



Andean Geology
ISSN: 0718-7092
ISSN: 0718-7106
andeangeology@sernageomin.cl
Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Actividad tectónica cuaternaria del Sistema de Falla Maradona, Precordillera Central, Argentina

Lara, Gabriela; Perucca, Laura; Rothis, Martín; Pantano, Ana; Sáez, Mauro

Actividad tectónica cuaternaria del Sistema de Falla Maradona, Precordillera Central, Argentina

Andean Geology, vol. 45, núm. 2, 2018

Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173955659001>

DOI: <https://doi.org/10.5027/andgeoV45n2-2970>

Actividad tectónica cuaternaria del Sistema de Falla Maradona, Precordillera Central, Argentina

Quaternary tectonic activity of Maradona Fault System, Central Precordillera, Argentina

Gabriela Lara
Universidad Nacional de San Juan, Argentina
gabygeo21@hotmail.com

DOI: <https://doi.org/10.5027/andgeoV45n2-2970>
Redalyc: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173955659001>

Laura Perucca
Universidad Nacional de San Juan, Argentina
lauraperucca@conicet.gov.ar

Martín Rothis
Universidad Nacional de San Juan, Argentina
marothis@gmail.com

Ana Pantano
Universidad Nacional de San Juan, Argentina
anapantano7@gmail.com

Mauro Sáez
Universidad Nacional de San Juan, Argentina
msaez@unsj-cuim.edu.ar

Recepción: 24 Junio 2016
Aprobación: 15 Noviembre 2017

RESUMEN:

En el piedemonte oriental del cordón de Las Osamentas, ubicado en la Precordillera Central de Argentina, se han identificado cabalgamientos paralelos con vergencia al este y actividad tectónica pleistocena tardía a holocena. Estas estructuras fueron agrupadas en este trabajo en el Sistema de Falla Maradona (SFM). Se analizaron las principales unidades morfoestructurales, denominadas unidad montañosa y de transición, cuyas formas y evolución están estrechamente relacionadas con la estructura geológica del área. Se realizó un análisis morfotectónico en el que se estimó la longitud total del SMF y los niveles aluviales afectados por las fallas del sistema. Además, se determinó la morfología de las escarpas a través de perfiles topográficos transversales en un sector seleccionado. Este análisis permitió el reconocimiento de los distintos segmentos de falla y la selección de los puntos que presentaran las mejores exposiciones naturales de la relación fallamiento-depósitos sedimentarios asociados a fallamiento. Los perfiles topográficos efectuados con GPS diferencial permitieron identificar las escarpas de fallas de orden centimétrico a través de los cambios de pendiente en cada transecta ortogonal al rumbo de las estructuras. Las cinco exposiciones naturales identificadas permitieron determinar la cinemática de las fallas, sobre la base del análisis de secciones naturales en que se exponen estructuras y depósitos sedimentarios asociados a eventos de desplazamiento discreto. En todas las exposiciones analizadas las fallas son inversas de bajo ángulo (cabalgamientos), mantean al oeste, y afectan depósitos del Neógeno y unidades aluviales asignadas al Pleistoceno tardío-Holoceno. Los distintos segmentos del SFM afectan depósitos sedimentarios cada vez más jóvenes hacia el este, lo que evidenciaría el avance paulatino de la deformación andina en este sentido. La progresión de la deformación en este sector de la Precordillera Central habría evolucionado según un patrón de cabalgamientos con ángulos en superficie cercanos a 45°, con secuencias de deformación interna y reactivación durante el Pleistoceno-Holoceno. Finalmente, con base en su longitud y desplazamiento el SFM es considerado como una potencial fuente sismogénica generadora de sismos de magnitud >Mw 6, con capacidad de afectar los principales centros poblados de la provincia de San Juan (>700.000 habitantes) y los embalses construidos a lo largo del río San Juan.

PALABRAS CLAVE: Neotectónica, Cabalgamiento, Morfotectónica, Precordillera, San Juan.

ABSTRACT:

Several parallel east verging thrusts with Quaternary tectonic activity have been identified in the eastern piedmont of Cordón de Las Osamentas, Central Precordillera of Argentina. We grouped these structures into the Maradona Fault System (MFS). The main morphostructural units, called mountainous and transitional, were analyzed. The form and evolution of these units are closely related to the geological structure of the area. With the morphotectonic analysis, we estimated the length of MFS and the affected alluvial levels. Besides, the morphology of the escarpments was determined through detailed transversal topographic profiles made in a sector where the alluvial levels are affected by the faults. This analysis allowed the recognition of several fault segments and the selection of the points that would present the best natural exposures of the fault- sedimentary deposits relationships. Topographic profiles performed with differential GPS let to identify centimetric fault scarps through slope changes observed in each transect orthogonal to the direction of the structures. Five natural exposures were identified allowing determination of the kinematics of the different fault sections and the deposits affected by these structures. In all the analyzed exposures, faults are reverse with low angle (thrust), dipping to the west and affecting Neogene deposits and alluvial units assigned to the late Pleistocene-Holocene. The Maradona fault system affects younger alluvial levels to the east, showing the gradual migration of the Andean deformation eastward. The progression of the deformation in this sector of Central Precordillera would have evolved according to a pattern of thrusts with angles in surface near 45° , with sequences of internal deformation and reactivation during the Pleistocene-Holocene. Finally, the SFM is regarded as a potential seismogenic source capable to produce earthquakes with magnitude $>M_w 6$ and hit the main populated centers of the province of San Juan ($>700,000$ inhabitants), and several dams built along the San Juan River.

KEYWORDS: Neotectonics, Thrust, Morphotectonics, Precordillera, San Juan.

1. INTRODUCCIÓN

De acuerdo con el Atlas de Deformaciones Cuaternarias de Los Andes (2009), si bien aún no se cuenta con una definición de falla activa universalmente aceptada, existe un acuerdo sobre considerarla como aquella que tiene potencial para tener un desplazamiento en el futuro y que ha tenido actividad reciente, histórica, holocena, cuaternaria y/o dentro del último régimen sismotectónico.

El Sistema de Falla Maradona (SFM), ubicado entre los $31^\circ 37' S$ y $31^\circ 51' S$ y a la latitud aproximada de $68^\circ 50' O$ (Fig. 1), es una de las principales estructuras activas identificadas en el área de la Precordillera Central de Argentina (Perucca y Vargas, 2014). Está constituido por fallas inversas con rumbo general nort-sur, dirección de transporte hacia el este, que inclinan al oeste con un ángulo promedio de 45° (Perucca et al., 2012; Lara, 2015). Los distintos segmentos de falla del sistema afectan a todos los niveles de depósitos aluviales del piedemonte occidental del cordón de Las Osamentas y modifican la red de drenaje actual que desciende por este piedemonte, como por ejemplo, desviando los pequeños cauces y/o incrementando su sinuosidad en el bloque elevado de las fallas (Fig. 1a).

