Revista de la Sociedad Geológica de España 31 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

MODIFICACIONES NEOTECTÓNICAS DE LA RED DE DRENAJE DE LA REGIÓN PAMPEANA CENTRAL (ARGENTINA): CONSECUENCIAS EN EL RELLENO DE LA CUENCA DEL SALADO

Neotectonic modification on the drainage pattern of the central Pampean region (Argentina): consequences on the Salado basin infill

Eduardo A. Rossello

CONICET - FCEN, Universidad de Buenos Aires. Oficina 39, Pabellón II, Ciudad Universitaria. 1428 Buenos Aires, Argentina.
ea_rossello@yahoo.com.ar

Abstract: *The topographic and satellite digital cartography of the studied central Pampean region is characterized by very subtle reliefs masked by anthropic activity but provides valuable morphotectonic information that contributes to the analysis and / or management of the geological risk factors (especially floods and / or lack of adequate water resources). On the other hand, it provides indirect information that contributes to the better understanding of the tectosedimentary history of the Chacoparanaense and the Pampas Plains overlying Paleozoic and Mesozoic basins. This Andean tectonics controls the hydrographic drainage design pattern. In consequence, the main collectors of the region must be modified to facilitate runoff in the Andean piedmont towards the base level of the Atlantic Ocean. The Mar Chiquita lagoon is the result of the embalming produced by the interposition of a relief generated by the neotectonic interaction of the Córdoba alluvial fan with the uprising of Alto San Guillermo. In this way, the runoff of a segment of the Andean orogenic front centered in the Tucumán province has interrupted the Modern transport of siliciclastic materials to the Salado basin by the possible joint action of: 1) the embalming produced by the Córdoba alluvial fan, 2) the capture of the Carcarañá river and, 3) the presence of a huge eolian field on the peneplanized region that currently separates them.*

Keywords: *drainage pattern, neotectonics, fluvial dynamics, Pampean plain.*

Resumen: *La cartografía digital de la región pampeana central está caracterizada por relieves sutiles y enmascarados por la actividad antrópica pero aporta información morfotectónica valiosa que contribuye con el análisis y/o manejo de sus factores de riesgo, en particular de inundaciones y o escases de recursos hídricos adecuados. Se proporciona información indirecta que contribuye con la historia tectosedimentaria de los depocentros del subsuelo de la llanura Chacoparanaense y de la planicie pampeana afectados por la tectónica andina condicionante del patrón de diseño de drenaje hidrográfico. Esto obliga la adaptación de los principales colectores hídricos para facilitar la escorrentía en el piedemonte andino hacia el nivel de base atlántico. La laguna Mar Chiquita resulta del embalsamiento del río Dulce (y Salado del norte) por la interposición del relieve generado por la interacción neotectónica del Abanico Aluvial Córdoba con el Alto San Guillermo. Así, la escorrentía del segmento del frente orogénico andino centrado en Tucumán ha interrumpido el transporte de materiales silicoclásticos a la Cuenca del Salado por la posible acción neotectónica conjunta de: 1) el embalsamiento producido por el Abanico Aluvial Córdoba, 2) la captura del río Carcarañá y 3) la presencia de sedimentación eólica sobre la región peneplanizada que actualmente los separa.*

Palabras clave: *patrón de drenaje, neotectónica, dinámica fluvial, llanura pampeana.*

Rossello, E.A., 2018. Modificaciones neotectónicas de la red de drenaje de la región pampeana central (Argentina): consecuencias en el relleno de la cuenca del Salado. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(1): 105-116.

Introducción

A partir del estudio integrado de imágenes satelitales y relevamientos topográficos digitalizados asociados en plataforma GIS es posible reconocer la presencia de rasgos topográficos neotectónicos sutiles del piedemonte oriental de las Sierras de Córdoba y de las planicies centrales pampeanas aledañas localizadas en partes de las provincias de Santiago del Estero, Córdoba, Santa Fe y Buenos Aires (Fig. 1). De esta manera, se puede identificar la evolución de los patrones de drenaje que se desarrollan entre los contrafuertes andinos y los niveles de base de los márgenes bonaerenses a través de la planicie pampeana central.

La región estudiada en este trabajo, de unos 500.000 km^2 de extensión, se cincunscribe al área situada entre la Sierra Chica de Córdoba, al oeste de la ciudad de Córdoba y los Altos de Paraná, al este de Santa Fe, dentro de las provincias de Córdoba, Santa Fe y Buenos Aires (Figs. 1 y 2), e incluye la cuenca endorreica de Mar Chiquita y diversos cursos fluviales, entre ellos el río Salado. Si bien esta región sostiene uno de los recursos agropecuarios más importantes de Argentina, no se dispone de estudios morfotectónicos regionales que involucren la dinámica de los drenajes regionales que lo surcan con la finalidad de contribuir con su mejor manejo. Ademas, resulta novedosa la vinculación de la dinámica de estos drenajes con el transporte y aporte sedimentario hacia el margen atlántico.

Por esta razón, el objetivo de este trabajo es aportar evidencias topográficas obtenidas y tratadas digitalmente y proponer hipótesis de trabajo complementarias sobre el origen y evolución de la cuenca endorreica de Mar Chiquita (Carignano, 1999; Rossello *et al.*, 2005; Carignano *et al.*, 2014) y en particular sobre los efectos que generó la interrupción de la escorrentía austral de la red de drenaje hacia la cuenca del Salado a través del río Salado de la provincia de Buenos Aires.

Contexto geológico

La zona de estudio se incluye dentro de la denominada llanura Chacoparanense, una extensa planicie que comprende en Argentina la continuación occidental de la Cuenca Paraná localizada en Brasil, Uruguay y Paraguay (Russo *et al.*, 1979; Pezzi y Mozetic, 1989; Chebli *et al.*, 1999). En sentido amplio, los registros sedimentarios más modernos que se desarrollan en su subsuelo son parte de un gran antepaís, que recibió y transportó desde el Mioceno sedimentos provenientes del levantamiento del relieve andino y que hoy constituye mayormente el lugar de tránsito de esos sedimentos hacia la plataforma y talud continental atlánticos (Iriondo, 1997; Damanti, 1993, Iriondo y Kröhling, 1996; Kröhling, 1999b; Kröhling y Orfeo, 2002; Brunetto e Iriondo, 2007; Costa *et al.,* 2014). Sin embargo, en las cartografías convencionales y sin tratamientos aparece con un relieve muy escaso y geológicamente monótono afectado por la intensa actividad antropogénica que soporta.

Aunque en la actualidad, desde el punto de vista de la dinámica cortical, la región parece tener una expresión estructural negativa a probablemente neutra, esta es el resultado de una transición entre los escenarios de subsidencia preferentemente extensional ocurrida durante el Paleozoico y el Mesozoico y la progresiva acción deformativa de inversiones andinas sutiles debida a la convergencia de la placa Nazca con Sudamérica (Ramos *et al.*, 2002; Cristallini *et al.*, 2004; Cobbold *et al.*, 2005; Costa *et al.*, 2014). Esta escasez aparente de rasgos superficiales de actividad tectónica importante en tan grande extensión, presenta en su subsuelo una rica historia de episodios tectónicos con algunas discordancias angulares regionales ya que alberga numerosos y potentes registros tectosedimentarios que dominaron desde por lo menos el Paleozoico Inferior hasta el Cretácico inclusive. Varios episodios de subsidencia, con leves y localizados levantamientos tectónicos se ponen en evidencia a partir de unos pocos y distanciados pozos exploratorios y relevamientos sísmicos parciales de regular calidad (Chebli *et al.,* 1999). Durante el Mioceno, la región sufre una transgresión del mar Paranaense que cubrió una gran parte austral de Sudamérica (Kröhling e Iriondo, 2003; Marengo, 2006). A pesar que los efectos de la convergencia andina fueron leves, produjeron sobre estas vastas regiones consecuencias en la red de drenaje obligándola a adaptarse a los relieves que la fueron controlando (Costa *et al.*, 2014).

Con respecto a los registros sedimentarios cuaternarios que tapizan la totalidad de la región estudiada, Kröhling y Carignano (2014) describen en el Piedemonte Oriental Norte de la Sierra de Córdoba las formaciones Río Cruz del Eje, Toro Muerto, Charbonier, Chuña, La Batea, Las Ollas, Guanaco Muerto y Zanjas Hondas. En la Planicie Fluvio-Eólica Central desarrollada sobre el Abanico Aluvial Córdoba describen las formaciones Carcarañá, Tezanos Pinto, Lucio V. López y San Guillermo. En la Depresión de la Laguna Mar Chiquita reconocen las formaciones Lagunilla del Plata, Tezanos Pinto, Lomita del Indio y Arenas de Las Saladas. Por su parte, en el Bloque de San Guillermo describen las formaciones Palo Negro, Tezanos Pinto y San Guillermo, y tres unidades representativas de la Planicie Eólica Arenosa del Sur (Formaciones Teodelina, San Gregorio y Arenas Eólicas de la Pequeña Edad del Hielo). Las edades de estas unidades oscilan desde el Pleistoceno al Holoceno basadas en registros estratigráficos fosilíferos y de edades absolutas o bien inducidas por relaciones geomorfológicas relativas (enumeradas en Kröhling y Carignano, 2014).

Metodología

La cartografía digital de superficie constituye una herramienta de interpretación neotectónica de primera magnitud en regiones donde las características del relieve topográfico resultan escasamente evidentes (Yoeli, 1983; Maguire *et al.*, 1991). Por otro lado, facilita la realización de estudios cualitativos y cuantitativos morfométricos interpretativos al permitir la realización de operaciones morfotectónicas perfectamente georeferenciadas del relieve (Allam, 1978; Berry, 1988; Carter, 1988).

