

# PALEOCAUCES DEL CUATERNARIO TARDÍO EN EL ÁREA DISTAL DEL MEGA-ABANICO FLUVIAL DEL SALADO-JURAMENTO, SUDAMÉRICA

María B. Thalmeier<sup>1\*</sup>, Leticia Rodríguez<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigación Científica y de Transferencia Tecnológica a la Producción (CICYTTP). CONICET-Provincia de Entre Ríos-UADER. Diamante, Entre Ríos, Argentina.

<sup>2</sup> Centro de Estudios Fluviales e Hidro-Ambientales (CEFHAL). Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral. Paraje el Pozo, Santa Fe, Argentina.

\*Corresponding author: belenthal@gmail.com

## ARTICLE INFO

### Article history

Received December 6, 2023

Accepted July 11, 2024

Available online August 12, 2024

### Handling Editor

María Sol Raigemborn

### Keywords

Paleocauces

Mega-Abanico Fluvial del Chaco

Cuaternario

Dinámica Fluvial

Relleno de Cauce

## RESUMEN

Los sistemas fluviales del Gran Chaco, América del Sur, constituyen un tipo de registro fluvial significativo para la cuenca de antepaís andina moderna. El mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (MAFSJ), uno de los sistemas más grandes de Sudamérica, presenta características morfológicas y sedimentológicas distintivas. El MAFSJ, desarrollado por el desplazamiento del río Salado-Juramento hacia el sureste, presenta numerosos paleocauces en un patrón distributivo hacia el E desde su ápice en las Sierras Subandinas. En este trabajo se estudian atributos paleohidrológicos y la sedimentología de dos secciones ubicadas en paleocauces del área distal del MAFSJ, con el objetivo de generar información estratigráfica y sedimentológica de los rellenos de paleocauces que permita inferir su dinámica. De cada sucesión, se obtuvieron muestras de sedimentos para diferentes análisis: sedimentológicos (mineralogía y granulometría de sedimentos), y cronológicos. El cociente entre los atributos paleohidrológicos como la anchura del cauce-W y el espesor-T (W/T) presenta valores en un rango de 9,4 a 16,1 (media 12,75) para el área distal del MAFSJ. Estos valores indican cauces en cinta (*ribbon channels*). El relleno de los paleocauces estudiados está conformado por arenas muy finas a finas, con una mineralogía de arcillas y arenas consistente con los depósitos generados por el río Salado. Estos depósitos son cubiertos por niveles limo-arcillosos de carácter eólico. La geomorfología, los atributos paleohidrológicos, la sedimentología y los fechados numéricos, sugieren un paleodrenaje distributivo con cauces activos durante el MIS 3 (62–28 Ka AP). Se interpreta una fase de agradación fluvial durante el MIS 3, representada en gran parte por los rellenos de canales sinuosos que sugieren numerosos ríos divergentes en el área distal del MAFSJ. El sistema fluvial disminuye y domina la actividad eólica hacia el MIS 2, siendo cubierto por depósitos limo-arcillosos.

## EXTENDED ABSTRACT

*Late Quaternary palaeochannels in the distal area of the Salado-Juramento fluvial megafan, South America*

Research on fluvial deposits has largely focused on their internal structure, following the approach

of identifying architectural elements (Miall, 1988, 2014; Jordan and Pryor, 1992; Lunt *et al.*, 2004). However, in fluvial systems of extensive plains, where the outcrops are scarce, the internal structure study can be difficult to determine. The Gran Chaco is a large plain with a strong climatic, geological, and biogeographical identity in South

America (Iriondo, 2010; Fig. 1). It has extensive fluvial megafans, generated by the Grande, Parapetí, Pilcomayo, Bermejo, Salado-Juramento, and Dulce rivers (Iriondo *et al.*, 2000; Iriondo, 2007; Cafaro *et al.*, 2010; Latrubesse *et al.*, 2012; Thalmeier *et al.*, 2021; among others). These fluvial megafans constitute the most extensive depositional systems of the modern Central Andean foreland basin. Several studies analyse the main morphological and sedimentological characteristics of the Chaco megafans (Iriondo, 1984, 1987, 1990; Iriondo *et al.*, 2000; Cafaro *et al.*, 2010; Latrubesse *et al.*, 2012; Latrubesse, 2015; McGlue *et al.*, 2016; Thalmeier *et al.*, 2021).

Of relevance to this work is the Salado-Juramento fluvial megafan (MAFSJ), one of the largest megafan in South America. Although there are insufficient outcrops of the lithostratigraphic units that comprise the record, several works on the stratigraphy of the megafan have been reported based on borehole data, geophysical surveys, and published records, with geomorphological and subsurface stratigraphy interpretations on the extension of the megafan (Thalmeier *et al.*, 2021, 2023a). The MAFSJ has gentle slopes varying from  $0.14^\circ$  near the apex of the fan to  $0.01^\circ$  throughout the distal zone. The geomorphological system of the MAFSJ comprises four geomorphological units (GUs), characterized by a set of geomorphological elements mainly of fluvial and/or aeolian origin (Thalmeier *et al.*, 2021). The GUs are 1) the proximal-middle area of the MAFSJ; 2) the distal area of the MAFSJ; 3) the fluvio-aeolian belt of the Golondrinas-Calchaquí; and 4) the present-day fluvial belt of the Salado (Fig. 1, Table 1). The MAFSJ has a distributive palaeochannel pattern characterized by many palaeochannels that extend from its apex in the Sub-Andean Ranges towards the E, in the direction of the fluvial axial trunk Paraná River (Castellanos, 1968; Iriondo, 1984, 1993; Peri and Rossello, 2010; Thalmeier *et al.*, 2021). The geomorphological style of the palaeochannels varies from the apical to the distal zone. They have been identified as braided channels in the MAFSJ proximal zone, meandering channels in the middle zone, and sinuous channels in the distal area of the MAFSJ (Thalmeier *et al.*, 2021, 2023a).

In the middle part of the MAFSJ there is a structural landscape feature that influences the directions of the MAFSJ palaeochannels

(Castellanos, 1968; Peri and Rossello, 2010; Thalmeier *et al.*, 2021). The positive NNE-SSW morphostructure is called Otumpa Hill (Rossello and Bordarampé, 2005; Peri, 2012; Fig. 1). The distal area of the MAFSJ is characterized by large temporary wetlands and palaeochannels (Iriondo, 2007; Fig.2). This distal area is composed of two large depositional lobes generated by the segmentation of the megafan in its middle part, as a result of neotectonic deformation in the Otumpa Hill (Peri, 2012; Thalmeier *et al.*, 2021). The lobe apices are located at the N and S of Otumpa Hill and are developed in N-SE and S-SE directions respectively (Fig. 1).

