ottemöller 2010). El espectro de la señal muestra la frecuencia esquina ($f_0 = 3,25$ Hz), a partir de la cual hay un decrecimiento aproximadamente lineal en la amplitud del espectro para las mayores frecuencias; el nivel horizontal $\Omega_0=2,9$ nm.s para las frecuencias menores a f_0 , es proporcional al momento sísmico $M_0 = 14,81$ N.m. Otros parámetros obtenidos se relacionan con la caída del esfuerzo $ST=37,6$ bar; radio de la fuente $R=0,4$ km; velocidad de la onda S $Vel=3,8$ km/s; densidad $\rho=2,87$ gm $^{-3}$; distancia hipocentral entre la fuente y la estación LPCA $dist=705$ km; profundidad focal $h=13,7$ km; atenuación regional $Q_0=400$; atenuación local ($Qalp=0.7$; $k=0.02$); banda de la frecuencia espectral=0.010 Hz - 40 Hz.

posterior al arribo de la onda S (Fig. 4a-c) (Ottomöller y Havskov 2003) siguiendo la relación propuesta por Kanamori (1977):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.07$$

donde M_0 es el momento sísmico en unidades N.m, el cual puede obtenerse de acuerdo a Brune (1970) como sigue:

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho v^3}{0.6 \times 2 \times G(\Delta, h)}$$

donde Ω_0 (en unidades nm.s) es el nivel horizontal en el espectro de la señal que se observa antes de la frecuencia esquina f_0 (Hz), a partir de la cual la tendencia de dicho espectro de amplitud varía linealmente con el aumento de la frecuencia como se observa en la Fig. 4c, ρ (en g.cm⁻³) es la densidad, v (en km.s⁻¹) corresponde a V_s , el factor 0,6 se tiene en cuenta para el efecto promedio del patrón de radiación, el factor 2 tiene en cuenta el efecto de la superficie libre, y $G(\Delta, h)$ a la expansión geométrica de la amplitud de la onda sísmica a partir de un foco ubicado a una distancia epicentral Δ (en m) y a una profundidad hipocentral h (en m). En la figura 4c se muestra un ejemplo del cálculo de M_w para la estación LPCA, cuya localización relativa al epicentro se muestra en la figura 2.

La determinación del mecanismo focal se realizó identificando el movimiento de seis primeros arribos de ondas P y, de seis relaciones de amplitudes de ondas SH/P, SV/P y SV/SH. Estos datos se procesaron con el programa Focmec (Snoko 2003) incluido en el paquete de programas Seisan 10.3 (Ottomöller *et al.* 2011). Con esta metodología las diferentes polaridades positivas (compresivas) y negativas (distensivas) registradas a diferentes distancias epicentrales y *backazimuths* pueden separarse en cuadrantes. Esta información es representada en una proyección estereográfica de Lambert-Schmidt para el hemisferio inferior de una esfera focal. De esta manera se determinan los parámetros de acimut (δ), buzamiento (α) y ángulo del vector desplazamiento (λ) para dos posibles planos de fallamiento. Estos planos nodales separan cuatro cuadrantes de los movimientos de primeros arribos de ondas P positivos y negativos (Figs. 5a y 5b). En este trabajo se decidió calcular el