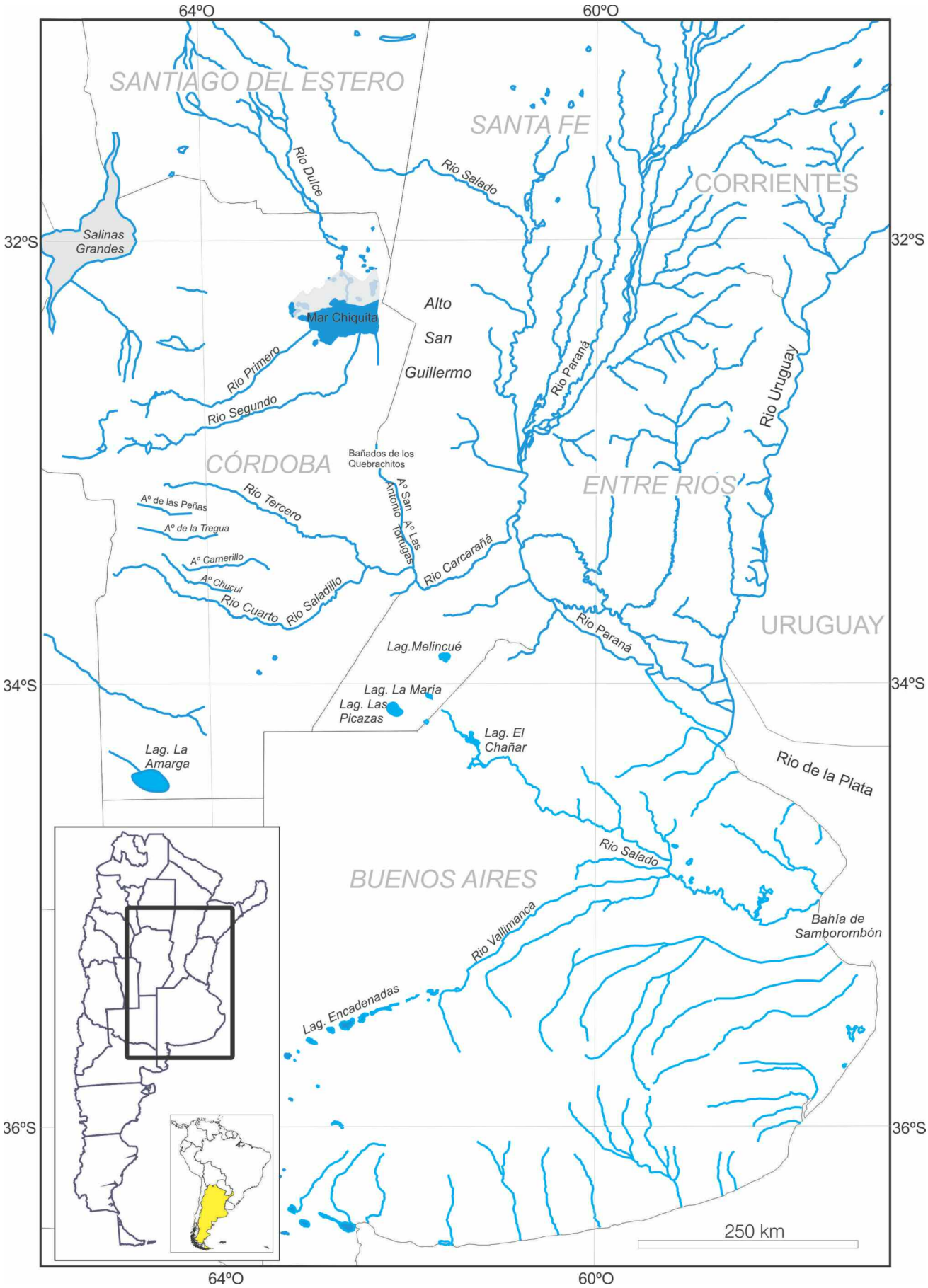

Fig. 1.- Distribución de la red de drenaje principal en la porción central pampeana, en particular en las provincias de Córdoba, Santa Fe y Buenos Aires.

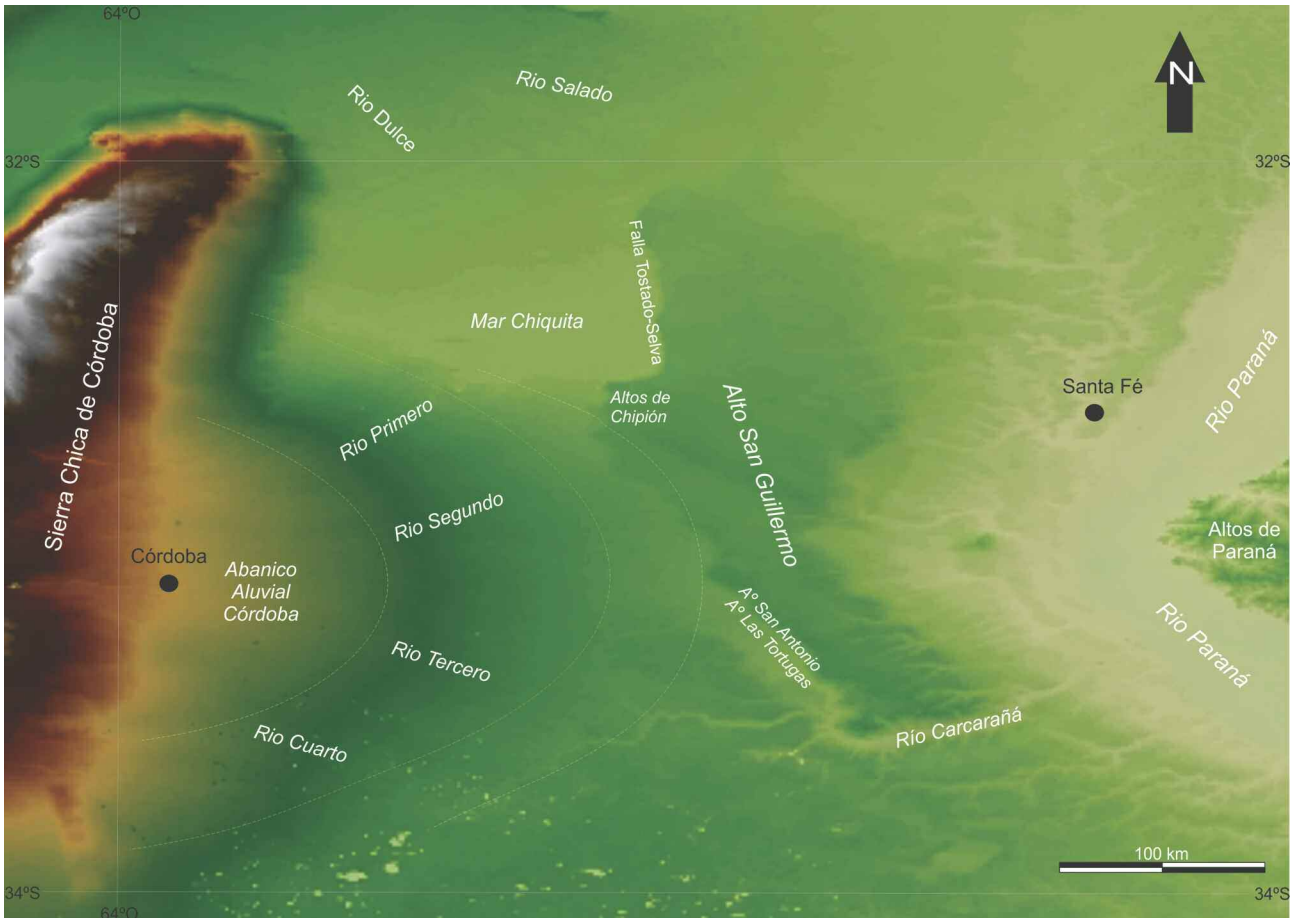

Fig. 2.- Escena topográfica digital 3D con fuerte exageración vertical y ligeramente basculada hacia el norte donde se aprecian los principales rasgos morfotectónicos relacionados con el patrón de drenaje de la región comprendida entre la Sierra de Córdoba y el río Paraná.

Con la finalidad de poner de manifiesto los relieves sutiles de la llanura Chacoparanaense se produjeron cartografías digitales apoyadas con información topográfica satelital (Fig. 2). De esta manera, se utilizaron datos de: 1) imágenes satelitales Landsat, 2) archivos topográficos digitales disponibles en Internet (GEOTOPO 3º) e 3) información geológica, geográfica, hidrográfica de diversas fuentes.

La información cartográfica de superficie fue vinculada dentro de una plataforma GIS. Los datos fueron combinados, editados y representados en escenas 2D y 3D debidamente georreferenciadas y con diferentes grados de exageración vertical y filtros con sombreados digitales para facilitar su interpretación morfotectónica.

Gracias al tratamiento informático se pudieron lograr importantes exageraciones verticales (1 a 1000) que sumadas a sombreados artificiales ponen de manifiesto las características topográficas que de modo convencional pasan inadvertidas.

Descripción geomorfológica

A continuación, se describen las características topográficas analizadas de los distintos elementos morfológicos a partir del análisis topográfico vinculados con el relieve de la región Chacoparanaense central y sus influencias sobre el control de sus drenajes.