Los estudios pioneros referidos a la actividad tectónica cuaternaria del área fueron efectuados por Bastías et al. (1984), Bastías (1986) y Perucca (1990) quienes consideraron una edad pleistocena media inferior para la Falla Maradona. Esta edad fue estimada en función de su posición topográfica y de los niveles estratigráficos a los que afecta (los niveles más antiguos ocupan una posición más elevada), presencia de barniz del desierto y grado de incisión, definiéndola como inversa con componente de rumbo dextral. Moreiras y Banchig (2008) realizaron estudios en el piedemonte oriental de la Precordillera Central, en dos tramos del Sistema de Falla Maradona y midieron para el plano de falla principal, un rumbo $N12^\circ E$ e inclinación 44° al oeste, con un desplazamiento vertical de 5 m y una longitud superficial de 32 km. Además, efectuaron una evaluación de la actividad tectónica cuaternaria del área y asociaron la ocurrencia de procesos de remoción en masa identificados en el Cordón de Las Osamentas al Sistema de Falla Maradona, destacando que existe más de un lineamiento o traza de esta estructura en el piedemonte. Perucca et al. (2012) efectuaron una descripción de las principales fallas cuaternarias en el valle del río de La Ciénaga señalando que las del borde occidental (Sistema de Falla Maradona, Papagallos y tramos paralelos) poseen vergencia oriental y buzamiento menor a 45° , mientras que las fallas ubicadas en el piedemonte de la Precordillera Oriental poseen vergencia occidental y ángulos de inclinación elevado (mayor a 45°), formando una zona triangular de piel gruesa.

Lara (2015) realizó un análisis geomorfológico del valle del río de La Ciénaga y agrupó las fallas identificadas en esta área en el Sistema de Falla Maradona, describiendo los principales segmentos de éste,

evaluando su cinemática en las exposiciones naturales y definiendo las mismas como cabalgamientos con vergencia oriental.

El objetivo de este trabajo es incrementar el conocimiento de las fallas activas ubicadas en el piedemonte oriental de los cordones montañosos de Las Osamentas y del Espinacito en la Precordillera Central (Fig. 1a) y conocer su evolución tectónica y geomorfológica en una región ubicada en la proximidad de los principales centros poblados de la provincia de San Juan, en el centro oeste de Argentina. Finalmente, evaluar en forma preliminar, el potencial del SFM como fuente sismogénica.

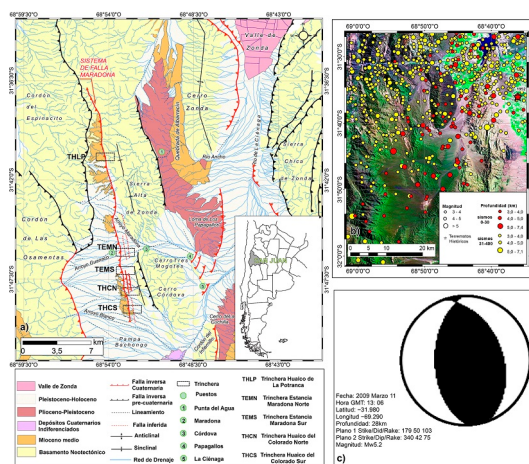


Fig. 1.

Fig. 1. a. Ubicación área de estudio y localización de las trincheras analizadas a lo largo del Sistema de Falla Maradona (SFM); Trincheras Huaico de la Potranca (THLP), Trincheras Estancia Maradona Norte (TEMN), Trincheras Estancia Maradona Sur (TEMS), Trincheras Huaico del Colorado Norte (THCN) y Trincheras Huaico del Colorado Sur (THCS); b. Sismicidad instrumental de la región. Con círculos rojos se indican los sismos superficiales y con amarillos, los intermedios a profundos; c. Mecanismo focal del sismo ocurrido el 11 de marzo de 2009, de Mw 5.2, a 28 km de profundidad (Ammirati et al. 2015). Se puede apreciar la consistencia del plano nodal obtenido con la estructura del SFM.

2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

Entre los 29° y 33° S, la placa de Nazca se introduce por debajo de la Sudamericana a una velocidad de 6,3 cm/año (Ramos, 1988; Kendrick et al., 2003) y un azimut de aproximadamente 78° (Vigny et al., 2009). En esta zona, la geometría sub-horizontal de la placa de Nazca (entre 5° y 10° de inclinación) es atribuida a la subducción de la dorsal Juan Fernández por debajo de la placa de América del Sur (Pilger, 1981; Anderson et al., 2007). La misma contrasta notablemente con la subducción normal (#30°) de los segmentos vecinos ubicados hacia el norte y sur. Esta subhorizontalización del ángulo de subducción de la placa de Nazca se habría iniciado entre los 8 y 10 Ma (Jordan y Gardeweg, 1987; Kay et al., 1991; Yáñez et al., 2001) originando la migración hacia el este del frente orogénico, el cese de la actividad volcánica, una elevada sismicidad de intraplaca y numerosa evidencia de actividad tectónica cuaternaria, principalmente en el frente orogénico localizado en la Precordillera Argentina. Esta convergencia dio origen a un estilo de deformación de una faja plegada y corrida con deformación predominante de piel delgada (thin skinned fold and thrust belt) en la Precordillera Central (Jordan et al., 1983, 1993; Ramos et al., 1997; Costa et al., 2000; Kay y Mpodozis, 2002).

La provincia geológica Precordillera es un orógeno paleozoico que muestra tres estilos estructurales diferentes agrupados por Ortiz y Zambrano (1981) en tres dominios estructurales denominados Precordillera Occidental, Central y Oriental. La Precordillera Central está constituida por cordones montañosos de orientación meridional, que se extienden a lo largo de toda la provincia de San Juan. Corresponde a una faja plegada y corrida, con un estilo estructural tipo piel delgada (thin-skinned), con

pliegues de vergencia oriental (Rolleri, 1969; Ramos, 1988; Ramos, 1999). Está constituida por al menos cuatro y hasta seis corrimientos principales con su nivel de despegue en la secuencia cambro-ordovícica (Allmendinger et al., 1990), corrimientos fuera de secuencia y estructuras de interferencia resultantes de la interacción con la estructuración de la Precordillera Oriental constituida por fallas de alto ángulo, de vergencia occidental (Zapata y Allmendinger, 1996). La estratigrafía en la Precordillera Central está representada por rocas de edad cambro-ordovícica (calizas y dolomías), siluro-devónica (olistolitos, areniscas y lutitas), carbonífera (areniscas y lutitas) y neógena (conglomerados, areniscas y arcilitas). El Cuaternario está representado principalmente por depósitos aluviales y coluviales (Ramos y Vujovich, 2000).

Si bien no existen registros de ocurrencia de sismos de $M_w \geq 7$ en épocas históricas en el área de estudio, esta se puede considerar como un sector de moderada sismicidad de acuerdo al catálogo sísmico del INPRES (2015), con 1.938 sismos registrados desde el año 1900 hasta el año 2015. De estos, 284 sismos fueron superficiales (< 30 km) de los cuales 155 de magnitud $M_w \geq 3$ (Fig. 1b). El mecanismo focal obtenido por Ammirati et al. (2015) para un sismo ocurrido el día 11 de marzo de 2009, de $M_w 5,2$ y a una profundidad de 28 km, con epicentro al oeste del área de estudio, muestra una componente principalmente inversa con un pequeño desplazamiento oblicuo. El plano nodal y el desplazamiento que en él se indican coinciden estrechamente con el rumbo y desplazamiento del SFM (Plano 1 Strike/Dip/Rake: $179^\circ 50^\circ 103^\circ$) (Fig. 1a y 1c).