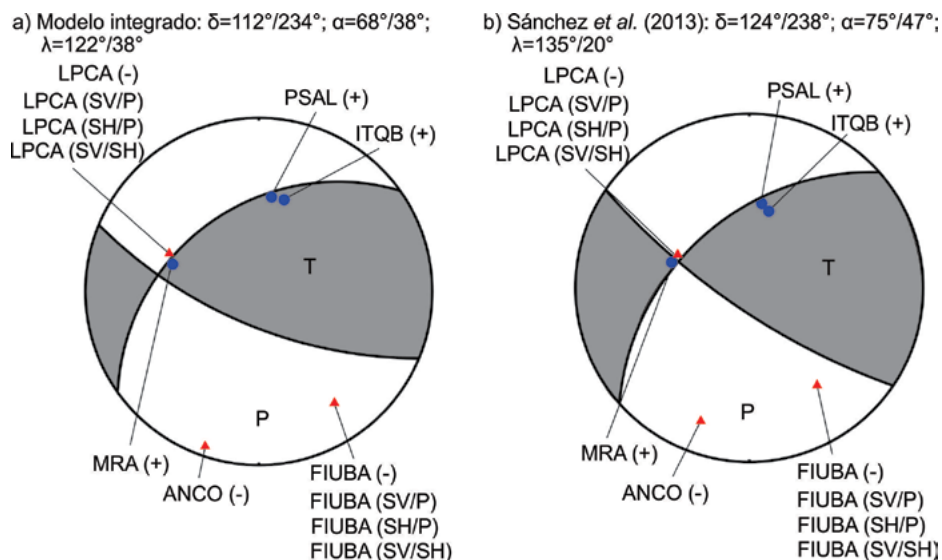


Figura 5. a) Mecanismo focal determinado para el sismo de Buenos Aires del 30/11/2018 utilizando el modelo integrado de este trabajo (Fig. 3). Los círculos azules indican polaridad compresiva (+) y los triángulos rojos indican polaridad distensiva (-) de la primera llegada de la onda P para 6 estaciones sísmicas utilizadas (véase su localización en la Fig. 2). T y P muestran la ubicación de los ejes de tensión y presión, respectivamente para la mejor solución correspondiente a la combinación de acimut (δ), buzamiento (α) y ángulo del vector desplazamiento (λ) de los dos planos de falla que se indican arriba. b) Para comparar se muestra otra determinación utilizando otro modelo de velocidades sísmicas disponible (Sánchez *et al.* 2013; Fig. 3).

mecanismo focal considerando cero errores de polaridad en cada cuadrante y se consideró una tolerancia de error $< 0,3$ para las relaciones de amplitudes de ondas. La solución de los dos posibles planos de fallamiento siguen la convención de Aki y Richards (1980) la cual reporta el acimut del plano de falla, el buzamiento de cada plano entre 0° y 90° medido para el bloque techo situado a la derecha cuando se mira en la dirección del acimut y el ángulo del vector desplazamiento que es el ángulo del movimiento del bloque techo respecto al bloque piso medido sobre el plano de falla desde la dirección del acimut.

Intensidades Sísmicas: Se tuvieron en cuenta los accesos georeferenciados (geolocalizaciones) al sitio www.inpres.gob.ar durante los primeros 20 minutos posteriores al tiempo origen del sismo de Buenos Aires de 2018. Por otro lado, se analizaron las intensidades sísmicas en la escala Mercalli Modificada (Wood y Neumann 1931) producidas por dicho sismo a partir de la base de datos registrada en el sitio web de INPRES (2019) utilizando http://contenidos.inpres.gob.ar/encuesta/encuesta_sismo.php. La misma, reunió 150 descripciones de la percepción del movimiento sísmico en la Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Se convirtieron estos

datos de intensidades II a III, III y III a IV a valores de Máxima Velocidad de Suelo (*Peak ground velocity* PGV) (Worden *et al.* 2012).

Para calcular las intensidades sísmicas a diferentes distancias a partir de las 150 fuentes (geolocalizaciones), se utilizó un modelo de atenuación de PGV obtenido a partir de 54 datos de sismos superficiales de magnitud $3,8 \leq M_L \leq 5,9$ con epicentro en Argentina y las ecuaciones que se muestran a continuación. En ellas, PGV_{ij} es la máxima velocidad de suelo para la distancia al punto j a partir de la fuente i (es decir, al sitio del que se obtuvo un dato de intensidad sísmica, siendo n el número que representa el total de fuentes), Δ_{ij} es la distancia horizontal desde la fuente i a cada punto j (m representa el número total de sitios en el mapa donde se calcularon las intensidades a partir de la ley de atenuación mencionada), p_{ij} es un coeficiente de ponderación inversamente proporcional a la distancia, y finalmente a, b, c, d y e son coeficientes de ajuste al modelo de atenuación A15 modificado para distancias locales y regionales de Atkinson (2015) (Ec. 1). Luego de obtener el cálculo de PGV en todos los puntos disponibles a partir de todas las fuentes, se consideró la suma ponderada de cada valor de PGV calculado en cada punto en función de la

distancia a cada fuente (Ec. 2 y Ec. 3), y por último se reconvirtieron los datos de velocidades a intensidades según Worden *et al.* (2012).