La laguna Mar Chiquita

La laguna Mar Chiquita (o mar de Ansenuza) es un cuerpo de agua endorreico enorme (el mayor de Argentina y 5º lago salado endorreico del mundo) con elevada salinidad que cubre una superficie promedio de 6000 km^2, aunque en épocas de sequía puede disminuir a unos 2000 km^2 y máxima del orden de los 7900 km^2 (Mogni, 1991). La salinidad por sus contenidos de cloruro de sodio, sulfato de sodio, sulfato de calcio y sulfato de magnesio varía en función de los aportes de agua dulce de sus afluentes en rangos que varían de máximos de 250 g/l y mínimos 30 g/l (Reati *et al*., 1997).

Constituye una gran depresión topográfica de fondo plano con una profundidad media de 3-5 m (máxima de 20 m) que es alimentada fundamentalmente por: 1) el río Dulce (840 km de longitud), que recoge agua de una cuenca hidrográfica de aproximadamente 90.000 km^2 localizada al pie del tramo tucumano andino y, 2) los ríos Primero (200 km) y Segundo (340 km) que lo hacen de la Sierra Chica de Córdoba (Carignano, 1999; Rossello *et al.*, 2005; Carignano *et al.*, 2014) (Figs. 1 y 2). Ocasionalmente, también recibe volúmenes de agua del río Salado del Norte que representa uno de los drenajes regionales más importantes del noroeste argentino (tiene unos 2355 km de longitud) y se extiende desde las partes más altas de los Andes hasta el

río Paraná. Este río luego de cruzar el flanco oriental del sistema Andino y después de abandonar los principales relieves, suele producir un intercambio de agua hacia el río Dulce a partir de eventos frecuentes de inundaciones debido a la baja pendiente de la topografía que los separa (Kanter, 1935; Mon *et al*., 2005b). Gutiérrez *et al*. (2017) informan que estos intercambios ocurrieron principalmente en la región ubicada entre los ríos Dulce y Salado del Norte (sector denominado "Mesopotamia", según Bucher y Chani, 1998) y que la separación definitiva de estos ríos ocurre aguas abajo del extremo norte del Alto San Guillermo (Fig. 1). Además, agregan que en mapas e imágenes satelitales se ve claramente que este alto topográfico produce la desviación hacia el norte del río Salado del Norte, que describe una curva pronunciada hacia el sur para desembocar finalmente en el río Paraná, próximo a la ciudad de Santa Fe. Por otro lado, comentan que de acuerdo con la información histórica, este río Salado en el año 1770 cambió su curso para fluir ocasionalmente directamente hacia la laguna Mar Chiquita y que luego retornó a su curso normal, aunque no pudo ser confirmado el momento preciso de esta reversión (Bucher y Chani, 1998). Varios mapas del siglo XVII muestran una conexión directa del río Salado del Norte con la laguna Mar Chiquita (Piovano *et al.*, 2002, 2004a, b; Gutiérrez *et al.*, 2017). Por su parte, Kanter (1935), explica en detalle el intercambio de agua entre los ríos Dulce y Salado del Norte con información precisa obtenida de la observación directa de campo durante la ocurrencia de estos eventos.

La mayor parte del fondo de la laguna está cubierto por sedimentos aluviales provenientes de los ríos Dulce y Segundo (Martínez *et al*., 1994; Kröhling e Iriondo, 1999, 2003) y presenta en planta una geometría asimétrica, cuyo borde oriental con diseño rectilíneo se dispone submeridianalmente al estar controlado por el extremo septentrional del Alto San Guillermo (Fig. 3). La margen austral está más remarcada y neta en comparación con la septentrional que se caracteriza por ser una zona amplia y más variable dependiente de los niveles variables de inundación que determinan sectores con bajadas salinas (producidas por eventos climáticos intermitentes de mayor evaporación y desecación), lagunas y bañados asociados con las descargas hídricas del río Dulce (y eventualmente del río Salado del Norte). A lo largo de la costa sur y sudeste de la laguna los sedimentos fluviales y deltaicos fueron retrabajados por acción eólica, formando dunas (Kröhling e Iriondo 1999). El margen occidental es más irregular por la influencia de algunos lineamientos menores asociados al piedemonte de las Sierras de Córdoba y donde se exhiben pendientes muy suaves.

El Alto San Guillermo

El Alto San Guillermo (Pasotti y Castellanos, 1963) alcanza una elevación topográfica de 100 m s.n.m y cubre un área de unos 17.800 km² entre las provincias de Santa Fe y Córdoba (Figs. 1 y 2) con un desnivel típico de 15 a 39 m con respecto a las planicies circundantes vecinas. Así, representa la expresión somera del levantamiento de un bloque de basamento infrayacente involucrado que exhibe un desarrollo submeridianal de unos 400 km y sublatitudinal de unos 60 km (Brunetto *et al*., 2010, 2014, 2015). Su relieve es asimétrico donde la ladera occidental es más escarpada que la oriental, que es más suave y está atravesada por valles incipientes rectos y barrancos bajos con escorrentía hacia el río Paraná (Fig. 3).

El Alto San Guillermo está limitado en su borde oeste por un escarpe de falla correspondiente a la falla Tostado-Selva (Castellanos, 1959; Pasotti y Castellanos, 1963; Kröhling e Iriondo, 1999) que estuvo activa en el Pleistoceno medio (Castellanos 1959) y que fue reactivada en el Holoceno (Iriondo, 1989). Brunetto *et al*. (2010, 2014, 2015) estiman que el levantamiento ocurrió en los últimos 70.000 años con una tasa de ascenso del orden de 0,14 mm/a. Presenta una traza irregular formada por una sucesión de segmentos rectos de 10 a 30 km de longitud, orien-

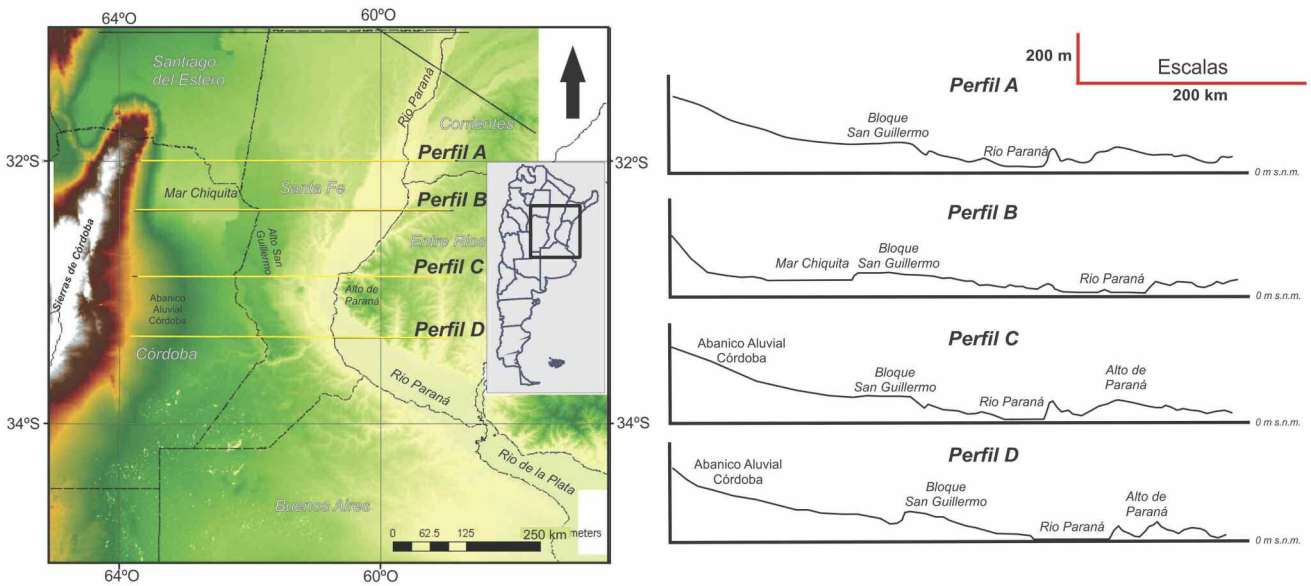

Fig. 3.- Perfiles topográficos transversales entre el piedemonte de la Sierra de Córdoba y el río Paraná, con énfasis en el Alto San Guillermo.