3. METODOLOGÍA

Se elaboró un mapa geomorfológico regional del borde occidental del valle del río de La Ciénaga a escala 1:80.000 y otro de mayor detalle del piedemonte oriental del Cordón de Las Osamentas, a través de la interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales de alta resolución adquiridas a partir de Google Earth™ (SPOT 5 con 2,5 m resolución espacial) georreferenciadas en coordenadas geográficas (WGS84) con tecnología SIG. Además, se utilizaron modelos digitales de elevación (ASTER GDEM V2) (NASA, 2011). El mapa geomorfológico obtenido fue posteriormente validado con trabajo de campo.

Para el análisis morfotectónico se consideró el diseño de la red de drenaje, los rasgos y/o indicadores geomórficos asociados a las fallas tales como escarpes, alineación de vertientes y la diferenciación entre el basamento neotectónico (constituido por rocas paleozoicas), las unidades estratigráficas neógenas y los depósitos cuaternarios. Se reconocieron los principales segmentos de falla con evidencia de actividad tectónica cuaternaria, ubicadas en el piedemonte oriental del cordón de Las Osamentas, pertenecientes al Sistema de Falla Maradona (SFM).

Los principales rasgos topográficos del escarpe de falla en una sección ubicada en el borde oriental del Sistema de Falla Maradona ($31^\circ 45' \text{LS}$) fueron analizados a través de un levantamiento con GPS diferencial (receiver/integrated L1 SBASS High-performance Filtering Technology EVEREST 1Hz frequency). Se confeccionaron perfiles topográficos de detalle, con error menor a 3 cm, perpendiculares a la escarpa, resaltando los quiebres de pendiente en cada transecta. Las mediciones fueron realizadas con el posicionamiento y configuración de cada dispositivo en modo manual, con un registro de intervalos de 2".

Se realizó un posprocesamiento de los datos relevados en el campo, con el software Quick Position Track suministrado junto con el GPS diferencial, con el objetivo de aumentar la precisión de los puntos relevados. Con estos datos procesados se obtuvo un DEM de alta resolución (3 m), mediante el método de triangulación.

El análisis expeditivo de la sismicidad en el área de estudio se realizó mediante el uso del Catálogo de Sismicidad Histórica e instrumental publicado por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES, 2015). Estos sismos fueron clasificados en función de su magnitud y profundidad. Para el cálculo de la magnitud máxima probable se utilizó la fórmula empírica de Wells y Coppersmith (1994) que vincula la magnitud momento con las rupturas superficiales y subsuperficiales.

4. RESULTADOS

4.1. GEOMORFOLOGÍA

Se reconocen en el borde occidental del valle del río de La Ciénaga las siguientes unidades morfoestructurales (Fig. 2a):

La unidad montañosa que comprende los relieves de montañas y lomas. El relieve de montañas corresponde a los realces positivos más prominentes, representados por el bloque colgante de los cabalgamientos, que sobresalen por sobre las áreas circundantes, elevados por fallas, con suaves inflexiones y en general con disposición submeridional. Estos cordones están constituidos esencialmente por rocas sedimentarias de edad paleozoica. Las mayores elevaciones están localizadas en el sector occidental del área de estudio, representadas por los cordones de Las Osamentas, el Espinacito y hacia el este la sierra Alta de Zonda y los cerros Córdova y Tres Mogotes (Fig. 2a). Los cordones serranos que se desarrollan en el sector occidental muestran un perfil asimétrico, con mayor pendiente en su flanco oriental por estar afectados por fallas inversas que se inclinan al oeste. La ladera oriental del cordón de Las Osamentas se destaca por la presencia de al menos veinte deslizamientos de probable origen sísmico de acuerdo a Esper y Perucca (2013) (Fig. 2b).

El relieve de lomas está representado por aquellas unidades positivas más bajas que las unidades montañosas (Fig. 2a). También tienen una orientación general meridional, poseen pendientes suaves y redondeadas con ligeras inflexiones. Se desarrollan principalmente en la parte central del área de estudio, y están constituidas por areniscas, lutitas y conglomerados de edad neógena-cuaternaria. Las lomas ubicadas en el cerro de La Cuchilla, loma de Los Papagallos y algunas lomas menores, están formadas por rocas del Mioceno medio a Plio-Pleistoceno (Fig. 2a). Los relieves de lomas actúan al igual que las unidades montañosas, como zonas de aporte de material detrítico hacia los sectores deprimidos. Las lomas compuestas por sedimentitas miocenas, desarrollan un relieve de huayquerías (badlands) (Fig. 2a).

La unidad de transición comprende el piedemonte de la unidad montañosa. Se extiende desde los frentes montañosos serranos hasta alcanzar los niveles de base local como son ríos o barreales (playas). El piedemonte de la Precordillera Central posee una extensión máxima de 10 km hacia el este, con una pendiente media del 7%. En esta unidad se destacan formas de acumulación tales como abanicos y conos aluviales, en algunos casos afectados por la tectónica cuaternaria. La litología predominante es muy variada, textural y composicionalmente, dependiendo del área de procedencia. Las cubiertas aluviales cuaternarias exhiben un neto predominio de clastos de areniscas (grauvacas) provenientes de la erosión de las serranías que la rodean. En este sector se reconocieron cinco niveles de abanicos aluviales: Q1, Q2, Q3, Q4 y Q5 (Fig. 2b). El más antiguo es el nivel Q5, el cual se encuentra topográficamente más elevado y en forma de remanentes aislados, ocupando aproximadamente el 15% del área del piedemonte. Esta unidad se ubica principalmente al norte del arroyo Guanaco y sur del arroyo Blanco (Fig. 2b). Se caracteriza por presentar un alto grado de disección, con tonos grises oscuros, de textura rugosa e irregular, con clastos de grauvacas y areniscas subangulosas, abundante barniz y pavimento del desierto. El nivel aluvial Q4 es el que tiene menor representatividad areal, con afloramientos puntuales aislados, cuya superficie total no supera el 10% del piedemonte y su pendiente promedio es de 14%. Estos afloramientos se ubican al norte y sur del arroyo Blanco donde se encuentra su mayor expresión geomorfológica (Fig. 2b). Presenta menor grado de disección que el nivel Q5, con tonos grises oscuros a medios, de textura medianamente rugosa. Los clastos de grauvacas y areniscas poseen escaso barniz del desierto. La unidad Q3 se encuentra mayoritariamente en el sector centro-sur del piedemonte oriental del cordón de Las Osamentas, cubriendo el 20% del área total del piedemonte (Fig. 2b). Posee mayor área que los niveles anteriores descritos y se caracteriza por presentar un menor grado de disección, con tonalidades gris medio a oscuro y una textura poco rugosa. No se aprecia la presencia de barniz del desierto y, en general, las pendientes promedian el 10%. La unidad Q2 es la más extensa (Fig. 2b), abarcando el 40% de la superficie total del piedemonte. Posee un tono gris medio y ocupa una posición topográfica más baja

respecto de los niveles aluviales más antiguos que lo circundan (Q5, Q4 y Q3). La disección generada por los cauces es baja (excepto en los sectores afectados por las fallas) formando superficies planas con pendientes del 6%. No se observa barniz del desierto y es la superficie más afectada por las fallas del Sistema de Falla Maradona (Fig. 1a). El nivel Q1 corresponde a la unidad actual y en formación, representa el 15% del total de las superficies aluviales, presenta barras funcionales (lóbulos de tamiz) dentro de los cauces activos (Fig. 2b). Respecto a las morfologías existentes asociadas a este nivel, se destacan aquellos rasgos que presentan indicios de un control activo por parte de las estructuras del SFM. Entre las anomalías del drenaje presentes, se destaca la desviación (deflection) de los cauces y en algunos sectores redes con diseño en rastrillo (broom-shaped drainage; Audemard, 1999).