$$PGV_{ij} = PGV_i \cdot e^{(a \cdot M_L + b \cdot M_L^2 + c \cdot \ln(\Delta_{ij}) + d \cdot \Delta_{ij} + e)} \quad (1)$$

$$\overline{PGV}_j = \sum_{i=1}^n PGV_{ij} \cdot p_{ij} \quad (2)$$

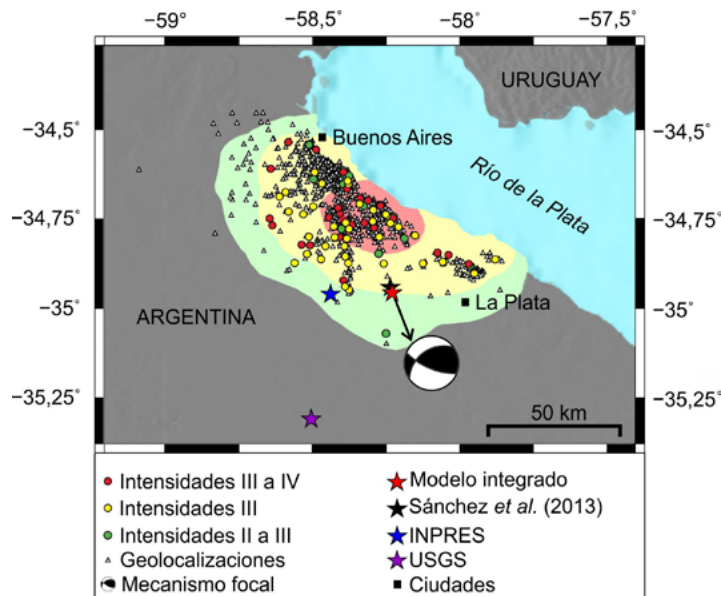
$$p_{ij} = 1 \cdot \frac{\Delta_{ij}}{\sum_{j=1}^m \Delta_{ij}} \quad (3)$$

Otro proceso realizado consistió en un análisis similar utilizando otras leyes de atenuación para la zona de plataforma continental del centro-este de Estados Unidos (Campbell 2003, Atkinson y Boore 2006, Atkinson 2008 y Bindi *et al.* 2017). Debido al umbral mínimo de magnitud a partir de la cual pueden aplicarse estas leyes de atenuación, y a los valores de los coeficientes de la ecuación A15 de Atkinson (2015) para cada uno de estos modelos, es que finalmente se optó por el modelo obtenido con datos de Argentina. Este modelo predice menor atenuación de PGV con la distancia comparado con los modelos de atenuación mencionados que podrían ser aplicados al caso de estudio y muestra una muy buena coherencia con los datos de intensidades sísmicas reportados para las geolocalizaciones de las visitas al sitio web del INPRES (Fig. 6).

RESULTADOS

La localización sísmica para el sismo de Buenos Aires del 30/11/2018 a partir del modelo de velocidades sísmicas integrado (Fig. 3) determinado en este trabajo para el Cratón del Río de la Plata tiene epicentro en 34,9°S, 58,23°O y 19 km de profundidad focal (Figs. 1, 2 y 6; Cuadro 1). Los errores epicentrales hallados son de 6,2 km y 5,2 km para la latitud y la longitud, respectivamente; el error en profundidad focal es de 6,2 km, el RMS (error cuadrático medio de la diferencia entre los tiempos observados y calculados) es de 0,3 s y el GAP es de 152° (Cuadro 1). Se calculó la magnitud $M_L=3,9$ y $M_W=3,7$. La solución del mecanismo focal que se obtuvo indica dos planos de fallamiento de acimut, buzamiento y ángulo del vector desplazamiento $\delta_1=112^\circ$, $\alpha_1=68^\circ$ y $\lambda_1=122^\circ$ y $\delta_2=234^\circ$, $\alpha_2=38^\circ$ y $\lambda_2=38^\circ$, respectivamente (Figs. 5a y 6; Cuadro 1).

Figura 6. Intensidades sísmicas en la escala Mercalli Modificada y localizaciones determinadas (estrellas) para el sismo del 30/11/18 por este estudio y otros organismos nacionales e internacionales (Cuadro 1). El mecanismo focal corresponde a la solución calculada utilizando el modelo de velocidades sísmicas integrado (Fig. 3; Cuadro 1).