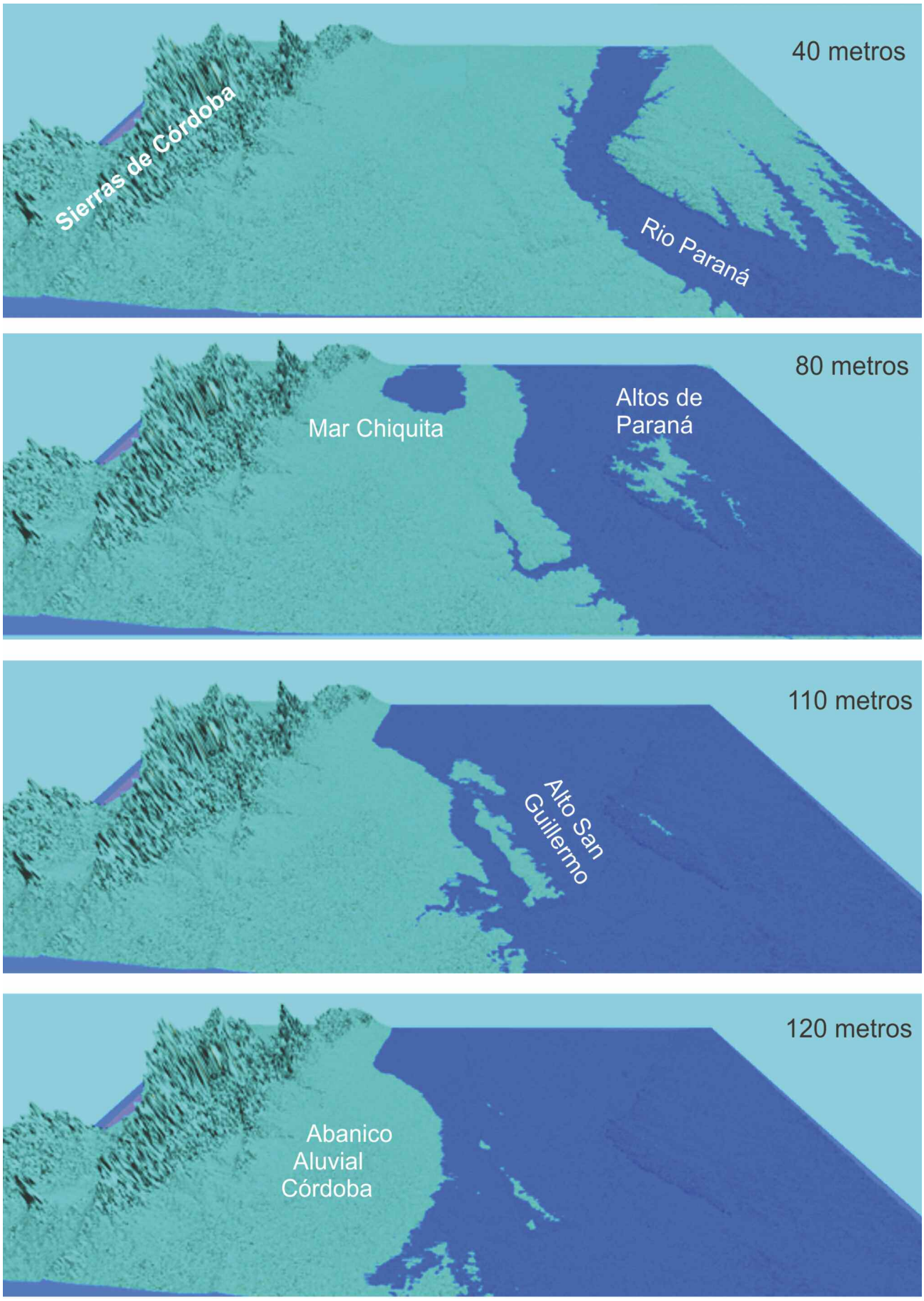

Fig. 4.- Simulaciones digitales de distintos niveles de inundaciones artificiales con la finalidad de resaltar la topografía del sector comprendido entre el Abanico Aluvial Córdoba, el Alto San Guillermo, el Alto Paraná y el río Paraná.

tación variable y dirección general N-S. El escarpe de falla está marcado por un escalón topográfico de unos 25-30 m con pendiente constante y superficie regular afectada por erosión hídrica (Pasotti y Castellanos, 1963; Brunetto *et al*., 2014, 2015).

Brunetto *et al*. (2010; 2014) consideran al Alto San Guillermo como la expresión de un retrodomamiento (*backbulge* en el sentido de DeCelles y Gilles, 1996) como respuesta deformativa a la propagación flexural andina a través de su antepaís. El límite oriental del Alto San Guillermo, por el contrario, está tectónicamente menos definido (Kröhling e Iriondo, 1999; Brunetto e Iriondo, 2007) por una serie de segmentos de fallamientos subordinados con direcciones y pendientes variables donde se emplazan arroyos con cabeceras caracterizadas por erosiones retrocedentes conspicuas (en el sentido de Humphrey y Konrad, 2000).

El rechazo vertical total de la falla que lo limita por el occidente puede estimarse en más de 100 m sobre la base del desplazamiento relativo del techo de la Formación Paraná determinado en sondeos (Kröhling e Iriondo, 1999, 2003). Al oeste de Altos de Chipión (parte constituyente septentrional del Alto de San Guillermo; Fig. 2), la escarpa es visible en el campo con un desnivel de 32 m y 10,7 ‰ de gradiente (Kröhling e Iriondo, 1999). El desnivel entre el bloque del Alto San Guillermo y la fosa tectónica del Arroyo San Antonio (Fig. 1) aumenta hacia el sur desde 10-15 m y 3-5 ‰ de pendiente hasta 40-45 m de desnivel y gradientes entre 6 y 8 % (Pasotti y Castellanos, 1963).

No se observan afloramientos de roca y los sedimentos en el Alto San Guillermo, que está completamente cubierto por cultivos; no fueron depositados por un régimen fluvial como en las áreas circundantes. Por el contrario, están constituidos principalmente de loess que yace discordante sobre la Formación Paraná (Kröhling e Iriondo, 2003; Marengo, 2006; Kröhling y Carignano, 2014). La ausencia de depósitos fluviales característicos sobre su tope puede sugerir que el Alto San Guillermo es un relieve positivo relativo desde el final del Neógeno y en consecuencia como respuesta pudo haber sido evitado por ríos que fluyeron por las áreas bajas circundantes.

El Abanico Aluvial Córdoba

Sobre la planicie localizada entre el piedemonte oriental de las Sierras de Córdoba, característica de las Sierras Pampeanas (Richardson *et al*., 2012, 2013), y el Alto San Guillermo se desarrolla hacia el este un extenso abanico aluvial de unos 40.000 km^2 que tiene su ápice localizado aproximadamente en la ciudad de Córdoba (Fig. 2). Está surcado divergentemente por los ríos Primero y Segundo que drenan con dirección NE hacia la laguna Mar Chiquita como otros tributarios menores contribuyendo con caudales generalmente menos salinos. Contrariamente, los ríos Tercero y Cuarto discurren hacia el sureste donde en parte se insumen en las planicies más orientales de la provincia de Córdoba (sobre los límites con la provincia de Santa Fe) y confluyen en el río Carcarañá (Fig. 1).

Según Santa Cruz (1973) el abanico está constituido por conglomerados con matriz psamítica y pelítica remanentes de depósitos pedemontanos de la Formación Estancia Belgrano (Pleistoceno?), las arenas y gravas de la Formación Pozo del Tigre (Pleistoceno?) y los loess similares de la región pampeana de la Formación General Paz. En cambio, Kröhling y Carignano (2014) describen a estos niveles sedimentarios dentro de las formaciones Carcarañá, Tezanos Pinto, Lucio V. López y San Guillermo atribuidas al Cuaternario Superior basados en el registro estratigráfico e información geomorfológica.

Un análisis cartográfico digital a partir de simulaciones de inundaciones permite resaltar según diferentes cotas los rasgos topográficos del Abanico Aluvial Córdoba y su relación con el Alto San Guillermo, ya que remarca la morfología a partir de zonas separadas por curvas de nivel regionales (Fig. 4). Entre los ríos Tercero y Cuarto hay una serie de arroyos arreicos que se esparcen en cañadas y bañados (Fig. 1). Destacan cuatro: el arroyo de las Peñas, de la Tegua, el del Carnerillo y el Chucul. El arroyo Chucul es el más caudaloso de los cuatro y tiene la característica de ser endorreico, y después de un trayecto de 100 km desemboca en pequeñas lagunas (Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2002).

El abanico exhibe una topografía muy suave y uniforme con cotas que varían regularmente entre unos 150 m s.n.m. próximo a su ápice, cuando abandona el ambiente serrano de la Sierra Chica de Córdoba, hasta los 100 m s.n.m. a lo largo de unos 400 km sobre el flanco occidental del Alto San Guillermo.

El desarrollo del abanico está directamente vinculado temporoespacialmente con el levantamiento de la Sierra Chica de Córdoba que al reajustarse con el nivel de erosión de base produce el aporte divergente de los materiales sedimentarios del volumen que lo conforman (Rossello *et al.,* 2005).

Río Carcarañá

El río Carcarañá se localiza al sur del Alto San Guillermo y drena las aguas provenientes de las lluvias que captan sus dos ríos tributarios principales: el Tercero y el Cuarto. Además, recibe el aporte de algunos arroyos que se encuentran entre los ríos Tercero y Cuarto que se pierden en dirección O-E y son de carácter arreicos (Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2002). Estos dos ríos son típicamente de llanura, pero mientras el Tercero es de cauce continuo sin accidentes importantes, el Cuarto presenta tramos difusos como bañados y lagunas que una vez atravesados los Bañados del Saladillo, se junta con el río Tercero para dar origen al río Carcarañá. También, el río Carcarañá recibe el aporte hídrico de cursos menores proveniente desde el norte localizados sobre el borde occidental del Alto San Guillermo que comienzan en los Bañados de los Quebrachitos para continuar por el Arroyo San Antonio y finalmente, en el Arroyo Las Tortugas (Fig. 1).