In this paper, palaeohydrological parameters, geomorphological, and sedimentological descriptions of two sections in the distal area of the MAFSJ are studied. The aim is to generate sedimentological and stratigraphic information on the palaeochannel fills to infer their dynamics. An integrated approach including geomorphic and morphometric analyses based on satellite images and digital elevation models (DEM), processed in open-source software, was carried out for the identification of palaeochannels in the MAFSJ distal area. Two palaeochannels from different directions and geomorphological environments were drilled in order to obtain sediment samples for different analyses: sedimentological (mineralogy of clays by X-ray diffraction (DRX) and sands by petrography, loose grain technique, and granulometry by sieving and pipetting) and chronological sediment by optically stimulated luminescence (OSL) dating. The sections are located at: a) P1 R77:  $29^\circ 1' 50.73''$  S;  $61^\circ 20' 3.29''$  W, and b) P2 VM:  $28^\circ 37' 34.35''$  S;  $61^\circ 39' 30.54''$  W (Fig. 1 and 2).

Table 2 presents palaeohydrological attributes of widths-W and thicknesses-T of the palaeochannels corresponding to the different geomorphological sub-units of the distal area of the MAFSJ. The measurement of the palaeochannel fills was corroborated by the vertical electrical soundings carried out in the distal area of the MAFSJ for groundwater exploration (Instituto Nacional del Agua, 2002; CONHIDRO S. R. L., 2008, 2009a, 2009b). W/T has a range of values from 9.4 to 17.1 for the distal area of the MAFSJ. P1 R77 section shows a NW-SE direction of the palaeochannel geform and 113 m width. The

maximum depth of channel fill is 12 meters below the wellhead (m.b.w.), with a maximum thickness of 10.4 m, observed in SEVs transverse to the palaeochannel geoform. The maximum thickness of the palaeochannel fill is 10.4 m. P2 VM section shows a SW-NE direction of the palaeochannel geoform with 88 m width. The maximum depth of the sandy deposit is 11 m.b.w., observed in SEVs transverse to the palaeochannel geoform, and its maximum thickness of the palaeochannel fill is 8.7 m. The geometry of the channel fills of the two boreholes, calculated using the W/T ratio, is 10.86 and 10.11 for P1 and P2, respectively (mean 10.48). These values of palaeohydrological attributes indicate ribbon channels according to Gibling's (2006) revised classification of channel bodies in terms of these morphological measures.

The sedimentology of the studied sections has similar textural and compositional characteristics (Fig. 3, 4, and 5). They present lower units (P1U1, P2U1, and P2U2) composed of very fine greyish sands (90 % sands, 7 % silts, and 3 % clays, on average compose). A middle unit overlies (P1U2 and P2U3), composed of silty clay with many fine Mn nodules and few fine CaCO<sub>3</sub> concretions (13 % sands, 61 % silts, and 26 % clays). The sections are completed by upper units (P1U3 and P2U4) composed of silty clay with abundant fine Mn nodules and a few fine CaCO<sub>3</sub> concretions (16 % sands, 50 % silts, and 34 % clays). The lower units have sedimentological and compositional characteristics similar to sediments described as palaeochannels of the Salado River in the distal area of the MAFSJ (Thalmeier *et al.*, 2021; Thalmeier, 2022). The mineralogy of the sediments is furthermore consistent with the present-day sedimentary deposits of the Salado River in its middle hydrological basin and its suspended load (Kröhling *et al.*, 2018; Thalmeier, 2022). For units P1U1, P2U1, and P2U2, fluvial ribbon channel deposits are interpreted. The ages of the units correspond to MIS3 (Table 3, Fig. 3, 5, and 6). The units correlate with the upper part of the middle member of the Fortín Tres Pozos Formation by correlation with the results of the Fortín Tres Pozos and Gato Colorado sections (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021; Thalmeier and Rodríguez, 2022). Units P1U2 and P2U3 are interpreted as fine sediments from an aeolian input to the fluvial and wetland environments of the distal area

of the MAFSJ (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021; Fig. 6). They present sedimentological and compositional characteristics similar to the silt-clay deposits identified as the upper member of the Fortín Tres Pozos Formation. Units P1U3 and P2U4 are interpreted as the Superficial Palustrine Sediments in which present-day Natracualf soil develops, by correlation with the results of the Fortín Tres Pozos and Gato Colorado records (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021; Thalmeier and Rodríguez, 2022).

The results of the studied sections constitute a contribution to the knowledge of the stratigraphy of the distal fluvial megafan systems. The integrated analysis of the morpho-sedimentary processes with chronostratigraphic data in the distal area of the MAFSJ allowed us to generate a link between fluvial dynamics and Quaternary climatic events. This contributes to the reconstruction of the evolution of the megafan during the Late Quaternary (Fig. 6). The region was exposed to prolonged wet periods (MIS 3) and drier periods (MIS 2), which is reflected in the sedimentary record. The chronology of the palaeochannels allows us to identify an important period of aggradation associated with climatic events of MIS 3. Besides, allow us to infer that Otumpa Hill was already a structural high for MIS 3.

**Key words:** Palaeochannels, Chaco Fluvial Megafan, Quaternary, Fluvial Dynamics, Channel Fill

## INTRODUCCIÓN

Las investigaciones sobre los depósitos fluviales se han centrado, en gran medida, en su organización interna, siguiendo el enfoque de la identificación de elementos arquitecturales (Miall, 1988, 2014; Jordan y Pryor, 1992; Lunt *et al.*, 2004). Sin embargo, en sistemas fluviales de extensas llanuras, donde los afloramientos son escasos, su estudio puede ser difícil. La importancia del conocimiento de los estilos y dimensiones de los depósitos fluviales se fundamenta en que son indicadores de los factores forzantes sobre los cambios del paisaje (cambio del nivel de base y clima; Blum y Törnqvist, 2000).