Las fallas más occidentales afectan rocas sedimentarias neógenas que sobreyacen los depósitos aluviales cuaternarios Q5 a Q3, mientras que hacia el este, las fallas afectan a depósitos aluviales más modernos, correspondientes al nivel Q2 (Fig. 2b).

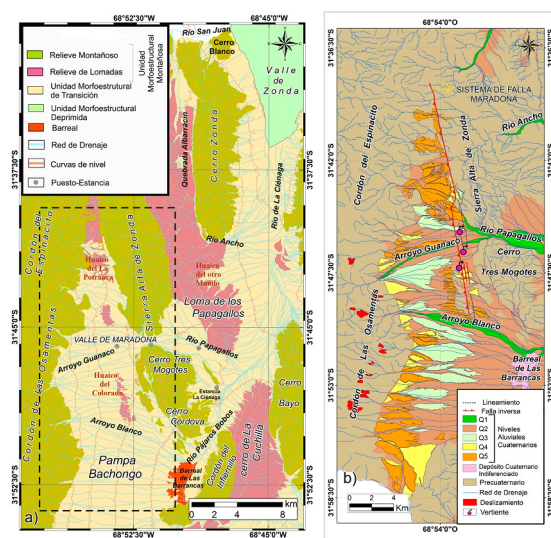


Fig. 2.

Fig. 2. a. Mapa geomorfológico del valle del río de La Ciénaga con la localización de las diferentes unidades morfoestructurales; el recuadro indica el área abarcada por la figura 2b; b. Mapa de niveles aluviales y ubicación de los principales procesos de remoción en masa identificados por Esper y Perucca (2013) y las vertientes alineadas a lo largo de los principales segmentos de falla del SFM analizados.

4.2. TECTÓNICA CUATERNARIA

Las escarpas de falla asociadas al SFM se disponen a favor de la pendiente regional, con su cara libre hacia el este y son fácilmente reconocibles por la presencia de una serie de vertientes (springs) alineadas (Fig. 2b). Las alturas de las mismas son variables, dependiendo de los niveles aluviales afectados, disminuyendo su cota de norte a sur, desde 50 m en el sector norte, donde afectan a los niveles aluviales más antiguos, hasta desaparecer progresivamente las evidencias de fallamiento por debajo de las cubiertas aluviales más recientes.

A lo largo de los distintos segmentos de falla del SFM se reconocieron cinco exposiciones naturales (Fig. 1a), denominadas de norte a sur como: Trinchera Huaico de La Potranca (THLP), Trinchera Estancia Maradona Norte (TEMN), Trinchera Estancia Maradona Sur (TEMS), Trinchera Huaico del Colorado Norte (THCN) y Trinchera Huaico del Colorado Sur (THCS).

La exposición natural THLP posee una orientación O-E y se ubica en el piedemonte oriental del cordón montañoso del Espinacito, en el tramo norte del SFM (Fig. 1a), a 8 km hacia el oeste del Puesto Punta del Agua y muy próximo a la sierra Alta de Zonda ($31^{\circ}40' S$ y $68^{\circ}54' O$). En esta trinchera natural se determinó la cinemática de la falla principal del SFM, siendo esta inversa (Fig. 3a), con azimut 340° y buzamiento 48° .

O, que coloca rocas del Neógeno sobre los niveles cuaternarios más antiguos y elevados del área de estudio (Q5 y Q3) (Fig. 2a). Este tramo posee las escarpas de mayor altura, entre 20 y 50 m. Son escarpas compuestas que indicarían varios eventos sísmicos para la misma falla (Figs. 3a, 3b y 3c).

La TEMN se ubica al SE de la margen derecha del arroyo Maradona ($31^{\circ}46' S$) entre los puestos Maradona y Córdoba (Fig. 1a). En este sector la falla principal y algunas fallas paralelas se evidencian por la presencia de escarpas, cuyas alturas varían entre 2 y 30 m (Fig. 3b). Hacia el este de la falla principal se identificó en una trinchera natural, otra falla inversa paralela a la anterior, con buzamiento $47^{\circ} O$ y que coloca las sedimentitas neógenas por encima de los depósitos aluviales cuaternarios del nivel Q2 sin cortar la superficie (Fig. 3d). Esta exposición se ubica en el margen derecho de un afluente del arroyo Guanaco, en una profunda quebrada generada por la erosión vertical del mismo. La escarpa posee una suave flexura (Fig. 3d) y está cubierta por depósitos coluviales y de lavado, presentando, además, niveles de sedimentos finos en el bloque elevado de la falla, producto, probablemente de endicamientos temporales al pie de la escarpa de los pequeños arroyos provenientes del sector montañoso ubicado hacia el oeste. Al sureste de la TEMN se reconoce una estructura del tipo silla de montar (topographic saddle), producto de la erosión de los niveles cuaternarios y de las rocas neógenas del bloque elevado de la falla, quedando preservado solo el flanco frontal de la escarpa (fold limb) (Fig. 3e). Morfologías similares han sido descritas en la parte norte de la provincia de Mendoza por Costa et al. (2014). Al este de la TEMN, en la margen derecha del río Papagallos, se ubica una falla inversa paralela a las anteriores (Fig. 3f) que inclina $40^{\circ} O$ y corta depósitos de terrazas Q2, compuestos por niveles fanglomerádicos cuaternarios con clastos angulosos de grauvacas y areniscas, y que han sido asignados al Pleistoceno tardío, por un nivel de carbonatos datado por Perucca et al. (2012) en 22.420 ± 390 años A.P., ubicado por encima de los depósitos aluviales. Al sur del Puesto Maradona ($31^{\circ}47' S$) y del arroyo Guanaco, se identificó la exposición denominada TEMS, en la que se aprecia la falla principal, inversa (Fig. 4a) con azimut 180° y buzamiento $46^{\circ} O$. La falla sobrepone sedimentitas neógenas sobre depósitos fanglomerádicos pleistocenos, correspondientes a la superficie aluvial Q4 (Fig. 2b). La escarpa en este tramo ha sido invertida por la erosión de los depósitos aluviales y principalmente de las rocas del Neógeno. En la exposición ubicada en la margen norte de la misma quebrada de la TEMS se aprecia sobre el plano de falla una brecha de aproximadamente 3 m de espesor (Fig. 4b) y el labio elevado de la falla también se encuentra fuertemente erosionado mostrando la inversión de la escarpa. Al sur de la TEMS las escarpas poseen alturas promedio menores a 10 m y se observan escarpas compuestas (Fig. 4c), indicando posiblemente diferentes eventos que generaron ruptura superficial.