Actualmente, el río Carcarañá alcanza un recorrido de 240 km hasta su desembocadura en el río Paraná. Tiene un cauce inciso debido a su generación por erosión retrocedente y drena las aguas de un área de 48.000 km^2 de las provincias de Córdoba y Santa Fe (Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2002). En sus orillas existen barrancos de

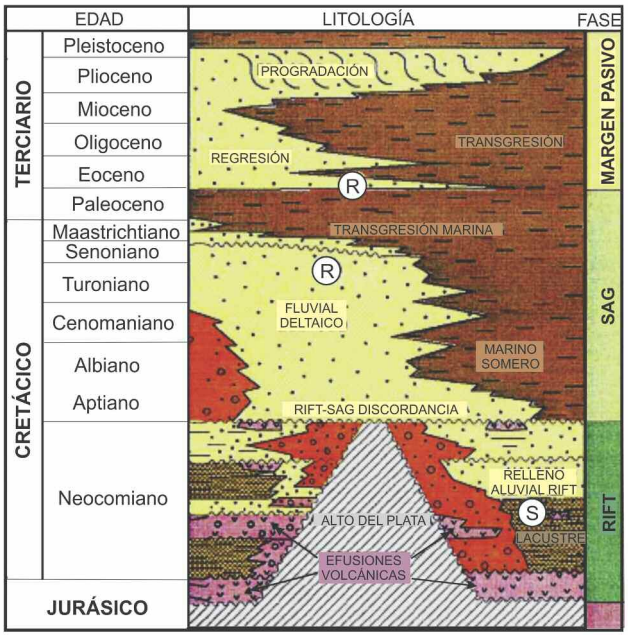

Fig. 5.- Cuadro cronoestratigráfico y evolución tectónica del relleno sedimentario meso-cenozoico de la cuenca del Salado-Punta del Este (tomado de Tavella y Wright, 1996). R: reservorio y S: roca madre.

hasta 20 m de altura y su curso presenta un marcado gradiente expresado por saltos provocados por afloramientos de tosca (Pasotti y Albert, 1991; Kröhling, 1998, 1999a).

El río Salado de la provincia de Buenos Aires

El río Salado de la provincia de Buenos Aires tiene una longitud de 640 km en una dirección general NO-SE cuya naciente se localiza en la región medanosa (Iriondo y Kröhling, 2007) comprendida entre las provincias de Santa Fe y Buenos Aires (Fig. 1). Sus orígenes actuales están relacionados con la laguna El Chañar de las cercanías de Teodelina aunque otros cuerpos de agua aislados y más alejados en dirección NO (*e.g.*, Laguna La María) están vinculados natural y artificialmente mediante canalizaciones. Desemboca en el litoral bonaerense del río de la Plata en la ensenada de la Bahía de Samborombón (Fig. 1). Si bien su caudal es muy variable, puede estimarse un promedio de 80 m^3/s y un gradiente aproximado del orden de unos 12 m/100 km a partir de una cota de unos 75 m s.n.m. en sus nacientes hasta el nivel del mar en su desembocadura. Drena una cuenca de unos 88.000 km^2 de superficie casi exclusivamente en la provincia de Buenos Aires, y pequeñas porciones de las provincias del sur de Santa Fe y Córdoba, aunque también recibe aportes desde el occidente a través del río Vallimanca (Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2002).

La cuenca del Salado

La cuenca del Salado, localizada sobre el margen atlántico continental y marino bonaerense, es un depocentro de tipo aulacógeno, que si se incluye la denominada cuenca Punta del Este en el territorio marítimo uruguayo (Soto *et al.* 2011), tiene una superficie aproximada total de 85.000 km^2. A partir de información exploratoria por hidrocarburos (pozos y relevamientos geofísicos), se reconoce que su relleno sedimentario es de naturaleza preferencialmente silicoclástica (con algunos intervalos volcánicos) de más de 7000 m de potencia (Fig. 5) depositados durante el Mesozoico y Cenozoico sobre un basamento cristalino con remanentes paleozoicos (Zambrano, 1974; Yrigoyen, 1975, 1999; Stoakes *et al.*, 1991; Tavella y Wright, 1996).

El relleno sedimentario inicial comenzó con secuencias de pre-*rift* atribuidas al Jurásico, pero durante el Cretácico Inferior se establece la principal etapa de *rift* de la cuenca a partir del incremento notable de sedimentación con la Formación Río Salado constituida por un desarrollo máximo de unos 2000 m de conglomerados de clastos mayoritariamente de litologías cristalinas provenientes del basamento. Es posible que hacia posiciones más centrales del depocentro se verifique un cambio normal de facies a materiales clásticos más finos, pasándose así desde un ambiente fisiográfico de fanglomerados a planicies fluviales, asociados tal vez a ambientes deltaicos y lacustres. Tavella y Wright (1996) describen una etapa de relleno principal representada por la Formación General Belgrano de edad Cretácico Superior y constituidas por areniscas y conglomerados rojizos con intercalaciones de arcillas rojas sin intercalaciones marinas. La Formación Las Chilcas representa sedimentos con afinidad marina de ambiente nerítico de edad Maastrichtiense a Paleoceno que corresponden a la etapa de colmatación de la cuenca. El resto de la secuencia cenozoica es alternadamente marino-continental, reemplazada hacia el este por una columna continua de origen marino, en la que están representados todos los pisos terciarios. Las unidades litoestratigráficas conforman en esa dirección una cuña sedimentaria que se abre hacia el talud continental donde los depósitos distales se caracterizan por el predominio de lutitas y limolitas con finas intercalaciones de areniscas finas, mientras que en el sector más próximo existe una gradación hacia areniscas. El espesor máximo del Maastrichtiense-Cenozoico es de unos 2500 metros (Fig. 5).

La etapa de margen pasivo continúa con numerosos ciclos regresivos transgresivos influenciados por las variaciones eustáticas del nivel del mar (Tavella y Wright, 1996). Las secuencias regresivas generan depósitos fluvio-deltaicos próximales caracterizados por intercalaciones de areniscas y limolitas. El ambiente de plataforma distal está caracterizado por la presencia de depósitos de lutitas que gradan a areniscas deltaicas hacia el techo de la unidad.

Este escenario del relleno de la cuenca del Salado a tasas altas de sedimentación es drásticamente reducido a partir del Plioceno, y particularmente en el Pleistoceno, donde solamente se depositan escasos niveles esencialmente pelíticos con intercalaciones calcáreas y coquiníferas en ambientes costeros proximales asociados a periodos de exposiciones subaéreas (Violante *et al.*, 2001).

Interpretación y discusión

La generación de la laguna Mar Chiquita

La laguna Mar Chiquita, localizada en la porción NE de la provincia de Córdoba, es una cuenca semicerrada generada a partir de la evolución neotectónica que determina

a partir del Cuaternario modificaciones del patrón de drenaje asociado con el ascenso diferencial de bloques de la llanura Chacoparanaense (Fig. 1) (Rossello *et al*., 2005, Mon y Gutiérrez, 2005a, b; Costa *et al*., 2014; Gutiérrez *et al*., 2017; Brunetto *et al*. 2017). En el presente trabajo, la génesis y evolución de esta laguna se relaciona con el advenimiento del Abanico Aluvial Córdoba (desarrollado principalmente a partir de los ríos Primero, Segundo, Tercero y Cuarto) que provoca su endicamiento al modificar los patrones de drenaje hacia el sur del río Dulce y temporariamente del río Salado del Norte (Fig. 2).

La cartografía digital realizada permite identificar claramente la geometría y disposición del Abanico Aluvial Córdoba que se desarrolla por la acumulación de los materiales generados por la erosión de las Sierras de Córdoba hacia el este (Brunetto *et al.*, 2014; Costa *et al.*, 2014) hasta alcanzar las estribaciones occidentales del Alto San Guillermo (Fig. 3). La elevación de este alto produjo una reorganización significativa de la red de drenaje (Castellanos, 1959, 1968) y tuvo gran influencia en la evolución geomorfológica y ambiental de la región. De esta manera, se considera que los emplazamientos del Abanico Aluvial Córdoba y del Alto San Guillermo como uno de los principales responsables de la interrupción del drenaje del río Dulce hacia el sur y, como consecuencia de ello, la generación del embalse de Mar Chiquita (Rossello *et al.,* 2005; Mon y Gutiérrez, 2009) (Fig. 6).

Al Sur de la laguna Mar Chiquita, hay un incremento de la pendiente del terreno del orden de los 20 m donde hay una inversión de la tendencia de la escorrentía ya que el curso atribuido al paleo río Dulce que drenaba hacia el sur, actualmente por el contrario, cambia de dirección y fluye hacia el norte.

Influencias en el relleno de la cuenca del Salado

A partir del análisis de las características litoestratigráficas y tasas de sedimentación del relleno sedimentario que la cuenca del Salado recibió desde tiempos mesozoicos hasta la actualidad puede interpretarse una disminución relativa casi total de los volúmenes de transferencia de sedimentos vinculados con la evolución de los relieves neógenos andinos.