Los sistemas fluviales del Gran Chaco constituyen un ejemplo del registro fluvial en

mega-abanicos en la cuenca de antepaís andina en Sudamérica. Varios estudios analizan las características morfológicas y sedimentológicas principales de los mega-abanicos fluviales del Gran Chaco (Iriondo, 1984, 1987, 1990, 1993; Iriondo *et al.*, 2000; Cafaro *et al.*, 2010; Latrubesse *et al.*, 2012; Latrubesse, 2015; McGlue *et al.*, 2016; Thalmeier *et al.*, 2021). El Gran Chaco es una amplia llanura con fuerte identidad climática, geológica y biogeográfica que cubre 840.000 km<sup>2</sup> en el interior de América del Sur (Iriondo, 2010; Fig. 1). Esta gran llanura presenta una característica geomorfológica distintiva, representada por los extensos sistemas fluviales distributivos o mega-abanicos fluviales, generados por los ríos Grande, Parapetí, Pilcomayo, Bermejo, Salado-Juramento y Dulce (Iriondo *et al.*, 2000; Iriondo, 2007; Cafaro *et al.*, 2010; Latrubesse *et al.*, 2012; Thalmeier *et al.*, 2021; Latrubesse *et al.*, 2023; entre otros). Estos sistemas fluviales contienen importantes acumulaciones sedimentarias que representan el relleno más extenso de la moderna cuenca de antepaís andino central. La evolución de los mega-abanicos chaqueños se inició en el Terciario, con un gran desarrollo durante el Cuaternario hasta la actualidad (Iriondo, 1993; Horton y DeCelles, 2001; Thalmeier *et al.*, 2021). El mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (MAFSJ) es uno de los sistemas más grandes y menos estudiados de Sudamérica (Iriondo, 2010; Thalmeier *et al.*, 2021). Los afloramientos de las unidades lito-estratigráficas que componen el registro sedimentario del MAFSJ son escasos, sin embargo, investigaciones recientes mostraron algunos resultados sobre la geomorfología y la estratigrafía subsuperficial del mega-abanico, relevamientos geofísicos y antecedentes publicados (Thalmeier *et al.*, 2021, 2023a).

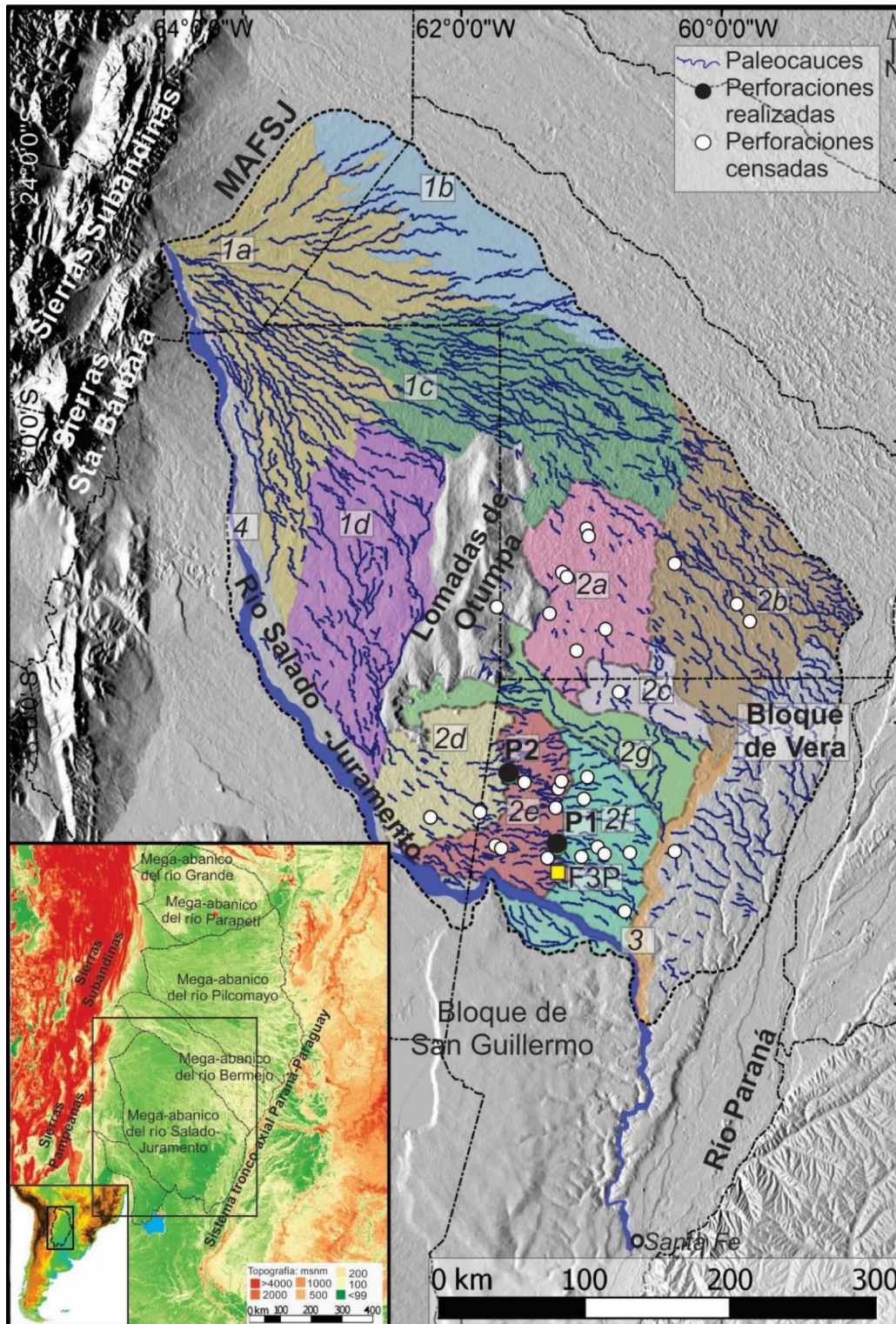
El MAFSJ presenta una red distributiva de canales que está caracterizada por numerosos paleocauces que se extienden desde su ápice en las Sierras Subandinas hacia el E, en dirección al río tronco-axial Paraná (Castellanos, 1968; Iriondo, 1984, 1993; Peri y Rossello, 2010; Thalmeier *et al.*, 2021). El estilo geomorfológico de los paleocauces varía desde la zona apical hacia la zona distal. Los cauces trenzados caracterizan el área proximal del MAFSJ, los

cauces meandriiformes el área media del abanico y los cauces sinuosos la región distal (Thalmeier *et al.*, 2021, 2023a).

El área distal del MAFSJ, objeto de estudio en la presente investigación, representa una gran extensión con una pendiente muy baja ( $< 0,01^\circ$ ). Está caracterizada por numerosos paleocauces que constituyen sutiles expresiones topográficas, y numerosas hoyas de deflación formadas en un estadio climático posterior a los paleocauces (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021). Hasta el momento, poco se conoce sobre la sedimentología de los rellenos de paleocauces que conforman la red distributiva del MAFSJ y sobre su cronología. Varios estudios de depósitos subsuperficiales en muchas cuencas del mundo indican que las formas del relieve observadas en la superficie se correlacionan con los depósitos más profundos o subsuperficiales (*e.g.*, Fontana *et al.*, 2008; Weissmann *et al.*, 2002, 2015; Connell *et al.*, 2013; Sinha *et al.*, 2014;). De esta manera, el presente artículo muestra un detallado análisis geomorfológico del área distal del MAFSJ y sedimentológico en dos secciones realizadas a partir de perforaciones en paleocauces de dicha área. Se presentan, además, los primeros resultados sobre las edades de los depósitos de paleocauces. Se interpretan los ambientes deposicionales del registro del MAFSJ en el área distal y la respuesta fluvial del sistema al cambio climático a gran escala regional. Los datos paleoambientales y cronológicos aportan nueva información sobre la configuración de la cuenca de antepaís para la región del MAFSJ.