Al oeste del cerro Córdoba se ubica la THCN (Fig. 1a), donde el SFM exhibe la mejor expresión morfológica. La altura de las escarpas en este tramo varía entre 1 y 10 m, destacándose su continuidad a lo largo de todo el trazado (Fig. 4d). Además del plano de la falla principal (THCN) que afecta el nivel aluvial Q2, se identificaron dos fallas paralelas: una ubicada al norte de la THCN que afecta al nivel aluvial más elevado (Q3) y la otra hacia el este que afecta los niveles aluviales más recientes (Fig. 2b, Fig. 4e). Las escarpas originadas por estas fallas poseen la cara libre hacia al este.

La falla observada en THCN (Fig. 4f) es inversa con azimut 185° y buzamiento $45^{\circ} O$ y sobrepone sedimentitas neógenas sobre depósitos aluviales de edad pleistocena tardía de la superficie aluvial Q2. En esta trinchera es posible percibir que las rocas del Neógeno han sido fuertemente erosionadas respecto de los niveles aluviales más resistentes ocasionando la inversión de la escarpa. Unos 500 m hacia el este de la THCN, en una trinchera natural de 4 m de altura, se observa una falla inversa paralela a la ubicada en la THCN, con azimut 183° y buzamiento $42^{\circ} O$ que coloca depósitos fanglomerádicos sobre una terraza posiblemente holocena (Fig. 5a).

Otra exposición natural ubicada al sur de las anteriores, al norte del arroyo Blanco y la Pampa Bachongo (Fig. 1a) es la THCS, en la que se relevó la falla principal con azimut 178° y buzamiento $45^{\circ} O$, coincidente con la estratificación del Neógeno (Fig. 5b). Hacia el este se observó otra trinchera natural donde una falla inversa coloca depósitos neógenos sobre depósitos aluviales cuaternarios indiferenciados (Fig. 5c).

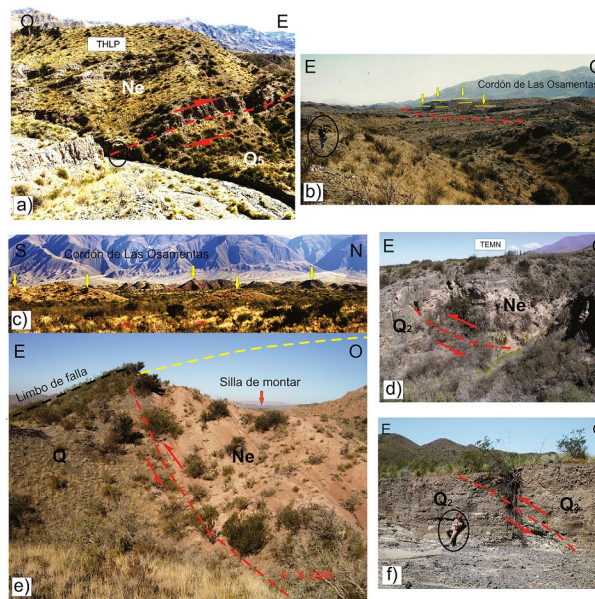


Fig. 3.

Fig. 3. a. Vista al norte de la Trinchera Huaico de La Potranca (THLP) en la que la escarpa de la falla principal coloca rocas del Neógeno (Ne) sobre niveles aluviales cuaternarios (Q5); b. Vista hacia el sur del mismo sector del segmento norte del SFM, donde se identificaron al menos tres escarpas a diferentes alturas (indicados por las líneas y flechas amarillas); c. Vista al oeste del segmento norte del SFM, las flechas amarillas señalan las escarpas que miran al este y en las que afloran los sedimentos neógenos por encima de los niveles aluviales cuaternarios; d. Falla inversa ciega buzante al oeste, que eleva secuencias neógenas por encima de depósitos aluviales cuaternarios, sin afectar la superficie; e. Vista al oeste de la escarpa de falla con la cara libre al este. Las rocas neógenas se ubican por encima de los depósitos aluviales cuaternarios (fanglomerados); d. Vista al sur de la exposición de la Trinchera Estancia Maradona Norte (TEMN). La línea punteada amarilla señala la antigua posición de la escarpa; e. Vista al sur en la que se aprecia la falla afectando una terraza fluvial (Q2?) de probable edad holocena. Es posible observar una suave flexura en la superficie de la terraza; f. Vista al sur de una falla inversa buzante al oeste que afecta una terraza fluvial del nivel Q2.

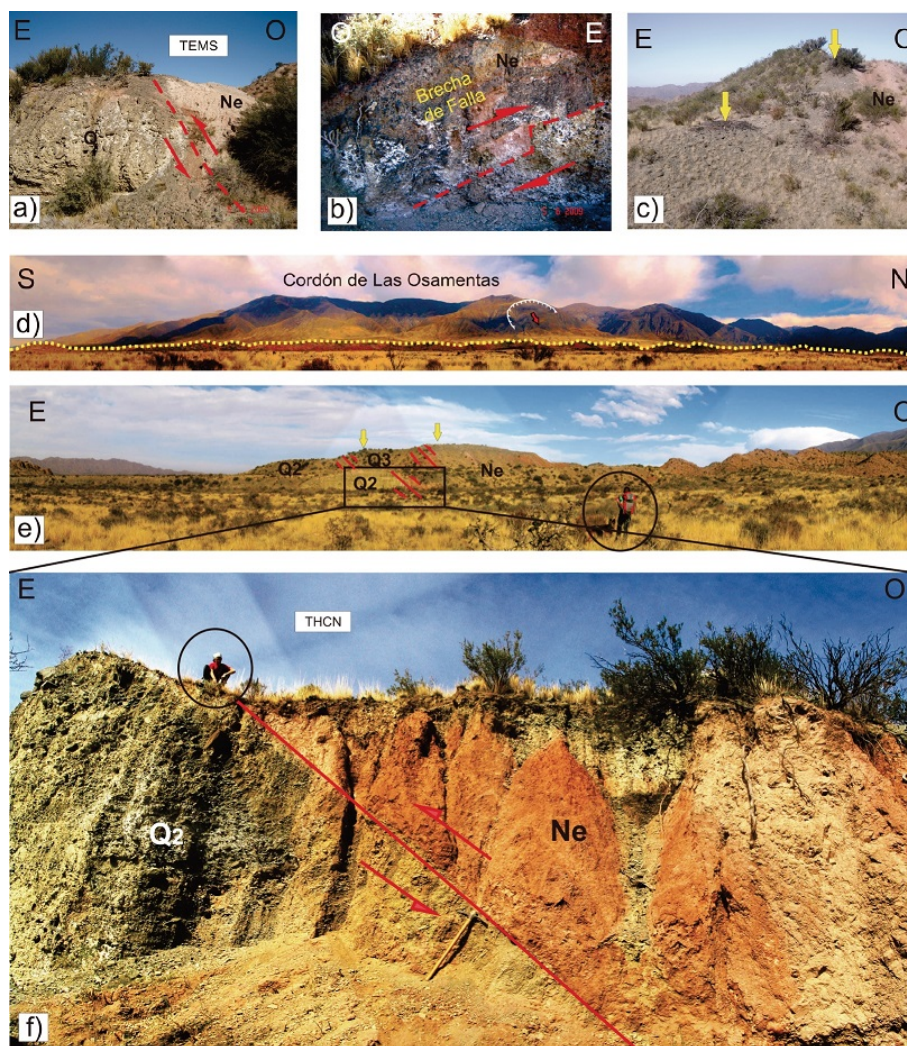


Fig. 4.