Desde el punto de vista morfológico, es posible reconocer una correspondencia de los cauces de los ríos Salado del Norte y Dulce, previo a la generación de la laguna Mar Chiquita, que se continuaban en la misma dirección hacia el sur por los arroyos San Antonio y Las Tortugas para conectar con la cabecera actual del río Salado de la provincia de Buenos Aires. Así, de este modo pudieron alcanzar el margen atlántico a través del depocentro de la cuenca del Salado facilitándose el depósito de más de 2000 m de sedimentos oligocenos (Zambrano, 1974; Yrigoyen, 1975, 1999; Stoakes *et al.,* 1991; Tavella y Wright, 1996). En el Mioceno, el aporte continental fue superado por la trans-

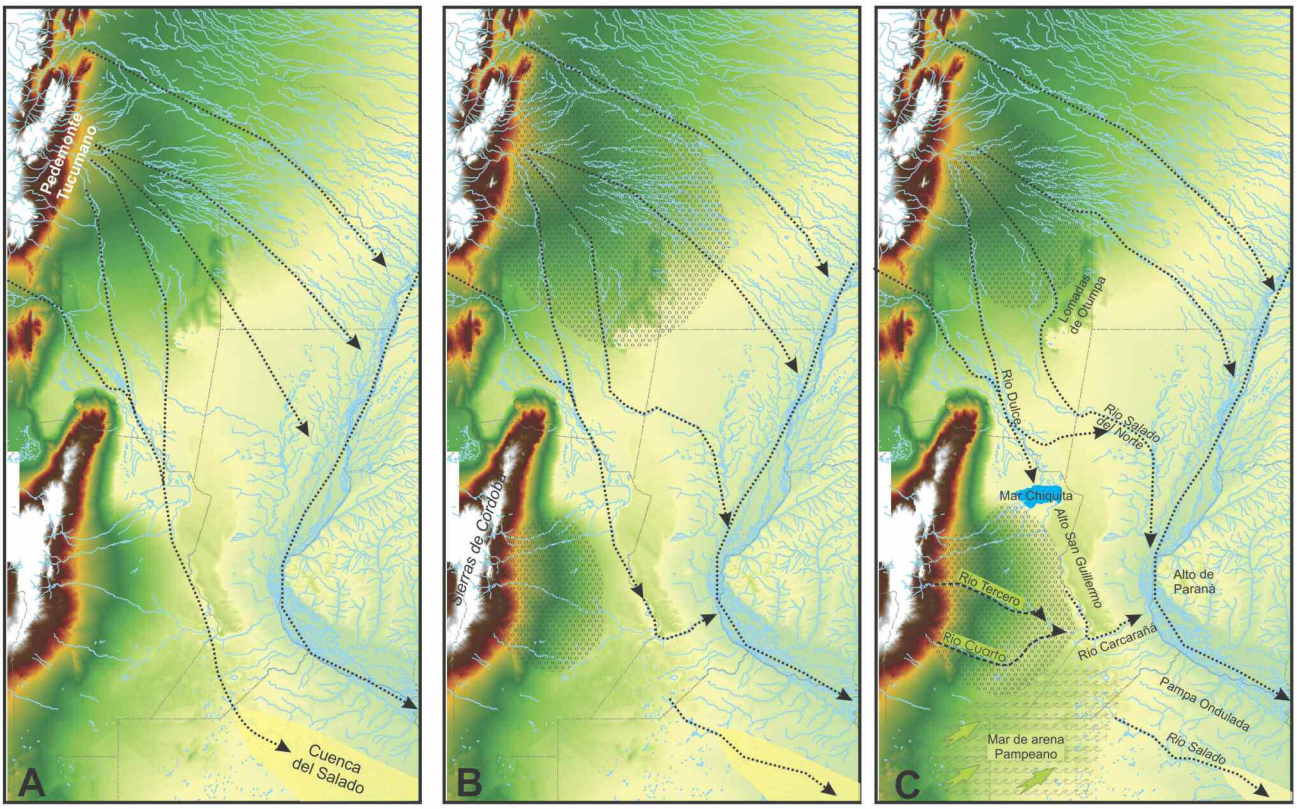

Fig. 6.- Esquemas evolutivos sobre la hipótesis de generación de la laguna Mar Chiquita y del drenaje de los principales cursos de la región central pampeana. A. Ascenso del antepaís Andino y generación de un drenaje hacia niveles de base localizados hacia el SE en la cuenca del Salado. B. Levantamiento del Alto San Guillermo constituyéndose en un primer obstáculo al drenaje del río Dulce (líneas punteadas) hacia el sur. C. Desarrollo del Abanico Aluvial Córdoba hacia el este hasta hacer contacto con el Alto San Guillermo y de esta manera interrumpir el drenaje austral del río Salado-Dulce y avance del mar de arena pampeano.

gresión marina representada por la Formación Paraná (Marengo, 2006), con una fuerte retrogradación de los sistemas depositacionales. Pero, durante el Plioceno vuelve a producirse una fuerte progradación a partir del aporte de materiales silicoclásticos provistos por la erosión vinculada con el ascenso de los Andes y que fueron colectados y transportados a través de la planicie pedemontana por el paleo sistema río Salado del Norte y Dulce hacia el río Salado de la provincia de Buenos Aires (Fig. 6).

Si bien en los relieves andinos las tasas de erosión se incrementan a partir del Mioceno y en particular durante el Plioceno como consecuencia la acción de la fase tectónica andina Quechua que genera una importante barrera orográfica al clima húmedo imperante y el consiguiente aumento de la meteorización (Horton y DeCelles, 1997; Bookhagen y Strecker, 2008; Pingel *et al.*, 2014), este escenario de bonanza de sedimentos no se refleja actualmente en la cuenca del Salado. Por el contrario, durante el Cuaternario se percibe una drástica disminución de la tasa de sedimentación, al punto que en el Pleistoceno tardío-Holoceno sólo se deposita una sucesión de escasos metros de espesor, con niveles pelíticos provenientes del aporte fluvial y se incrementa la influencia de los procesos dinámicos costeros eólicos y marinos. Según Violante *et al.* (2001), la evolución de las llanuras costeras del este de la provincia de Buenos Aires pueden sintetizarse en tres momentos principales: 1) el periodo deglacial (8.000–7.000 a.A.P.) durante el cual ocurrió el ascenso glacioeustático a una velocidad relativamente constante; 2) la última parte de la transgresión (7.000–5.000 a.A.P.) cuando el mar decreció su velocidad de ascenso hasta llegar a estabilizarse; y 3) una etapa final de descenso de nivel del mar (5.000 a.A.P – actualidad) con intensa progradación costera. De este modo, el río Salado de la provincia de Buenos Aires recibe un aporte actual exiguo de sedimentos que desembocan en la bahía de Samborombón con características de un curso con su valle desajustado evidenciado por el desarrollo de valles amplios y someros con diseño meandriforme donde actualmente presenta un curso casi efímero y plagado de lagunas sobre la planicie bonaerense (Fig. 1).

Posibles causas de los cambios en las tasas de sedimentación

Además de los condicionantes climáticos desencadenantes de los procesos erosivos productores de sedimentos durante el Cuaternario (Iriondo y García, 1993; Carignano, 1999), los factores morfotectónicos posibles que provocaron coetaneamente la drástica interrupción del flujo hídrico cargado de sedimentos provenientes de los piedemontes andinos del norte argentino por generación de barreras topográficas, hacia el margen atlántico bonaerense pueden ser interpretados para el área de estudio como los siguientes (Fig. 6):

1) La interacción del Abanico Aluvial Córdoba sobre el flanco occidental del Alto San Guillermo que en conjunto generaron una barrera topográfica que impidió por un embalsamiento el drenaje hacia el sur del río Dulce y la consecuente creación de la laguna Mar Chiquita. Incluso, parte de sus excedentes hídricos fueron re-direccionados hacia el norte para descargarse en el río Salado del Norte y por su intermedio en el río Paraná.

2) La captura producida por el río Carcarañá que desvió sublatitudinalmente y de modo directo hacia el río Paraná los aportes hídricos de los ríos Tercero, Cuarto y la escorrentía remanente de los cursos localizados al occidente del Alto San Guillermo (Bañados de los Quebrachitos, Arroyo San Antonio y Arroyo Las Tortugas). A partir de sus características erosivas, este curso fluvial diseca el extremo austral del Alto San Guillermo coetáneamente con su levantamiento, como reflejan las evidencias geomorfológicas (Fig. 2).

3) La colmatación de sedimentos eólicos provenientes del SO identificados por Kröhling y Carignano (2014), como de la Planicie Eólica Arenosa del Sur (formaciones Teodelina, San Gregorio y Arenas Eólicas de la Pequeña Edad del Hielo) que con dirección de avance hacia el ENE pueden ser reconocidos hasta el sur de la provincia de Santa Fe. Iriondo (1999) e Iriondo y Kröhling (2007) denominan Mar de Arena Pampeano (Sistema Eólico Pampeano) a estos sedimentos que ha sufrido una alternancia de episodios áridos y húmedos a lo largo de los últimos períodos del Pleistoceno. De este modo, resultan fundamentalmente de la influencia del período húmedo (64-36 ka) una red fluvial de llanura y de un clima seco del Holoceno tardío (3,5-1,4 ka) una actividad eólica que depositó secuencias con 10 a 12 m de espesor típico y de unos 5 m en áreas sometidas a erosión (Formación Teodelina) compuesta por limo grueso arenoso y arena fina limosa (Iriondo *et al.* 2009). Este campo de médanos está remarcado por una profusión de lagunas, entre las que se destacan las denominadas Las Picasas, Melincué y El Chañar. Esta última con otros cuerpos de agua subordinados marca la cabecera que da inicio al río Salado de la provincia de Buenos Aires.

De esta manera, los sedimentos provenientes de los relieves andinos que eran transportados a partir del Plioceno para colmatar la cuenca del Salado son transferidos al río Paraná por los ríos Salado (del Norte) y Carcarañá para ser depositados a través del estuario del río de la Plata en la plataforma continental que se localiza hacia su frente.

Rasgos neotectónicos asociados

Como resultado de la convergencia originada por la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la continental de Sudamérica en una dirección general ENE-OSO durante los últimos 49 Ma se han producido importantes deformaciones (Cobbold *et al.,* 2005). Estas no solo ocurrieron próximas al borde occidental de la Cordillera de los Andes sino también de modo muy atenuado en las planicies circundantes de la llanura Chacoparanaense a partir de la reactivación de su antepaís adyacente como las Sierras Pampeanas.