Los resultados obtenidos para los parámetros del sismo estudiado han sido comparados con otros obtenidos también en este trabajo utilizando otro modelo de velocidades promedio para representar la transmisión de ondas sísmicas P y S en la litósfera de Argentina de Sánchez *et al.* 2013 (Fig. 3). También se compara con otros reportes de localización y magnitud de catálogos nacionales e internacionales (Cuadro 1 y Fig. 6). Así, puede notarse que la localización sísmica determinada con el modelo de Sánchez *et al.* (2013) (Fig. 3) dista casi 1 km de la localización sísmica obtenida en este trabajo utilizando el modelo integrado (Fig. 3); la determinación de INPRES dista 4,7 km hacia el oeste y aquella del USGS, más de 56 km hacia el suroeste del epicentro hallado. La incorporación de ondas S en el proceso de localización, fue fundamental para lograr un mejor ajuste en la determinación de la profundidad del sismo, algo que no existía en los reportes de catálogos internacionales ya que ese parámetro había sido fijado en sus algoritmos de localización. Cabe destacar que la información de las estaciones más cercanas al epicentro (< 80 km) afectaron ~ 60% en la localización del sismo independientemente del modelo utilizado. El mecanismo focal determinado utilizando el modelo de velocidades de Sánchez *et al.* (2013) muestra una solución similar aunque con mayor componente de rumbo (Fig. 5; Cuadro 1). El mapa de intensidades sísmicas de IMM

obtenido en este trabajo (Fig. 6) muestra la zona de mayores intensidades III a IV en color rojo que corresponden a la envolvente de velocidades calculadas $530.000 \text{ nm/s} \leq PGV < 1.400.000 \text{ nm/s}$, la zona de intensidades III en color amarillo corresponde a la envolvente de PGV calculado $150.000 \text{ nm/s} \leq PGV < 530.000 \text{ nm/s}$ y la zona de intensidades II a III en color verde resultante de la envolvente de los valores de velocidades calculadas $25.000 \text{ nm/s} \leq PGV < 150.000 \text{ nm/s}$. Estas intensidades se basan en reportes de personas que accedieron al sitio web del INPRES durante los primeros 20 minutos posteriores al tiempo origen del sismo (geolocalizaciones). Los valores de intensidades IMM obtenidos se disponen según una orientación NO-SE e indican la dirección de mayor propagación de los efectos del sismo.

INTERPRETACIÓN

Los resultados obtenidos para el sismo del 30 de noviembre de 2018 indican su localización en 34,9°S, 58,2°O y a 19 km de profundidad correspondiente a corteza media (Figs. 3 y 6; Cuadro 1). Este hipocentro produce los menores errores al utilizar un modelo local 1D de la zona epicentral, llamado modelo de velocidades sísmicas integrado en este trabajo (Fig. 3) y la mayor cantidad de lecturas de ondas P y S posibles a escala local a regional. Para la determinación de los parámetros

CUADRO 1. Localizaciones sísmicas para el sismo de Buenos Aires del 30/11/2018, utilizando el modelo de velocidades sísmicas 1D (denominado Integrado) aproximado para la zona de estudio que se muestra en la Figura 3.

	Latitud Sur (°)	Error Latitud (km)	Longitud Oeste (°)	Error Longitud (km)	Profundidad (km)	Error Profundidad (km)	RMS (s)	GAP (°)	M _L	M _w	δ (°)	α (°)	λ (°)
Modelo Integrado	34,90	6,2	58,23	5,2	19	6,2	0,3	141	3,9	3,7	112/234	68/38	122/38
Sánchez <i>et al.</i> (2013)	34,88	6,4	58,24	5,4	21	6,4	0,5	152	3,8	3,6	124/228	75/47	135/20
INPRES	34,9	5,9	58,4	7,5	25f	-	0,4	291	-	3,6	-	-	-
USGS	35,35	14	58,5	14	10f	-	0,5	175	-	3,0Mb	-	-	-

Sombreadas en gris, se lista otra determinación obtenida en este trabajo con otro modelo de velocidades (Sánchez *et al.* 2013) y otras, reportadas por otros organismos. Nótese la letra "f" en la profundidad focal de INPRES y el USGS, que indica que ha sido fijada en el proceso de inversión de localización sísmica. Se muestran los parámetros hipocentrales latitud, longitud, profundidad, sus correspondientes errores; error temporal (RMS) y falta de cobertura acimutal (GAP); magnitud local (M_L), magnitud momento (M_w) y solución de mecanismo focal a través de sus parámetros para los dos planos de fallamiento posibles indicando acimut (δ), buzamiento (α) y ángulo del vector desplazamiento (λ) de cada plano.