## MARCO GEOLÓGICO-GEOGRÁFICO

La provincia geomorfológica del Gran Chaco tiene una longitud N-S de 1.200 km, y atraviesa el E de Bolivia, N de Argentina y NO de Paraguay (Fig. 1). Su altitud está comprendida entre los 600 y 40 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.). Se desarrolla en la gran cuenca de antepaís andina, entre la Llanura Pampeana al S, el Pantanal y las tierras bajas amazónicas al N, y está limitada al O por las Sierras Subandinas, de Santa Bárbara y Sierras Pampeanas; y al E por el escudo brasileño (Iriondo, 2010). La erosión sinorogénica, el transporte y la deposición de sedimentos clásticos de la cuenca del antepaís y la historia



**Figura 1.** Mapa geomorfológico del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (MAFSJ) sobre un modelo digital de elevación (MDE) ALOS PALSAR (12,5 m; tomado de Thalmeier *et al.* (2021)). Se observan los paleocauces del abanico, la ubicación de las dos perforaciones realizadas (P1 y P2) y las perforaciones censadas. En el recuadro inferior, se observan los mega-abanicos fluviales del Chaco (tomado de Thalmeier *et al.* (2021)). Ver unidades geomorfológicas del MAFSJ en Tabla 1. F3P es la ubicación del perfil tipo del área distal de MAFSJ.  
**Figure 1.** Geomorphological map of the Salado-Juramento fluvial megafan (MAFSJ) on a digital elevation model (DEM) ALOS PALSAR (12.5 m; Thalmeier *et al.* (2021)). The palaeochannels of the megafan, the locations of the two boreholes (P1 and P2), and revised palaeochannels are shown. In the lower inset, the fluvial megafans of the Chaco are shown (from Thalmeier *et al.* (2021)). See Table 1 for geomorphological units of the MAFSJ. F3P is the type profile location in the MAFSJ distal area.

climática de la llanura chaqueña, produjeron un registro sustancial de sedimentación cenozoica no marina (Horton y DeCelles, 1997, 2001). En consecuencia, los mega-abanicos que integran el Gran Chaco, contienen valiosos registros sobre la denudación de los Andes y la historia climática de la llanura, en escalas de tiempo geológicas que se remontan al inicio de la evolución del antepaís sedimentario en el Oligoceno Tardío al Mioceno (Horton y DeCelles, 2001). En una evaluación de la producción actual de sedimentos a lo largo de los Andes, Latrubesse y Restrepo (2014) concluyen que el sistema de mega-abanicos de la región chaqueña es una de las áreas más productivas de sedimentos, con un promedio de 2.654 t/año/km<sup>2</sup> de sedimentos y la mayor cuenca sedimentaria activa, donde quedan atrapados unos 264 Mt de sedimentos finos por año (Latrubesse, 2015).

En la actualidad, las cuencas fluviales de aporte del Gran Chaco exhiben una alta variabilidad de la descarga, gran producción de sedimentos y valores relativamente bajos de escorrentía específica (Latrubesse *et al.*, 2005). A partir de información hidrológica y sedimentológica de los ríos Pilcomayo, Bermejo, Salado y Dulce (caudales líquidos medios anuales -Q, superficies de las cuencas de drenaje y transportes medios anuales de carga total en suspensión -Qs), Cafaro *et al.* (2010) estimaron 352 Mt/año de sedimentos acumulados en los mega-abanicos fluviales del Pilcomayo, Bermejo, Salado y Dulce, los cuales se extienden hasta unos 500–700 km al E de las estribaciones andinas.

El MAFSJ presenta pendientes suaves que varían desde 0,14° cerca del ápice del abanico hasta 0,01° en todo el área distal. El sistema geomorfológico del MAFSJ comprende cuatro unidades geomorfológicas (UG), caracterizadas por un conjunto de elementos, principalmente, de origen fluvial y eólico (Thalmeier *et al.*, 2021). Las UG son: 1) área proximal y media del MAFSJ; 2) área distal del MAFSJ; 3) faja fluvio-eólica del Golondrinas-Calchaquí; y 4) faja fluvial actual del Salado (Fig. 1). Las UG están compuestas por varias subunidades geomorfológicas (SUG) que representan áreas con un conjunto de elementos geomorfológicos vinculados genética y dinámicamente (Tabla 1). En la parte media del MAFSJ se encuentra un rasgo estructural del paisaje que interviene en las direcciones de los paleocauces

del MAFSJ (Castellanos, 1968; Peri y Rossello, 2010; Thalmeier *et al.*, 2021). La morfoestructura positiva se denomina Lomadas de Otumpa y se encuentra a 700 km del frente orogénico andino, con orientación NNE-SSO (Rossello y Bordarampé, 2005; Peri y Rossello, 2010; Peri, 2012; Fig. 1). Estas lomadas se sitúan en la parte distal de la cuenca de antepaís andina y es interpretada como la zona de *forebulge* del modelo estructural de Horton y DeCelles (1997) (Thalmeier *et al.*, 2021; 2023b). De manera semejante, el Bloque de San Guillermo, es interpretado como la zona de *forebulge* de la cuenca de antepaís distal (Brunetto *et al.*, 2017; Fig. 1). La presencia de estos altos estructurales constituye manifestaciones de deformación de intraplaca en el paisaje, y es explicada por la presencia del segmento de losa plana de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana (27°–34°S; Brunetto *et al.*, 2017, 2019).

El área distal del MAFSJ se caracteriza por grandes pantanos temporales y materiales superficiales con muy baja permeabilidad, que modelan el paisaje típico de las áreas distales de los mega-abanicos fluviales (Iriundo, 2007). Los elementos geomorfológicos característicos del área de estudio son los paleocauces, las fajas fluviales, y las hoyas de deflación, en la actualidad ocupadas por cuerpos de agua temporarios o permanentes (Iriundo, 2007, 2010). El área está conformada por dos grandes lóbulos deposicionales generados por la segmentación del mega-abanico en su parte media, producto de la deformación neotectónica en las Lomadas de Otumpa (Thalmeier *et al.*, 2021). Los ápices de los lóbulos se encuentran al N y S de las lomadas, y se desarrollan con direcciones N-SE y S-SE, respectivamente (Fig. 1). El lóbulo N está integrado por tres SUG: 2a, 2b y 2c.; y el lóbulo S está integrado por las SUG 2d, 2e y 2f (Fig. 1; Tabla 1).