Los acortamientos horizontales producidos se han propagado por todo el continente, incluso en su borde atlántico (Ramos *et al.,* 2002; Cobbold *et al*., 2005; Costa *et al.,* 2006). Así, sobre discontinuidades tectónicas pre-existentes relacionadas con las estructuras extensionales que

controlaron los diferentes depocentros paleozoicos y mesozoicos profundos fueron invertidas y/o reactivadas en tiempos recientes (Iriondo, 1989; Rossello y Bordarampé, 2005; Costa *et al.,* 2006; Brunetto e Iriondo, 2007; Rossello *et al.,* 2007; Costa *et al.* 2014). Estos nuevos escenarios morfotectónicos aunque sutiles provocaron grandes desvíos y cambios ambientales en las redes de drenaje típicas de las llanuras (Mon *et al*., 2005; Peri y Rossello, 2008, 2010).

Desde el punto de vista tectónico, tanto la orientación regional del flanco occidental del Alto San Guillermo (fallamientos de Tostado-Selva) atribuidos por Pasotti y Castellanos (1963) al Pleistoceno medio y reactivada en el Holoceno (Iriondo, 1987) como los del margen del Alto Paraná, exhiben disposiciones NNO-SSE compatibles con estructuras de primer orden de las típicas Sierras Pampeanas (Costa *et al.*, 2014). Por otro lado, se reconocen rasgos neotectónicos dispuestos con direcciones generales NNE-SSO bien reconocidas en las Lomadas de Otumpa (Rossello y Bordarampé, 2005; Rossello *et al*., 2005; Peri y Rossello, 2008).

Conclusiones

El tratamiento de la información cartográfica de superficie disponible dentro de una plataforma GIS ha proporcionado información neotectónica que puede contribuir con la mejor comprensión de la historia tectosedimentaria de los depocentros sedimentarios cuaternarios distribuidos sobre la llanura Chacoparanaense y en la cuenca del Salado.

La acción de la tectónica andina reactiva levemente en su antepaís a antiguas estructuras pre-existentes asociadas con la rica historia tectosedimentaria de la llanura Chacoparanaense que a pesar de su escasa expresión superficial alcanzan a condicionar el patrón de diseño de drenaje hidrográfico. Esto obliga que los principales colectores de la región deban desplazarse y acomodarse para facilitar la escorrentía en el piedemonte andino hacia el nivel de base determinado por el Océano Atlántico. De esta manera, resulta muy evidente la generación del Alto San Guillermo como un bloque morfológico ascendido que se dispone con un eje submeridianal y ligeramente basculado hacia el este. Sin embargo, uno de los rasgos morfotectónicos más llamativos es la presencia de un gran abanico aluvial sobre el piedemonte oriental de las Sierras de Córdoba. Este rasgo típicamente coniforme en planta exhibe un ápice en las cercanías de la localidad de Córdoba y evoluciona hacia el este a partir del aporte sedimentario de los ríos Primero y Segundo (que fluyen hacia el NE, directamente en la laguna Mar Chiquita) y los ríos Tercero y Cuarto que lo hacen hacia el sureste confluyendo en el río Carcarañá.

Por lo tanto, el embalsamiento de la laguna Mar Chiquita es la resultante de la interposición de un relieve positivo generado por la interacción neotectónica del desarrollo del Abanico Aluvial de Córdoba con el levantamiento del Alto San Guillermo.

El transporte de materiales silicoclásticos que los ríos Dulce y Salado del Norte aportaban a la cuenca del Salado desde el segmento del frente orogénico andino centrado en la provincia de Tucumán ha sido interrumpido a partir del Cuaternario por la posible acción conjunta de: 1) el embalsamiento de la laguna Mar Chiquita, 2) la captura del río Carcarañá y 3) la presencia de sedimentación eólica acumulada sobre la región peneplanizada que actualmente los separa (Mar de arena pampeano).

De acuerdo con los resultados obtenidos, resulta claro que la cartografía digital de superficie se constituye en una herramienta de interpretación neotectónica de primera magnitud en regiones donde el relieve topográfico es escasamente evidente. Por otro lado, facilita la realización de estudios cualitativos y cuantitativos morfométricos al permitir la realización de operaciones morfotectónicas perfectamente georreferenciadas de análisis topográficos. De este modo, la región pampeana estudiada caracterizada por sus relieves muy sutiles y fuertemente enmascarados por la actividad antrópica aporta elementos de análisis y/o manejo de los factores de riesgo geológico e hidrogeológico que presenta la región, en particular de sus recurrentes problemas de inundaciones y/o escases de recursos hídricos adecuados.

Agradecimientos

La Dra. Pierina Pasotti (1902–1996) fue una pionera en el reconocimiento e interpretación de las características de los patrones tectónicos que afectan las planicies santafesino-bonaerenses a pesar de no contar con los medios tecnológicos del presente. Sus relevantes aportes sirvieron de base y motivación a los presentes análisis. También, se desea dejar constancia de nuestro agradecimiento a los numerosos colegas tanto de ámbitos académicos como industriales por las discusiones críticas sobre tópicos neotectónicos de esta región. Finalmente, las correcciones y sugerencias de los árbitros, Dr. Jorge Santa Cruz y un revisor anónimo, y de la Editora, mejoraron substancialmente al trabajo.

Referencias

Allam, M.M., 1978. DTM application in topographic mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 44 (12): 1513-1520.

Berry, J.K., 1988. Maps as data: fundamental considerations in computer-assisted map analysis. *GIS/LIS'88 Proceedings*: 273-284.

Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters,* 35: L06403.

Brunetto, E., Iriondo, M.H., 2007. Neotectónica en la Pampa norte (Argentina). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 20 (1-2): 17-29.

Brunetto, E., Iriondo, M.H., Zamboni, L., Gottardi, G., 2010. Quaternary deformation around the Palo Negro area, Pampa Norte, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 627-641.

Brunetto, E., Zalazar, M.C., Kröhling, D., Francisconi, M.C., 2015. Análisis cuantitativo a partir de DEMs, aplicado a la evaluación de los procesos superficiales en un paisaje de llanura

(Pampa Norte, Argentina). *XIV Congreso Geológico Chileno, Actas*: 715-718.

Brunetto, E., Sobrero, F.S., Giménez, M.E., 2017. Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Craton (Southeastern South America). *Journal of South American Earth Sciences*. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.010.

Bucher, E.H., Chani, J.M., 1998. Chaco. En: *Los humedales de Argentina, Clasificación actual, conservación y legislación,* (P. Canevari, D. Blanco, E. Bucher, G. Castro, I. Davidson, Eds), *Wetlands International Publication,* 46: 208 p.

Carignano, C.A., 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba Province, Argentina: geomorphological evidence. *Quaternary International,* 57/58: 117-134.

Carignano, C.A., Kröhling, D., Degiovanni, S., Cioccale, M.A., 2014. Geomorfología. En: *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino* (R.D. Martino, A.B. Guereschi, Eds), Asociación Geológica Argentina: 747-822.

Carter, J.R. 1988. Digital representation of topographic surfaces. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11): 1577-1580.

Castellanos, A., 1959. Posibles desplazamientos morfológicos en el pasado de las redes potamográficas en la llanura cordobesa. *Boletín de Estudios Geográficos*, 19: 29-63.

Castellanos, A., 1968. *Desplazamientos naturales en abanico del río Salado del norte en la llanura chaco-santiagueño-santafesina.* Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional del Litoral, Publicaciones LII, 14 p.

Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rossello E.A., Buhler, M., 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En: *Geología Argentina* (R. Caminos, Ed). *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR*, Anales 29 (20): 627-644.

Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L.A., Lima, C., 2005. Distribution and timing of the Andean deformation across South America. En: *Deformation of the continental crust: The legacy of Mike Coward*, (A.C. Ries, R.W.H. Butler, R.H. Graham, Eds). *Geological Society of London, Special Publications,* 272: 321-343.

Costa, C.H., Audemard, F., Bezerra, F., Lavenu, A., Machette, M., Paris, G., 2006. An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61 (4): 461-479.

Costa, C., Ricci, W., Owen, L., Johnson, W., Halperin, A., Ahumada, E., 2010. Holocene paleoearthquake clustering along a Sierras Pampeanas (Argentina) bounding fault?. *American Geophysical Union Fall Meeting*, San Francisco, T42A-05.

Costa, C.H., Massabie, A.C., Sagripanti, G.L., Brunetto, E., Coppolecchia, M., 2014. Neotectónica. En: *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino* (R.D. Martino, A.B. Guereschi, Eds), Asociación Geológica Argentina: 725-746.

Cristallini, E.O., Comínguez, A.H., Ramos, V.A., Mercerat, E.D., 2004. Basement double-wedge thrusting in the northern Sierras Pampeanas of Argentina (27°S) - Constraints from deep seismic reflection. En: *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (K.R. McClay, Ed). *The American Association of Petroleum Geologists*, *Memoir,* 82: 65-90.

Damanti, J.F., 1993. Geomorphic and structural control on facies patterns and sediment composition in a modern foreland. En: *Alluvial sedimentation* (M. Marzo, C. Puigdefabregas, Eds). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*: 221-233.

DeCelles, P.G., Gilles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123.

Gutiérrez, A.A., Mon, R., Suvires, G.M., 2017. La red de drenaje del borde oriental andino y de la llanura central argentina, indicadora de movimientos tectónicos recientes. En: *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA* (C.M. Muruaga, P. Grosse, Eds). 20º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 646-669.

Horton, B.K., DeCelles, P.G., 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25: 895-898.

Humphrey, N.F., Konrad, S.K., 2000. River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology*, 28(1): 43-46.

Iriondo, M., 1987. Geomorfología y cuaternario en la provincia de Santa Fe (Argentina). *D'Orbignyana*, 4: 1-54.