Fig. 4. a. Vista al sur de la Trinchera Estancia Maradona Sur (TEMS); la falla inversa buza al oeste y coloca rocas del Neógeno (Ne) sobre fanglomerados pleistocenos (Q). Es posible apreciar la inversión de la escarpa por la erosión de las rocas neógenas en el labio elevado; b. Brecha de falla ubicada inmediatamente al norte de la trinchera TEMS; c. Escarpa de falla compuesta (señaladas por las flechas amarillas); los estratos neógenos en el bloque elevado han sido parcialmente erosionados; d. Vista al oeste de la escarpa de la Falla principal del SFM entre el arroyo Guanaco y el arroyo Blanco (la línea amarilla indica la altura de la escarpa y la flecha roja señala un megadeslizamiento de rocas ubicado en el flanco oriental del cordón de Las Osamentas); e. Vista al sur de la exposición que muestra la falla que afecta los niveles aluviales Q2 y Q3. Las flechas señalan las escarpas compuestas; f. Vista al sur de la trinchera natural en la que se aprecia la falla que coloca las sedimentitas neógenas del Mioceno medio (Ne) por encima de un depósito fanglomerádico Pleistoceno (Q2). Es posible apreciar la erosión de las rocas más blandas del Neógeno, generando un escarpe invertido.

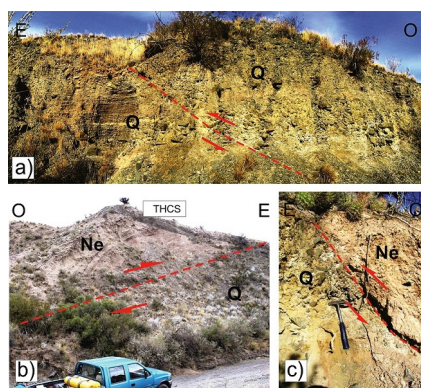


Fig. 5.

Fig. 5. Exposiciones naturales del sector Trincheras Huaico del Colorado Norte (THCN): a. Vista al sur de la falla inversa buzante al oeste que coloca depósitos pleistocenos que inclinan al oeste sobre niveles horizontales posiblemente holocenos; b. Vista al norte en la que se observa la falla principal buzante al O que sobrepone rocas del Neógeno (Ne) sobre depósitos aluviales cuaternarios (Q); c. En la pared sur de una quebrada paralela a las quebradas anteriores se aprecia la falla que sobrepone rocas del Neógeno (Ne) sobre depósitos aluviales cuaternarios (Q).

4.3. ANÁLISIS DEL SFM COMO FUENTE SISMOGÉNICA

Uno de los parámetros utilizados para determinar el potencial sismogénico de una falla es la estimación de la magnitud máxima probable de un terremoto. La longitud de ruptura es una de las evidencias primarias más utilizadas en la determinación de la magnitud (Bonilla, 1988; Wells y Coppersmith, 1994). Estas evidencias asociadas a paleoeventos, que normalmente se presentan como superficies de rupturas o de deformación, permiten determinar la magnitud de un terremoto a través de fórmulas empíricas, siendo una de las más utilizadas las de Wells y Coppersmith (1994). Como resultado de la aplicación de una de esas ecuaciones empíricas específicas que relacionan magnitud momento con parámetros dimensionales (longitud del SFM de # 27 km, medida manualmente a lo largo del punto medio de las trazas de fallas del SFM), se obtuvo una magnitud momento máxima probable de 6,6. Esta magnitud resulta coherente con los sismos históricos y aquellos con registros instrumentales ocurridos en la región de Precordillera y con los valores obtenidos por diversos autores para fuentes sismogénicas cercanas al área de estudio (Martos, 2002; Perucca y Paredes, 2003; Perucca et al., 2006, entre otros).

4.4. ANÁLISIS DE ESCARPAS MEDIANTE GPS DIFERENCIAL

Mediante el GPS diferencial se caracterizaron los rasgos topográficos de las principales escarpas de falla identificadas en la sección donde se ubica la TEMN ($31^{\circ}46' S$) (Fig. 1a y 6a). Se obtuvieron cuatro perfiles de elevación, que permitieron visualizar los cambios de pendiente en cada transecta. Se descartó un control litológico para estos cambios, ya que todos los perfiles fueron efectuados en depósitos aluviales que no presentaban variaciones en su composición litológica que hiciera presumir una erosión diferencial. La medición de los perfiles topográficos de alta resolución (O-E) en todos los casos fue perpendicular a la escarpa, donde las fallas no se encuentran expuestas (Fig. 6a). De sur a norte se definieron los perfiles A-A', B-B', C-C' y D-D'. En el perfil A-A' (Fig. 6b) se identificaron tres escarpas ubicadas al este de la falla principal, en un recorrido de 1,72 km con una diferencia de cota de 100 m entre los puntos de mayor y menor altura. El perfil B-B' (Fig. 6c) posee solo un cambio topográfico, interpretado como una escarpa de falla, en un recorrido de 1,73 km con una diferencia de cota de 100 m entre los puntos extremos del perfil. El perfil C-C' (Fig. 6d) presenta dos escarpas en un tramo de 1,69 km y un desnivel de 75 m entre ambos extremos. Finalmente, en el perfil D-D' (Fig. 6e) ubicado más al norte, se identificaron dos escarpas de falla en el sector este del perfil

y una escarpa en el sector oeste, en un tramo de 1,24 km y con un desnivel de 60 m entre D y D'. Con la generación del DEM se logró identificar, además, al menos cuatro quiebres de pendientes y/o contrastes de rugosidad, considerados en este estudio escarpas de falla que no cortarían la superficie (Fig. 6f).

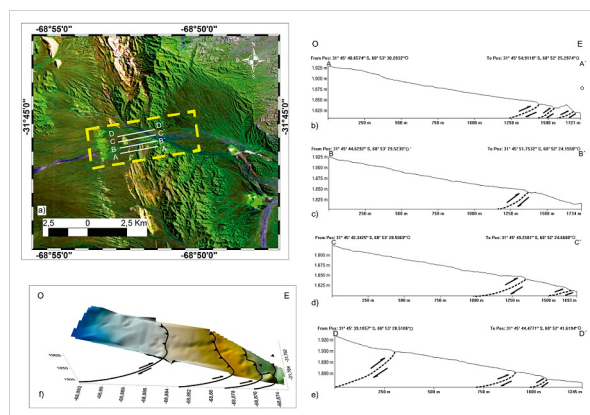


Fig. 6.

Fig. 6. a. Imagen con la ubicación de los Perfiles construidos con GPS diferencial de sur a norte: A-A', B-B', C-C' y D-D'; b-e. Estos perfiles muestran los cambios de pendiente que se relacionarían con fallas reconocidas en el campo y/o inferidas, las que generaron los resaltos topográficos y que no cortan la superficie; f. DEM generado a partir de los perfiles y ubicación de las estructuras ciegas.