Un análisis estratigráfico de las secuencias del MAFSJ mostró las variaciones sedimentológicas y de facies en toda su extensión (Thalmeier *et al.*, 2021, 2023a). El perfil tipo del área distal del mega-abanico, realizado a partir de un análisis sedimentológico en una perforación de investigación en Fortín Tres Pozos (29° 10' 28.12" S; 61° 11' 56.79" O), permitió nombrar la formación tipo (Formación Fortín Tres Pozos) e interpretar un ambiente de sedimentación de pantanos y, en menor medida, fluvial (Iriundo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021). La Formación Fortín Tres Pozos presenta una edad pleistocena, determinada por correlación con las unidades loésicas de la Formación Tezanos Pinto, Loess A y Loess B (Kröhlhing y Iriundo, 2003; Iriundo, 2007), y una

UG	SUG	Descripción
<b>1: Mega-abanico medio-proximal del río Salado-Juramento</b>	1a	Llanura proximal con paleocauces amalgamados ( <i>braided-plain</i> ) del RSJ.
	1b	Llanura fluvial con paleocauces de los RSJ y RB.
	1c	Llanura fluvial con paleocauces meandriiformes NNO-SSE y lóbulos de derrame del RSJ.
	1d	Llanura fluvial con paleocauces meandriiformes NO-SE y lóbulos de derrame del RSJ.
<b>2: Mega-abanico distal del río Salado-Juramento</b>	2a	Planicie loésica con hoyas de deflación a lo largo de paleocauces meandriiformes NO-SE del RSJ.
	2b	Llanura fluvial con cauces y lóbulos agradacionales del RB, remodelando el MAFSJ.
	2c	Llanura limo-arcillosa palustre con pantanos y lagunas que ocupan hoyas de deflación (Bajos Submeridionales).
	2d	Planicie loésica con hoyas de deflación y paleocauces sinuosos del RSJ y RD.
	2e	Llanura limo-arcillosa palustre con hoyas de deflación y paleocauces sinuosos del RSJ y RD?.
	2f	Llanura limo-arcillosa palustre con salinas, pantanos, lagunas y humedales estacionales (Bajos Submeridionales)
	2g	Faja fluvial abandonada del RSJ (área de la Cañada de las Víboras – Bajos Submeridionales).
<b>3: Faja fluvio-eólica del sistema del Golondrinas-Calchaquí</b>		Faja fluvial actual del arroyo Golondrinas-Calchaquí. Conecta un sistema de lagunas encadenadas sobre una paleofaja fluvial del Paraná, actual colector del sistema del RSJ.
<b>4: Faja fluvial actual del río Salado-Juramento</b>		Faja fluvial con el cauce actual y llanura aluvial asociada, con fajas abandonadas con meandros abandonados y lóbulos de derrame.

**Tabla 1.** Unidades y subunidades geomorfológicas del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (ver Fig. 1; Thalmeier *et al.*, 2021). RSJ, Río Salado-Juramento; RB, Río Bermejo; RD, Río Dulce.

**Table 1.** Geomorphological units and sub-units of the Salado-Juramento fluvial megafan (see Fig. 1; Thalmeier *et al.*, 2021). RSJ, Salado-Juramento River; RB, Bermejo River; RD, Dulce River.

edad de luminiscencia óptica (OSL) de 58.000 años AP en el miembro medio de la formación (Thalmeier *et al.*, 2021). Las facies reconocidas en el área distal del MAFSJ son: facies de llanura aluvial y humedal; cauces poco canalizados; y canales sinuosos en algunas secciones (Thalmeier *et al.*, 2023a).

### Clima y paisaje

Desde el punto de vista climático, en la actualidad el Gran Chaco se caracteriza por un clima subtropical semiárido a húmedo dominado por un intercambio permanente de masas de aire australes tropicales y frías. Las precipitaciones en el centro de América del Sur dependen en gran medida del Sistema Monzónico de

Verano Sudamericano (SMSA; Zhou y Lau, 1998; Vera *et al.*, 2006). Sobre el Atlántico, en el hemisferio sur, tanto el sistema frontal transitorio como la convergencia media en niveles bajos de la atmósfera conducen a la formación de una faja convectiva diagonal con máximos de precipitación, la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ). La SACZ es más intensa durante el verano austral alcanzando su posición más austral cuando se conecta con el área de convección sobre la parte central del continente, produciendo episodios de lluvias intensas en las nacientes de los ríos chaqueños, potenciando su descarga (Zhou y Lau, 1998; Garreaud *et al.*, 2009). Las posiciones de SACZ y de la zona de convergencia intertropical han cambiado en el pasado, a lo largo del Pleistoceno-Actualidad, en

respuesta a eventos abruptos a escala de milenios, y afectaron la precipitación asociada al SMSA (Novello *et al.*, 2017).

El área distal del MAFSJ es un área especialmente sensible a períodos alternantes de extremos hídricos que causan frecuentes inundaciones y sequías severas desde el Pleistoceno a la Actualidad (Iriondo, 1993; Thalmeier *et al.*, 2021). Grandes humedales cuaternarios han sido descritos en el Gran Chaco debido a sus características hidro-geomorfológicas (Iriondo, 1993; Iriondo, 2007). Dentro de estas características se destaca un paisaje llano con escasa pendiente en las áreas distales de los mega-abanicos, una superficie fangosa cubierta principalmente por sedimentos arcillosos junto con un nivel freático elevado y lluvias estacionales (Iriondo, 1993; Vanlesberg y Kröhling, 2010).

Otras características que presenta el área distal del MAFSJ, además de su gran extensión, son los flujos interconectados de aguas subterráneas y superficiales, la elevada salinidad de suelos y aguas, las depresiones ocupadas por aguas poco profundas y una densa vegetación palustre, entre otros, que son rasgos distintivos de humedales y constituyen un importante ambiente deposicional en Sudamérica (Neiff *et al.*, 1984). En este paisaje del área distal del MAFS, los paleocauces son casi el único recurso de aguas subterráneas para la población y las principales actividades productivas de la región.