Iriondo, M., 1989. Major fractures of the Chaco-Pampa plain. *Bulletin of the INQUA, Neotectonics Commission*: 12-42.

Iriondo, M., 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences,* 10: 71-79.

Iriondo, M., 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, 57/58: 93-112.

Iriondo, M., García, N.O., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 101: 209-220.

Iriondo, M., Kröhling, D., 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior). *XIII Congreso Geológico Argentino*, *Actas* IV: 27-48.

Iriondo, M., Kröhling, D., 2007. Geomorfología y sedimentología de la cuenca Superior del Rio Salado (Sur de Santa Fe y Noroeste de Buenos Aires, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis,* 14 (1): 1-23.

Iriondo, M., Brunetto, E., Kröhling, D., 2009. Historical climatic extremes as indicators for typical scenarios of Holocene climatic periods in the Pampean plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 283: 107-119.

Kanter, H., 1935. La cuenca cerrada de Mar Chiquita en el norte de la Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 32: 285-322.

Kröhling, D., 1994. Caracterización geoquímica de las aguas de la cuenca del rio Carcarañá, provincia de Santa Fe. *XV Congreso Nacional del Agua*, 13 p.

Kröhling, D., 1998. Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Sta. Fe y Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 224 p.

Kröhling, D., 1999a. Upper Quaternary of the Lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. En: *Paleoclimates of the Southern Hemisphere* (T. Partridge, P. Kershaw, M. Iriondo, Eds). *Quaternary International*, 57/58: 135-148.

Kröhling, D., 1999b. Sedimentary maps of loessic units outcropping in North Pampa, Argentina. En: *South American Loess and related topics* (M. Iriondo, Ed). *Quaternary International*, 62: 49-55.

Kröhling, D., Carignano, C.A., 2014. La estratigrafía de los depósitos sedimentarios cuaternarios. *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino*, Asociación Geológica Argentina: 663-684.

Kröhling, M.D., Iriondo, M.H., 1999. Upper Quaternary paleoclimates of the Mar Chiquita area, North Pampa, Argentina. *Quaternary International*, 57/58: 140-163.

Kröhling, M.D., Iriondo, M.H., 2003. El loess de la Pampa norte en el bloque de San Guillermo. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 10 (2): 137-150.

Kröhling, D., Orfeo, O., 2002. Sedimentología de unidades loéssicas (Pleistoceno Tardío-Holoceno) del centro-sur de

Santa Fe. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 9: 135-154.

Maguire, D.J., Goodchild, M.F., Rhind, D.W. (Eds), 1991. *Geographical Information Systems. Principles and applications*. Longman Scientific & Technical, Lonsdon, 2 vol.: 649 - 447.

Marengo, H.G., 2006. Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: Las Transgresiones de Laguna Paiva y del "Entrerriense- Paranense": Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 124 p.

Martínez, D., Gómez Peral, M., Maggi, J., 1994. Caracterización geoquímica y sedimentológica de los fangos de la laguna Mar Chiquita, provincia de Córdoba: aplicación del análisis multivariante. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 26-38.

Mogni, A.C., 1991. Los cuerpos salinos, un recurso de zonas áridas. *Acaecer*, 177: 16-18.

Mon, R., Gutiérrez, A.A., 2005a. La Laguna Mar Chiquita: un indicador de deformación continental en la Llanura Central Argentina. *16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1*: 456-470.

Mon, R., Gutiérrez, A.A., 2005b. The neotectonic origin of the natural dam of Mar Chiquita, Córdoba, Argentina. *ICSU Dark Nature – IGCP 490 3rd Joint Meeting, Actas*: 100-105.

Mon, R., Gutiérrez, A.A. 2009. The Mar Chiquita Lake: An indicator of intraplate deformation in the central plain of Argentina. *Geomorphology*, 111: 111-122.

Mon, R., Gutiérrez, A.A., Roldán, A.A., 2005. Neotectónica, desvío de grandes ríos y cambios ambientales en la llanura Chacoparanaense. *Revista de Geología aplicada a la Ingeniería y al Ambiente,* 21: 17-23.

Pasotti, P., 1968. Evidencias morfológicas del levantamiento de la "Pampa Levantada" en un sector de la llanura Santafesino-Bonaerense: Rosario, Argentina. *Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional de Rosario*, Scientific report, 53: 46 p.

Pasotti, P., 1974. La neotectónica en la Llanura Pampeana, fundamentos para el mapa neotectónico. *Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional de Rosario*, *Publicaciones*, LVIII: 3-18.

Pasotti, P., Albert, O., 1991. El río Carcarañá en territorio santafesino. *Facultad de Ciencias Exactas e Ingeniería, Universidad Nacional de Rosario*, *Publicaciones*, LXVII: 5-13.

Pasotti, P., Castellanos, A., 1963. El relieve de la llanura santafesino-cordobesa comprendida entre los paralelos 32° y 32°30´S desde 62°45´W hasta el río Paraná. *Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional del Litoral*, *Publicaciones*, 47: 1-79.

Peri, V.G., Rossello, E.A., 2008. Influencias morfoestructurales e hidrográficas de Las Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco, Argentina). *17º Congreso Geológico Argentino, Actas I*: 418-419.

Peri, V.G., Rossello, E.A., 2010. Anomalías neotectónicas del drenaje del río Salado sobre las Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco, Argentina) detectadas por procesamiento digital. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* 66 (4): 636-648.

Pezzi, E.E., Mozetic, M.E., 1989. Cuencas Sedimentarias de la región Chacoparanaense. En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (G.A. Chebli, L.A. Spalletti, Eds). Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 65:78

Pingel, H., Alonso, R.N., Mulch, A., Rohrmann, A., Sudo, M., Strecker, M.R., 2014. Pliocene orographic barrier uplift in the southern Central Andes. *Geology,* 42(8): 691-694.

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Damatto Moreiras, D., 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology*, 49: 1371-1384.

Piovano, E.L., Larizzatti, F.E., Fávaro, I.T., Oliveira, S.M.B., Damatto, S.R., Mazzilli, B.P., Ariztegui, D., 2004a. Geochemical response of a closed-lake basin to 20th century recurring droughts/wet intervals in the subtropical Pampeana Plains of South America. *Journal of Limnology*, 63: 21-32.

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Bernasconi, S.M., McKenzie, J.A., 2004b. Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical Laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. *The Holocene*, 14: 525-535.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal South American Earth Sciences*, 15: 59-78.

Reati, G.J., Florín, M., Fernández, G.J., Montes, C., 1997. The Laguna de Mar Chiquita (Córdoba, Argentina): a little known, secularly fluctuating, saline lake. *International Journal of Salt Lake Research*, 5: 187-219.

Richardson, T.J., Gilbert, H.J., Anderson, M.L., Ridgway, K.D., 2012. Seismicity within the actively deforming Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Geophysical Journal International*, 188: 408-420.

Richardson, T.J., Ridgway, K.D., Gilbert, H., Martino, R., Enkelman, E., Andreson, M., Alvarado, P., 2013. Neogene and Quaternary tectonics of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Active intraplate deformation in board of flat-slab subduction. *Tectonics*, 32: 780-796.

Rossello, E.A., Bordarampé, C.P., 2005. Las Lomadas de Otumpa: nuevas evidencias cartográficas de deformación neotectónica en el Gran Chaco (Santiago del Estero, Argentina). *15° Congreso Geológico Argentino, Actas*: 60-64.

Rossello, E.A., Mon, R., Bordarampé, C.P., Gutiérrez A.A., 2005. Evidencias topográficas de actividad neotectónica en la llanura Chacoparanaense: consecuencias en la organización del drenaje de Mar Chiquita (Córdoba, Argentina). *10º Simposio Nacional de Estudos Tectónicos - 4º International Symposium of Tectonics, Boletin de Resumes Expandidos*: 205-208.

Rossello, E.A., Bordarampé, C.P., Peri, V.G., 2007. The Otumpa faulting: an intracontinental megastructure controlling the neogene morphology of the Gran Chaco plain (Argentina). *20th Colloquium on Latin American Earth Sciences*: 11.

Russo, A., Ferello, R., Chebli, G.A., 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, I: 139-163.

Santa Cruz, J.N., 1973. Geología el Este de la Sierra Chica (prov. de Córdoba) entre la Granja y Unquillo con especial referencia a las entidades sedimentaria. *Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas IV*: 221-234.

Soto, M., Morales, M., Veroslavsky, G., Santa Ana, H., Ucha, N., Rodríguez, P., 2011. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 1676-1689.

Stoakes, F., Campbell, C., Ucha, N., 1991. Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, Offshore Uruguay, South America. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 75 (2): 219-240.

Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2002. *Atlas Digital de los recursos hídricos superficiales de la República Argentina.* CD-ROM, Buenos Aires.

Tavella, G.F., Wright, C.G., 1996. Cuenca del Salado. En: *Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina* (V.A. Ramos, M.A. Turic, Eds). *13° Congreso Geológico*

Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 95-116.

Violante, R.A., Parker, G., Cavallotto, J.L., 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* 56: 51-66.

Yoeli, P., 1983. Digital terrain models and their cartographic and cartometric utilisation. *The Cartographic Journal*, 20 (1): 17- 22.

Yrigoyen, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. *6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio*: 139-168.

Yrigoyen, M.R., 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. En: *Geología Argentina* (R. Caminos, Ed), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, 29 (2): 645-64.

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 (4): 443-469.

Manuscrito recibido el 25-1-2018
Recibida la revisión el 22-3-2018
Aceptado el manuscrito revisado el 6-4-2018