5. DISCUSIÓN

5.1. EDAD DEL SFM

Desde el punto de vista geomorfológico, en el área de estudio se identificaron dos unidades morfoestructurales principales: 1) Una unidad montañosa, constituida por cordones de rumbo N-S, con perfiles transversales marcadamente asimétricos. El flanco oriental de estos cordones es corto y escarpado respecto del occidental que es más extenso y con menor pendiente. Estas diferencias topográficas están relacionadas con el levantamiento diferencial de los bloques montañosos a partir de fallas inversas con vergencia al este, localizadas mayoritariamente en el flanco oriental de los mismos, tal es el caso de los cordones del Espinacito, de Las Osamentas, sierra Alta de Zonda, cerro Zonda y loma de Los Papagallos, entre otros (Fig. 1a) (Ramos y Vujovich, 2000; Lara, 2015). 2) Una unidad de transición, conformada por el piedemonte oriental del Cordón de Las Osamentas, donde se reconocieron cinco niveles aluviales (el más antiguo Q5 y el más reciente Q1), cuyas edades se asignan en este trabajo tentativamente al Pleistoceno tardío-Holoceno, sobre la base de su posición topográfica relativa y por correlación con el nivel Q2, cubierto por los depósitos carbonáticos ubicados en el Puesto Papagallos y fechados en 22.420 años AP (Perucca et al., 2012). Todos los niveles aluviales identificados en este trabajo están cortados por las trazas del SFM, lo cual confirma que la actividad tectónica de este sistema estructural ha seguido activa durante el Cuaternario manteniendo su estilo precuaternario.

5.2. ESTILO ESTRUCTURAL DEL SFM

La Precordillera Central es una faja plegada y corrida de piel delgada constituida por corrimientos de vergencia oriental, dispuestos en abanico imbricado hacia el antepaís (Boyer y Elliot, 1982). La deformación se propaga hacia el este transportando las láminas imbricadas antiguas sobre las más recientes, con un aumento progresivo de los buzamientos originales hacia el oeste e incluso el vuelco de los planos de cabalgamiento (von Gosen, 1992). Giampaoli y Cegarra (2003), sobre la base de la interpretación de datos

sísmicos, identificaron, a escasos kilómetros al sur del área de estudio, cabalgamientos fuera de secuencia y estructuras de interferencia resultantes de la interacción de la Precordillera Central con la estructuración de la Precordillera Oriental (Zapata y Allmendinger, 1996). Además, Allmendinger et al. (1990) indicaron que los planos de los cabalgamientos, probablemente, se unen a unos 15 km de profundidad en una rampa horizontal de despegue; estando los mismos relacionados con grandes anticlinales asimétricos y en algunos casos recumbentes.

Las estructuras aflorantes en el área de estudio, que constituyen el SFM, corresponden a fallas inversas, de orientación meridional, inclinadas aproximadamente 45° O y con vergencia hacia el este. La disposición de las estructuras del SFM es compatible con un mecanismo de evolución de la deformación en el cual las láminas de cabalgamiento principales se propagan hacia el antepaís: Primero se habría originado la lámina de cabalgamiento que eleva el Cordón de las Osamentas y afecta rocas del Paleozoico Medio, luego el SFM que provoca el plegamiento de los estratos carboníferos y neógenos y por último y hacia el este, la lámina correspondiente a la loma de Los Papagallos (Falla Papagallos) (Fig. 1a) que afecta depósitos de edad plio-pleistocena (Perucca et al., 2012). La similitud entre el estilo de deformación precuaternario que afecta a la Precordillera Central y aquel que caracteriza al SFM permiten inferir que el estilo de la deformación andina, en este segmento de los Andes, se ha mantenido sin mayores variaciones hasta la actualidad.

Una migración hacia el este del frente de deformación andino durante el Cuaternario es consistente con el hecho de que el SFM afecta primero, los niveles aluviales más antiguos (Q5, Q4) ubicados hacia el oeste y posteriormente los más recientes (Q3, Q2) que constituyen el sector oriental del piedemonte. El avance hacia el este del frente orogénico andino ha sido destacado, con anterioridad, por otros autores al sur del área de estudio (Ramos et al., 1997; Giampaoli y Cegarra, 2003; Audemard et al., 2016). Sin embargo, para corroborar o descartar esta hipótesis es necesario disponer de dataciones de los niveles aluviales afectados por estas estructuras.

Las alturas de los escarpes de falla disminuyen su cota, desde 50 m en el sector norte, donde la falla afecta a niveles más antiguos (paleozoicos), hasta desaparecer progresivamente hacia el sur, al ser cubiertas por los depósitos aluviales recientes que muestran una superficie suavemente convexa, lo cual permite inferir la posible presencia de una estructura ciega que no rompió la superficie. La presencia de este tipo de estructura no aflorante es compatible con los resultados del DEM que permitió identificar en el piedemonte al menos cuatro quiebres de pendiente considerados como posibles fallas que no cortarían la superficie del terreno.

La disposición paralela de la mayoría de las fallas que constituyen el SFM permite sugerir que ellas pueden converger en profundidad en una rampa única de despegue, de manera similar a lo propuesto por Allmendinger et al. (1990) para las fallas que constituyen la faja plegada y corrida de la Precordillera.

5.3. PELIGRO SÍSMICO

A pesar de la dificultad para establecer una relación entre la sismicidad registrada en los catálogos sísmicos (INPRES, 2015) y las fallas con evidencias de actividad cuaternaria, el modelamiento del mecanismo focal del sismo ocurrido en marzo de 2009, de magnitud Mw 5,2, indica una falla con componente principal inverso, que inclina al oeste y posee un rumbo submeridional, consistente con la estructura del SFM. En la evaluación del potencial sísmico de sistemas de falla, una de las relaciones empíricas utilizadas, tal como la de Wells y Coppersmith (1994), tiene en cuenta la longitud de la ruptura superficial. Sin embargo, en el caso de un sistema de fallas en el cual se podrían activar dos o más fallas próximas es necesario considerar la longitud de ruptura máxima como un solo trazo medido desde el inicio de las evidencias geomorfológicas en un extremo y el fin de las mismas en el extremo opuesto; y además las distintas fallas deben tener el mismo rumbo e inclinar en el mismo sentido. Sobre la base de las fórmulas determinísticas aplicadas en el SFM, considerando los distintos segmentos del sistema, la falla principal y las estructuras identificadas hacia el este, se estima que el sistema tiene potencial para generar sismos de una magnitud momento máxima esperable de Mw 6,6. En esta

etapa no se ha considerado para la evaluación del peligro sísmico las estructuras ubicadas al oeste (la falla que margina el Cordón de Las Osamentas) o al este (Falla Papagallos), ya que se desconoce con certeza su relación en profundidad. Sin embargo, no se debe descartar que en el futuro, la zona en la que evaluar la peligrosidad sea significativamente más ancha que la analizada en este trabajo.

6. CONCLUSIONES

El piedemonte oriental del cordón de Las Osamentas está constituido por diversos depósitos aluviales, con edades asignadas al Pleistoceno Superior-Holoceno. Estos depósitos están cortados por cabalgamientos paralelos con vergencia oriental y actividad tectónica cuaternaria, agrupados en el Sistema de Falla Maradona (SFM). A partir de su análisis morfotectónico se estimó una longitud total para el sistema de aproximadamente 27 km y una inclinación promedio hacia el oeste de 45°.

La evolución tectónica del área está caracterizada por fallas inversas cuya edad disminuye hacia el este, similar a la evolución estructural pre-pleistocena observada en la Precordillera Central de Argentina.