## MATERIALES Y MÉTODOS

El presente estudio se realizó con un enfoque integrado, que incluyó análisis geomórficos y morfométricos basados en imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (MDE), procesados en un software libre, para la selección de geoformas de paleocauces representativos en el área de interés. Debido a la escala del MAFSJ, sus características geomorfológicas y los escasos afloramientos, se realizaron dos perforaciones en dos paleocauces de diferente dirección y ambiente geomorfológico (Fig. 1). Con la finalidad de obtener información del registro sedimentario, se obtuvieron muestras de sedimentos para diferentes análisis: sedimentológicos (mineralogía de arcillas por difracción de rayos X (DRX) y arenas por petrografía, técnica de grano suelto, y granulometría por tamizado y pipeteo) y de edades de sedimentos mediante datación por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). Las

dos perforaciones, P1 R77 y P2 VM, están ubicadas en 29° 1' 50,73" S, 61° 20' 3,29" O y 28° 37' 34,35" S, 61° 39' 30,54" O, respectivamente (Fig. 1).

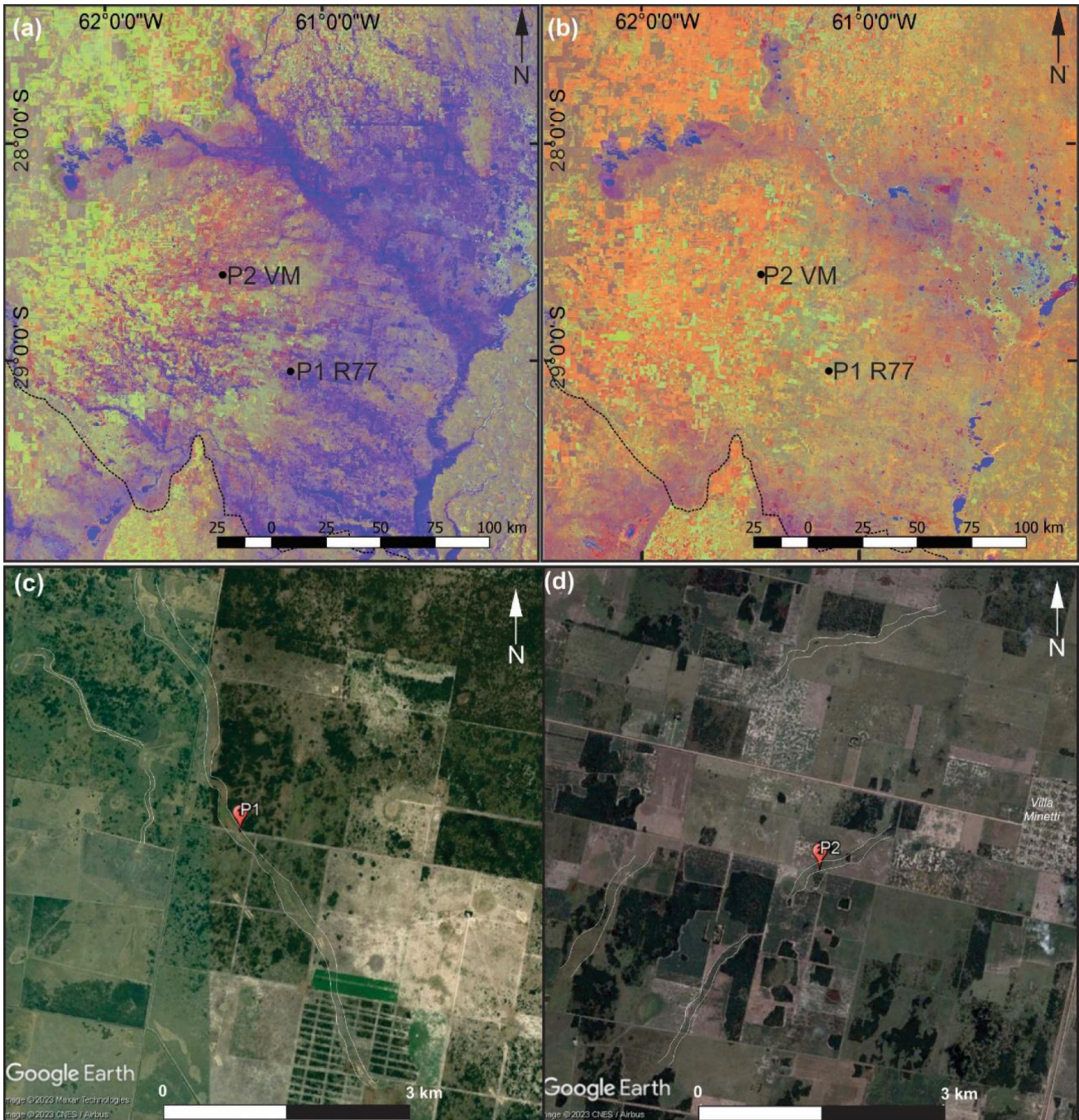
## Identificación de paleocauces del MAFSJ

Los paleocauces de la región distal del MAFSJ se identificaron mediante el examen de imágenes de satélite. Se consideraron el tono, textura, patrón de drenaje, vegetación y área de anegamiento utilizando imágenes Landsat-8 (LC08/C01/T1) a 30 m de resolución de bandas multiespectrales y 15 m de la banda pancromática (NASA, 2013), con combinaciones de bandas B6, B5, NDWI y B6, B5, MNDWI en Google Earth Engine© (Gorelick *et al.*, 2017). Se utilizaron dos MDE: Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM; resolución horizontal de 3 arc/seg-ca. 90x90 m; Jarvis *et al.*, 2008) y ALOS PALSAR (12,5 m de resolución; JAXA, 2007) para procesamiento morfométrico y las figuras (Felicísimo, 1994). El procesamiento morfométrico se realizó mediante los programas GRASS-GIS y QGIS.

## Geometría de los paleocauces

Los parámetros morfológicos de ancho-W y espesor-T (W/T, Friend *et al.*, 1979) de los paleocauces se obtuvieron mediante la medición directa y la integración de datos indirectos. El ancho de los paleocauces se estimó superficialmente en la geoforma a partir de imágenes de *Google Earth*, dichas medidas se consideran más precisas que las técnicas estándar que utilizan ASTER, SRTM o LidAR MDE (Potere, 2008; Fisher *et al.*, 2012). A partir de datos de Sondeos Eléctricos Verticales (SEVs) realizados en el área distal del MAFSJ para la exploración de aguas subterráneas (Instituto Nacional del Agua, 2002; CONHIDRO S. R. L., 2008, 2009a, 2009b; Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 2013; Amaya, 2018), se corroboró que el ancho superficial estimado de los rellenos de los paleocauces a partir de las imágenes de *Google Earth* es coincidente con el ancho de los rellenos de paleocauces identificados en los SEVs. El espesor de los depósitos de los paleocauces fue medido a partir de los registros de perforaciones censadas y realizadas (Fig. 1), y de los SEVs mencionados.