de la fuente sísmica se utilizó información de 12 estaciones sismológicas a distancias epicentrales de entre 11 km y 900 km, las cuales registraron el sismo con una distribución acimutal respecto al epicentro aceptable (GAP 141°, Fig. 2 y Cuadro 1). La utilización de los tiempos de llegada de ondas S leídos en las componentes sísmicas horizontales, ha permitido un mejor ajuste de la determinación sísmica del epicentro y fundamentalmente, de la profundidad del hipocentro. Esto muestra diferencia con las localizaciones que fueron reportadas por otros organismos nacionales e internacionales después de los primeros minutos de ocurrencia del sismo utilizando menor cantidad de datos y de mayor distancia epicentral (Cuadro 1). Así, por ejemplo ha podido estimarse con un algoritmo de inversión la profundidad focal en 19 km y su error de +- 6,2 km, lo cual no pudo obtenerse por el USGS (su reporte indicó una profundidad fija de 10 km en los algoritmos de localización) o por el INPRES. Nuestros resultados son comparables con aquellos obtenidos al utilizar el modelo de velocidades regionales disponible de Sánchez *et al.* (2013) (Fig. 3). Ese modelo es utilizado rutinariamente por INPRES y se observan buenos resultados para localizar los sismos del margen pasivo (Fig. 6, Cuadro 1), lo que muestra que el mayor inconveniente de INPRES al localizar el sismo de Buenos Aires de 2018 fue la poca cantidad de observaciones de otras estaciones sismológicas, siendo

éste superado satisfactoriamente en este trabajo (con el aporte de estaciones sismológicas de diferentes organismos nacionales y otras del extranjero Fig. 2).

La magnitud momento Mw 3,7 calculada a partir del análisis espectral del desplazamiento indica un sismo de tamaño pequeño a moderado.

El mecanismo focal determinado con la estructura de velocidades aproximada en este trabajo indica dos posibles planos de fallamiento con acimut, buzamiento y ángulo del vector desplazamiento δ₁=112°, α₁=68°, λ₁=122° y δ₂=234°, α₂=38°, λ₂=38°, respectivamente. Esta solución es comparable a aquella que se obtiene utilizando el modelo de velocidades sísmicas de Sánchez *et al.* (2013) (Cuadro 1). La solución es coherente con las estructuras geológicas que se reportan en la zona que muestran una tendencia NO-SE, similar a la orientación de los ríos Paraná - de la Plata (Padula y Mingramm 1968, Pasotti 1974, (GI-P Protocolo de Sismos en el Territorio Argentino 2015), Fryklund *et al.* 1996, Ramos 1996, Cingolani 2005, Marengo 2008, Raggio *et al.* 2012). Estas estructuras representan tramos de fallas asociadas al sistema de fallas Paraná en una buena correlación con el plano de fallamiento de la solución de mecanismo focal determinado por δ₁=112°, α₁=68° hacia el suroeste y λ₁=122°. Por otra parte, la otra posible solución obtenida a partir del mecanismo focal es consistente con estructuras orientadas NE las cuales

son fundamentalmente propuestas por Rossello *et al.* (2018); estas estructuras, sin embargo son de menor longitud y con menor evidencia en cuanto a su expresión en superficie para canalizar una deformación más evidente asociada a un sismo superficial.

Otro aspecto consistente con una estructura geológica sismogénica orientada en sentido NO-SE proviene del análisis de intensidades sísmicas del sismo del 30 de noviembre de 2018, ya que la distribución de IMM determinadas muestra una elongación en ese mismo sentido (Fig. 6). De acuerdo con Brunetto *et al.* (2019), las fallas preexistentes de las cuencas, generadas por la apertura de rifts durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano (Perillo y Kostadinoff 2005, Barredo y Stinco 2010), serían las zonas débiles más propensas a ruptura actual. En principio, esto se produciría, como consecuencia de la acción de esfuerzos compresivos transpresivos en el Cratón del Río de la Plata. Los lineamientos orientados NE parecen ser menores, y serían de menor probabilidad de haberse activado en el sismo de 2018 de acuerdo con nuestro análisis de intensidades sísmicas.