Las características del SFM, tales como una longitud aproximada de 30 km, actividad registrada post-Pleistoceno Superior, desplazamiento vertical de hasta 50 m, y potencial para generar sismos de $M_w > 6$ permite considerarla como una potencial fuente de peligro sísmico, con capacidad para afectar a los principales centros poblados de la Provincia de San Juan, ubicados en sus proximidades, y varias represas construidas a lo largo del río San Juan.

AGRADECIMIENTOS

La presente contribución fue financiada con fondos de los proyectos PIP 0799-2010 (CONICET) y PICTO AGENCIA -UNSJ 09/13-Préstamo BID. Se agradece a los revisores y al editor de la revista *Andean Geology*, Dr. W. Vivallo por sus valiosas sugerencias que contribuyeron a la mejora de este trabajo.

REFERENCIAS

- Almendinger, R.; Figueroa, D.; Snyder, E.; Beer, J.; Mpodozis, C.; Isacks, B. 1990. Foreland shortening and crustal balancing the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Ammirati, J.B.; Alvarado, P.; Beck, S. 2015. A lithospheric velocity model for the flat slab region of Argentina from joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International* 202: 224-241. doi: 10.1093/gji/ggv140.
- Anderson, M.; Alvarado, P.; Zandt, P.; Beck, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 171: 419-434.
- Atlas de deformaciones cuaternarias de Los Andes. 2009. Publicación Geológica Multinacional. Proyecto Mutinacional Andino. *Geociencia para las comunidades andinas* (editor) 7: 260-272.
- Audemard, F. 1999. Morpho-structural expression of active thrust fault systems in humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie* 118: 1-18.
- Audemard, F.; Perucca, L.; Pantano, P.; Ávila, C.; Onorato, R.; Vargas, N.; Alvarado, P.; Viete, H. 2016. Holocene compression in the Andes Precordillera, in the Acequión region (San Juan Province, Argentina): Geomorphic, (micro- and meso-) tectonic, and (direct and indirect) paleoseismic evidence. *Journal of South American Earth and Sciences* 67: 140-157.
- Bastías, H. 1986. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral (Inédito). Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan: 147 p.
- Bastías, H.; Weidmann, N.; Pérez, M. 1984. Dos zonas de fallamiento Plio-Cuaternario en la Precordillera de San Juan. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas 2: 329-341. S.C. Bariloche.

- Bonilla, M.G. 1988. Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists* 25: 17-29.
- Boyer, S.E.; Elliott, D. 1982. Thrust systems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 66: 1196-1230.
- Costa, C.; Machette, M.; Dart, R.; Bastías, H.; Paredes, J.; Perucca, L.; Tello, G.; Haller, K. 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Argentina. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-0108: 75 p.
- Costa, C.; Ahumada, E.; Gardini, C.; Vázquez, F.; Diederix, H. 2014. Quaternary shortening at the orogenic front of the Central Andes of Argentina: the Las Peñas Thrust System. *Geological Society, Special Publication* 399 (1): 245. doi: 10.1144/SP399.5.
- Esper Angillieri, M.; Perucca, L. 2013. Mass movement in Cordón de las Osamentas, de La Flecha river basin, San Juan, Argentina. *Quaternary International* 30: 150-157.
- Giampaoli, P.; Cegarra, M. 2003. Análisis estructural del extremo sur de la Precordillera Central Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (1): 49-60.
- INPRES, 2015. Catálogo de sismos del Instituto de Prevención Sísmica. www.inpres.gov.ar/mobile (Última visita 02/02/2015).
- Jordan, T.; Gardeweg, M. 1987. Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes. In *Mesozoic and Cenozoic Evolution of the Pacific Margins* (Ben Avraham, Z.; editors), Oxford University Press: 193-207. Nueva York.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V.; Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Damanti, J.F.; Drake, R.E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 137-158.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-59.
- Kay, S.; Mpodozis, C.; Ramos, V.; Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33° S). In *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America (Harmon, R.S.; Rapela, C.W.; editors). *Special Paper* 265: 113-137. Boulder.
- Kendrick, E.; Bevis, M.; Smalley, Jr. R.; Brooks, B.; Vargas, R.B.; Lauria, E.; Fortes, L. 2003. The Nazca-South America Euler Vector and its Rate of Change. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 125-131.
- Lara, G. 2015. Análisis de la Actividad Tectónica Cuaternaria en la Depresión Maradona-Bachongo (31°35'-31°52'LS), Precordillera Central. Provincia de San Juan. Tesis Doctoral (Inédita), Universidad Nacional de San Juan: 249 p.
- Martos, L. 2002. Estimación de Máximas Magnitudes Sísmicas Probables del Sistema de Fallamiento Precordillera Oriental. San Juan. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 15: 218-223. Calafate.
- Moreiras, S.; Banchig, A. 2008. Further evidences of Quaternary activity of the Maradona faulting, Precordillera Central, Argentina. In *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 7, Resumen Expandido: 344-347. Niza.
- NASA. 2011. ASTER global digital elevation map V2. <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>. (Última visita 10/05/2011).
- Ortiz, A.; Zambrano, J.J. 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 8, Actas 3: 59-74. San Luis.
- Perucca, L. 1990. Sistema de Fallamiento La Dehesa-Maradona-Acequión, San Juan, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 11, Actas 2: 431-434. San Juan.
- Perucca, L.; Paredes, J. 2003. Fallamiento cuaternario en la zona de La Laja y su relación con el terremoto de 1944, Departamento Albardón, San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20 (1): 20-26.
- Perucca, L.; Vargas, N. 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 66: 291-304.

- Perucca, L.; Pérez, A.; Navarro, C. 2006. Fenómenos de licuefacción asociados a terremotos históricos. Su análisis en la evaluación del peligro sísmico en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 567-578.
- Perucca, L.; Lara, G.; Vargas, N. 2012. Nueva evidencia de actividad tectónica cuaternaria en la depresión Zonda-Maradona, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 97-105.
- Pilger, R.H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society American Bulletin* 92: 448-456.
- Ramos, V. 1988. The tectonics of the central Andes: 30° to 33° S latitude. In *Processes in Continental Litospheric Deformation* (Clark, S.; Burchfield, D.; editors). Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región Andina *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Geología Argentina, Anales* 29 (22): 651-682. Buenos Aires.
- Ramos, V.; Vujovich, G. 2000. Hoja geológica 3169-IV San Juan, 2000. Escala 1: 250.000, de la Secretaría de Minería, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 243: 82 p. Buenos Aires.
- Ramos, V.; Cegarra, M.; Lo Forte, G.; Comínguez, A. 1997. El frente orogénico en la Sierra de Pedernal (San Juan Argentina): su migración a través de los depósitos orogénicos. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas 111: 1709-171. Antofagasta.
- Rolleri, E.O. 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí provincia de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 40-412.
- Vigny, C.; Rudloff, A.; Ruegg, J.C.; Madariaga, R.; Campos, J.; Álvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175: 78-85.
- Von Gosen, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section. *Journal of Structural Geology* 14: 643-667.
- Wells, D.; Coppersmith, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84: 974-1002.
- Yáñez, G.A.; Ranero, C.R.; von Huence, R.; Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34° S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106: 6325-6345.
- Zapata, T.R.; Allmendinger, R.W. 1996. The thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a Thick-skinned triangle zone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80: 359-381.