**Figura 2.** Área distal del mega-abanico del río Salado-Juramento. **a)** Imagen Landsat-08 (enero 2019) donde se observa la acumulación de agua asociada a un año hidrológico húmedo en las principales geoformas del área distal del abanico. **b)** Imagen Landsat-08 (noviembre 2018) representando un período seco. **c)** y **d)** Imágenes satelitales *Google Earth* en las que se observan los paleocauces donde se realizaron las secciones P1 R77 (**c)** y P2 VM (**d**).

**Figure 2.** Salado-Juramento fluvial megafan distal area. **a)** Landsat-08 image (January 2019) showing the accumulation of water associated with a wet hydrological year in the main geoforms of the distal area of the fan. **b)** Landsat-08 image (November 2018) representing a dry period. **c)** and **d)** *Google Earth* satellite images showing the palaeochannels where sections P1 R77 (**c)** and P2 VM (**d**) were carried out.

### Sedimentología

Las dos perforaciones se realizaron mediante ensayo geotécnico normalizado de tipo SPT,

con extracción de muestras inalteradas de 0,45 m correspondiente al avance del equipo (Fig. 2). La información sobre la estratigrafía del subsuelo fue complementada con datos obtenidos de

perforaciones de menos de 30 m de profundidad (Instituto Nacional del Agua, 2002) y datos de SEVs de la región (Instituto Nacional del Agua, 2002; CONHIDRO S. R. L., 2008, 2009a, 2009b). Además, en diferentes salidas a campo, se obtuvieron datos estratigráficos e hidrogeológicos de perforaciones realizadas sobre paleocauces.

Las descripciones sedimentológicas de las perforaciones fueron complementadas con el muestreo de sedimentos cada 0,55 m. Se describieron en total 28 muestras de sedimentos con el objetivo de generar información estratigráfica y sedimentológica de los paleocauces de la zona distal del MAFSJ. Además, en cada perforación se tomaron muestras inalteradas, en tubos pvc y a diferentes profundidades para los análisis de datación OSL. Las profundidades de las unidades y estratos se informan en los resultados como metros bajo boca de pozo (m.b.b.p.).

Las muestras de sedimentos se procesaron de acuerdo a los métodos estándar de análisis de las propiedades de las partículas sedimentarias (tamaño de grano por pipeteo/tamizado y la mineralogía de las diferentes fracciones granulométricas; Carver, 1971; Folk, 1974; Pettijohn, 1975; Tucker, 1988). Los análisis cuali y semicuantitativos de arcillas se llevaron a cabo siguiendo la técnica de Moore y Reynolds (1997) para la fracción < 2  $\mu\text{m}$ , a partir de los datos de DRX (radiación CuKa y filtro de Ni) de muestras orientadas y glicoladas de arcillas. El estudio mineralógico de las arenas de las muestras se realizó en la arena muy fina (63-125  $\mu\text{m}$ ), utilizando métodos ortoscópicos y conoscópicos con un microscopio polarizador Nikon (técnica de grano suelto), utilizando eugenol como líquido de inmersión ( $n = 1,54$ ). Se contaron un mínimo de dos preparaciones por muestra y 500 granos de arena para cada una de ellas. Bajo lupa binocular Nikon de 100X se realizó la descripción morfooscópica de la fracción modal de arenas.

Las cuatro muestras seleccionadas para las dataciones OSL de cuarzo fueron procesadas y analizadas por el Laboratorio de Espectrometría Gama y Luminiscencia, Universidad de San Pablo, Brasil. La tasa de dosis cósmica se calculó mediante concentraciones de radionucleidos (U, Th y K) medidas por espectrometría gamma de alta resolución utilizando un detector HPGe en un blindaje de fondo ultra bajo (eficiencia relativa del 55% y resolución energética de 1,8 keV a 1332 keV, Canberra Industries) y factores de conversión según

Guérin *et al.* (2011). Se consideró la latitud, longitud, elevación y profundidad de las muestras recogidas, según Prescott y Hutton (1994). Las mediciones de OSL se realizaron en un lector Lexsyg Smart (Freiberg Instruments) equipado con una fuente de radiación beta (Sr90/Y90) con tasa de dosis de 0,11 Gy/s, LED azul para estimulación y detección de luz en la banda ultravioleta (filtro U340). La señal OSL se calculó mediante la integración de los primeros 0,8 s de la curva de decaimiento OSL y la sustracción de los últimos 10 s como fondo. Las curvas dosis-respuesta se construyeron a partir de la señal OSL corregida por la señal de dosis de prueba. Las dosis equivalentes de las muestras se calcularon mediante el Modelo de Edad Central (CAM; Galbraith *et al.*, 1999), y también utilizando el Modelo de Edad Mínima (MAM; Galbraith y Roberts, 2012).

## RESULTADOS

### Geomorfología de los paleocauces

Los paleocauces del área distal del MAFSJ disminuyen su tamaño acorde a la variación proximal a distal de los sistemas de mega-abanicos, debido a la disminución en la capacidad de transporte de los cauces atribuida a la bifurcación de los mismos o a la infiltración y evapotranspiración. Basados en el reconocimiento de los paleocauces a partir de imágenes satelitales y campo, y su medición sobre las imágenes satelitales corroboradas con SEVs, y los registros de las perforaciones, se obtuvieron los anchos y espesores de los rellenos de paleocauces (Tabla 2). Los paleocauces medidos se observan en la Figura 1, bajo el nombre de perforaciones censadas y realizadas. El espesor tiene un rango de valores entre 2 m y 6 m según la SUG del área distal del MAFSJ en la que se encuentra el paleocauce (Tabla 2). Los depósitos de paleocauces están cubiertos por un manto loésico de 3–12 m de espesor según la subunidad a la que pertenecen. En las SUG2c y SUG2d (ver Fig.1), se desconoce la profundidad y espesor de los depósitos arenosos debido a la ausencia de información de perforaciones.

Las medidas geométricas de anchura/espesor permitieron calcular los parámetros morfométricos de los paleocauces de cada SUG (W/T; Friend *et al.* 1979; Tabla 2). La razón W/T tiene un rango de valores entre 9,4 y 16,1 para el área distal del MAFSJ. Las formas geométricas de los cuerpos son individuales y asimétricos, interpretados en los SEV antecedentes.

SUG	W (min. – máx.)	T (min. – máx.)	W/T promedio	Tipo	Dirección
2a	50 – 160	4 – 9	16,1	Meandriforme	NO-SE
2b	50 – 170	5 – 9	15,7	Meandriforme	NO-SE y NNO-SSE
2c	100 – 200	-	-	Sinuosos	NO-SE, N-SNNO y SSE
2d	40 – 80	-	-	Sinuosos	NNO-SSE y NO-SE
2e	40 – 120	4 – 9	8,8	Sinuosos	SO-NE, NO- SE y O-E
2f	55 – 115	6 – 12	9,4	Sinuosos	O-E y SO-NE
2g	400 – 700	-	-	Meandriforme	NO-SE

**Tabla 2.** Anchura (W) y espesor (T) expresado en metros, de los rellenos de paleocauces sintetizado de Thalmeier *et al.* (2021). Los paleocauces estudiados se encuentran en el límite E (P1 R77) y O (P2 VM) de la SUG2f.