CONCLUSIONES

A partir del análisis de los datos sismológicos recopilados del sismo ocurrido el 30 de noviembre de 2018, se determinaron

sus coordenadas epicentrales en 34,9°S y 58,23°O y su profundidad focal a 19 km dentro de la corteza media. Se calcularon magnitudes $M_L=3,9$ y $M_w=3,7$, lo cual indica un sismo de tamaño moderado. El sismo fue sentido con intensidad máxima de Mercalli IV. El cálculo del mecanismo focal con primeros arribos de ondas P y relaciones de amplitudes de ondas P, SV y SH indica dos posibles planos de fallamiento de acimut 112°/234°, buzamiento 68°/38° y ángulo del vector desplazamiento 122°/38°. Sobre la base de los antecedentes geológicos, la solución de fuente sísmica obtenida y la distribución de las intensidades sísmicas determinadas en este trabajo, se observa una buena correlación para la solución de fallamiento de acimut 112°, alto ángulo de buzamiento 68° hacia el SO y dirección de desplazamiento 122° inverso con componente de rumbo dextral. Se sugiere en forma preliminar, una relación de dicho sismo con un segmento de falla de rumbo ONO del sistema de fallas Paraná.

Tanto el sismo del 30 de noviembre de 2018 como otros sismos reportados y registrados instrumentalmente en el Cratón del Río de la Plata indican que esta zona del margen pasivo es plausible de actividad sísmica superficial moderna. Estos sismos serían una respuesta a los esfuerzos de compresión que actúan en el margen occidental de subducción de Sudamérica situado a 1.400 km de distancia en la trinchera oceánica chilena hacia el oeste del sismo y, aquéllos relacionados con la dorsal centro-Atlántica localizada a más de 4.300 km al este del sismo.

Si bien la sismicidad observada en el Cratón del Río de la Plata es de tamaño moderado a pequeño, no debería subestimarse el potencial sismogénico de este sector de Argentina tal como lo establece el GI-P Protocolo de Sismos en el Territorio Argentino (2015). Los autores consideran fundamental concretar una cobertura mucho más densa de estaciones sísmológicas de la que existe actualmente en la región que ayude a realizar reportes de sismos similares con buena resolución inmediatamente después de su ocurrencia y a actualizar la evaluación de la amenaza sísmica en este sector argentino correspondiente al más altamente poblado del país.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Mg. Mauro Sáez y a todos los integrantes del Grupo de Sismotectónica del CIGEOBIO (CONICET – FCFN, UNSJ), a la Dra. Leda Sánchez, al Lic. Martín Rodríguez y al Observatorio Geofísico de Uruguay, al Dr. Marcelo Assumpção y a la Universidad de São Paulo, al director de INPRES Ing. Alejandro Giuliano y a los profesionales del proyecto INTENSA de la Unidad de Tecnologías Informáticas (H. Sánchez, D. Gallardo, N. Varese y A. Domínguez), al Observatorio Argentino Alemán de Geodesia (CONICET-FCAG, UNLP) y la Univ. Nac. de San Luis por los datos utilizados en este trabajo. Se agradece a los proyectos PICT2016-0046, PICT2017-0676 y PDT(SUNSJ)2018-2019-21/E1092. Los autores agradecen al editor Dr. Augusto Rapalini y a dos revisores anónimos por las sugerencias aportadas para enriquecer este trabajo.

REFERENCIAS

- Aki, K. y Richards, P.G. 1980. Quantitative seismology: Theory and methods. W.H. Freeman and Co., 932p., New York.
- Alvarado, P. 2016. Panorama histórico de la sismicidad en Argentina, ca. 1880-1950. En: Diccionario Histórico de las Ciencias de la Tierra en la Argentina, Archivo Histórico del Museo de La Plata Ed. Pupio, A., Prohistoria Ediciones, Rosario.
- Ameghino, F. 1888. El temblor del 4 de junio de 1888. Conceptos fundamentales. Conferencias y escritos científicos 17: 138-148.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. y Beck, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 171: 419-434.
- Assumpção, M. 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88: 160-169.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C., Albuquerque, D. y Lopes, A.E. 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences* 43: 74-85.
- Atkinson, G.M. y Boore, D.M. 2006. Earthquake ground-motion prediction equations for eastern North America. *Seismological Society of America* 96: 2181-2205.
- Atkinson, G.M. 2008. Ground-motion prediction equations for eastern North America from a referenced empirical approach: Implications for epistemic uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98: 1304-1318.
- Atkinson, G. 2015. Ground-motion prediction equation for small-to-moderate events at short hypocentral distances, with application to induced seismicity hazards. *Bulletin of the Seismological Society of America* 105: 981.
- Barredo, S.P., y Stinco, L.P. 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina. *Petrotecnia* 2: 48-68.
- Benavídez Sosa, A. 1998. Sismicidad y sismotectónica en Uruguay. *Física la Tierra* 10: 167-186.
- Bianchi, M., Assumpção, M., Rocha, M., Carvalho, J., Azevedo, P., Fontes, S., Dias, F., Ferreira, J., Nascimento, A., Ferreira, M. y Costa, I. 2018. The Brazilian seismographic network (RSBR): improving seismic monitoring in Brazil. *Seismological Research Letters* 89: 452-457.
- Bindi, D., Spallarossa, D. y Pacor, F. 2017. Between-event and between-station variability observed in the Fourier and response spectra domains: comparison with seismological models. *Geophysical Journal International* 210: 1092-1104.
- Brune, J. 1970. Tectonic stress and seismic shear wave from earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 75: 4997-5009.
- Brunetto, E., Sobrero, F. y Gimenez, M. 2019. Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Craton (Southeastern South America). *Journal of South American Earth Sciences* 91: 332-351.
- Cahill, T. e Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97: 17503-17529.
- Campbell, K.W. 2003. Prediction of strong ground motion using the hybrid empirical method and its use in the development of ground-motion (attenuation) relations in eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93: 1012-1033.
- Cingolani, C.A. 2005. Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la provincia de Buenos Aires. 16° Congreso Geológico Argentino: 31-50, La Plata.
- Chulick, G., Detweiler, S. y Mooney, W. 2013.

- Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 260-276.
- Collaço, B. 2014. Tomografía de ruido ambiente na Bacia do Paraná. Universidad de São Paulo, Instituto de Astronomía, Geofísica y Ciencias Atmosféricas, 89 p., São Paulo.
- Collaço, B., Assumpção, M., Rosa, M. y Sánchez, G. 2014. Crustal structure of the Paraná basin from ambient noise tomography. *Earth Science Research Journal Proceedings, Special Issue 18*: 238.
- Daziano, C. y Somaruga, J. 1981. Informe complementario de avance sobre las características geológico-estructurales para el área de emplazamiento de Atucha II. Gerencia de Exploración CNEA (Informe inédito), 21p.
- Dalla Salda, L. 1999. Cratón del Río de la Plata, 1: Basamento granítico-metamórfico de Tandilia y Martín García. En *Geología Argentina. Anales. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Subsecretaría de Minería Buenos Aires*: 97-106.
- DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D.F. 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181: 1-80.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J. 1996. Cuenca del Colorado. *Geología y recursos naturales de la plataforma continental Argentina. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas*: 135-158, Buenos Aires.
- GI-P, Protocolo interinstitucional de gestión de información: sismos en el territorio argentino, Etapa: preparación para la emergencia. Comisión de trabajo de gestión de riesgos, Ministerio de Educación, Cultura, Ciencia y Tecnología. RES. N° 841/12 MCTIP y 005/12 MI 749/14 MCTIP y 831/14MS. <https://www.argentina.gob.ar/sites/default/files/sismos.pdf>
- INPRES. 2019. Listado de terremotos históricos. Catalogo on-line. www.inpres.gov.ar.
- Introcaso, A. y Ramos, V. 1984. La cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. 9° Congreso Geológico Argentino: 27-46, San Carlos de Bariloche.
- Iriondo, M. 1999. El Cuaternario del Chaco y litoral. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, Anales* 29: 696-699.
- Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 82: 2981-2987.
- Klein, E., Fleitout, L., Vigny, C. y Garaud, J. 2016. Afterslip and viscoelastic relaxation model inferred from the large-scale post-seismic deformation following the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake (Chile). *Geophysical Journal International* 205: 1455-1472.
- Marengo, H., 2008. Nuevas evidencias de Neotectónica en la Llanura Central Santafesina. 17° Congreso Geológico Argentino: 1233-1234, Santa Cruz.
- Observatorio Geofísico del Uruguay, 2019. <http://ogu.fcien.edu.uy/red-uy/>
- Ottmøller, L. y Havskov, J. 2003. Moment magnitude determination for local and regional earthquakes based on source spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93: 203-214.
- Ottmøller, L., Voss, P. y Havskov, J. 2011. Seisan earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and MacOSX. Department Earth Science, University Bergen: 335 p., Bergen.
- Padula, E. y Mingramm, A. 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranaense. *Jornadas Geológicas Argentinas. Actas* 1: 291-331.
- Pasotti, P. 1974. La neotectónica en la Llanura Pampeana. *Fundamentos para el mapa neotectónico. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología* 58, 30p., Rosario.
- Perillo, G.M. y Kostadinoff, J. 2005. Margen continental de la Provincia de Buenos Aires. *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires, 16 Congreso Geológico Argentino, Actas*: 277-292, La Plata.
- Raggio, F., Gerster, R. y Welsink, H. 2012. Cuencas del Salado y Punta del Este. *Petrotecnia* 12/2012: 80-88.
- Ramos, V. 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio*: 385-404, Buenos Aires.
- Rolleri, E. 1975. Provincias geológicas bonaerenses. 6 Congreso Geológico Argentino, Actas: 29-54, Bahía Blanca.
- Rosa, M. 2015. Tomografía de ondas superficiales en Sudamérica: estructura litosférica en la cuenca Chaco-Paraná. Tesis Doctoral, Universidad de La Plata (inédito), 194 p., Buenos Aires.
- Rosa, M.L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N. y Sánchez, G. 2016. Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences* 66: 1-14.
- Rossello, E.A., Veroslavsky, G. y de Santa Ana, H., 2011. La Fosa de Quilmes: prolongación austral de la Cuenca Santa Lucia (Uruguay) en la Provincia de Buenos Aires (Argentina). 18 Congreso Geológico Argentino, Actas: 1044-1045, Neuquén.
- Rossello, E.A., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H. y Rodríguez, P. 2018. Geology of the Río de la Plata and the surrounding areas of Argentina and Uruguay related to the evolution of the Atlantic margin. *Journal of South American Earth Sciences* 83: 147-164.
- Sánchez, G., Recio, R., Marcuzzi, O., Moreno, M., Araujo, M., Navarro, C., Araujo, M., Navarro, C., Suarez, J., Havskov, J. y Ottmøller, L. 2013. The argentinean national network of seismic and strong-motion stations. *Seismological Research Letters* 84: 729-736.
- Sánchez, L. y Drewes H. 2016. Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in Latin America. *Journal of Geodynamics* 102: 1-23.
- Snoke, J.A. 2003. FOCMEC: focal mechanism determinations. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* 851: 1629-1630.
- Soto, M., Morales, E., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Ucha, N. y Rodríguez, P. 2011. The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology* 28: 1676-1689.
- Stoakes, F.A., Campbell, C.V., Cass, R. y Ucha, N. 1991. Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este basin, offshore Uruguay, South America. *AAPG Bulletin* 75: 219-240.
- Talwani, P. 2014. Introduction. P. Talwani (Ed.), *Intraplate earthquakes. Cambridge: Cambridge University Press*: 1-7, 350 p., Cambridge.
- Tavella, G.F., y Wright, C.G. 1996. Cuenca del Salado. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, actas: 95-116, Buenos Aires.
- USGS, United States Geological Survey, 2019. www.usgs.gov
- Venerdini, A., Sánchez, G., Alvarado, P., Bilbao, I. y Ammirati, J.B. 2016. Nuevas determinaciones de velocidades de ondas P y ondas S para la corteza sísmica del terreno Cuyania en el retroarco andino. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 33: 59-71.
- Wood, H.O. y Neumann, F. 1931. Modified Mercalli intensity scale of 1931. *Bulletin of the*

- Seismological Society of America 21: 277-283.
- Worden, C, Gerstenberger, M., Rhoades, D. y Wald, D. 2012. Probabilistic relationships between ground-motion parameters and modified Mercalli intensity in California. Bulletin of the Seismological Society of America 102: 204-221.
- Yrigoyen, M.B., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. 6 Congreso Geológico Argentino, Actas: 139-168, Bahía Blanca.
- Zambrano, J.J. 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29: 443-469.
- Recibido: 7 de febrero, 2019.
Aceptado: 7 de agosto, 2019.