**Table 2.** Width (W) and thickness (T) in meters of palaeochannel fills synthesized from Thalmeier *et al.* (2021). The palaeochannels studied are located at the E (P1 R77) and W (P2 VM) boundary of SUG2f.

Los paleocauces estudiados se encuentran en los límites E y O, dentro de la SUG2f (Fig. 1 y 2). El paleocauce de la sección P1 R77 presenta una dirección NO-SE y 113 m de ancho en la sección transversal donde se realizó la perforación. El espesor perforado de la unidad arenosa correspondiente al depósito del paleocauce es de 4 m. Se constata mediante 5 SEVs transversales al paleocauce que su profundidad máxima se encuentra a 12 m.b.b.p., siendo su espesor máximo 10,4 m. El paleocauce de la sección P2 VM presenta una dirección SO-NE y 88 m de ancho en la sección transversal donde se encuentra la perforación. Si bien la perforación no alcanzó la base del depósito del paleocauce, el espesor del mismo se infirió con el apoyo de SEVs. Se observa en 5 SEVs transversales al paleocauce que la profundidad máxima del depósito arenoso es de 11 m.b.b.p., siendo su espesor máximo de 8,7 m. La geometría de los rellenos de cauce en las dos perforaciones, calculada mediante la razón W/T, resulta igual a 10,86 y 10,11 (media de 10,48) para P1 R77 y P2 VM, respectivamente.

**Interpretaciones.** Según la clasificación revisada de Gibling (2006) de los rellenos de cauces en términos de anchura y espesor, los valores de los parámetros morfométricos obtenidos en los paleocauces medidos del área distal del MAFSJ, corresponden a cuerpos

sedimentarios de canales en cinta anchos (*broad ribbons*;  $W/T < 15$ ). Basados en los antecedentes del MAFSJ y los datos obtenidos en este trabajo, se interpreta que los cauces identificados son cauces anchos y sinuosos en cinta, individuales y separados entre ellos por facies finas de llanura de inundación, observados en registros antecedentes de la región (Thalmeier *et al.*, 2021, 2023a). Son cauces con las orillas de los ríos estabilizadas por depósitos cohesivos (arcillas limosas) y, posiblemente, por vegetación, como lo observan otros autores para depósitos sedimentarios similares (Stanistreet y McCarthy, 1993; Weissmann *et al.*, 2015; Widera *et al.*, 2019). Weissmann *et al.* (2010, 2013) interpretan que en las zonas distales de los mega-abanicos se produce un aumento de la acomodación tanto vertical como lateral hacia la cuenca distal, permitiendo un mayor desplazamiento de los cauces, lo cual llevaría a un menor re-trabajo lateral de los depósitos y aumentaría el potencial de conservación de las facies de relleno de cauce y de llanura de inundación, dominando los materiales de granulometría fina. Los cauces en cinta son un tipo de cauce común en el área distal del MAFSJ, como también se reconocen en el mega-abanico fluvial del Bermejo (McGlue *et al.*, 2016) y en mega-abanicos de cuencas intracratónicas del NE de Brasil (Warren *et al.*, 2021).

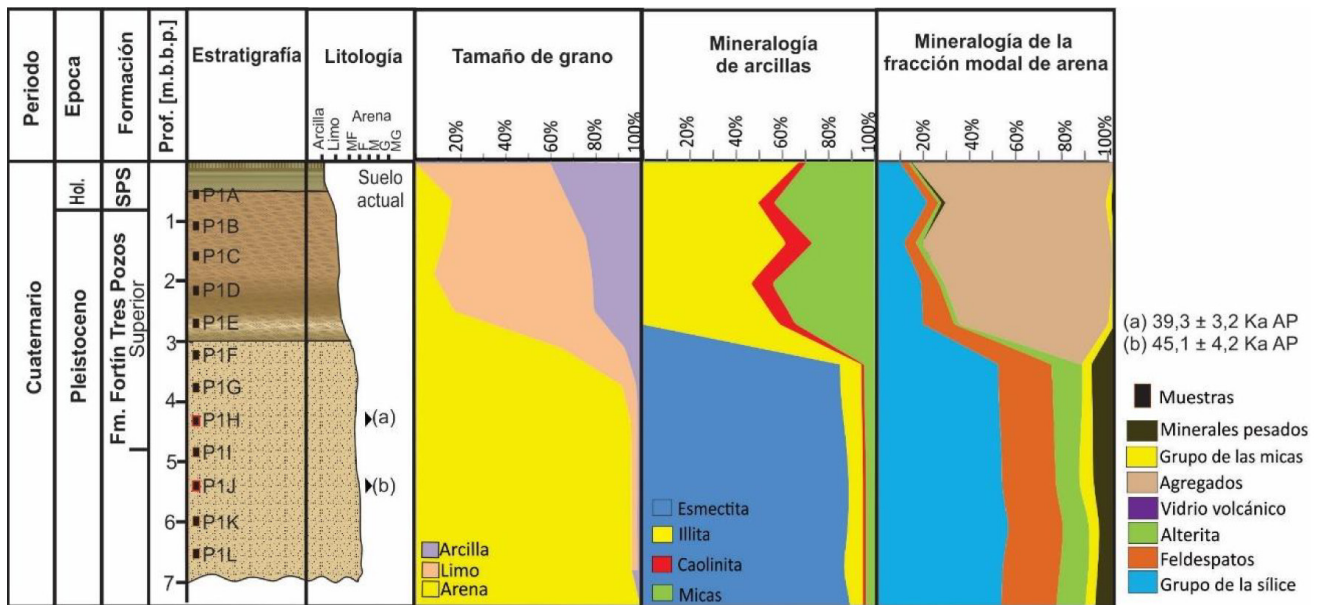
### Sedimentología y estratigrafía de los rellenos de los paleocauces

**Perforación P1 R77.** La sección P1 presenta una unidad inferior (P1U1) formada por arenas muy finas limosas grisáceas a arena muy fina saturada (7,0–3,0 m.b.b.p.; Fig. 3). La relación arenas, limos y arcillas promedio para la unidad es de 89 % arenas, 7 % limos y 4 % arcillas. La arena es moderadamente seleccionada y predominantemente formada por granos de cuarzo subredondeados a subangulares (Fig. 3). En promedio, la fracción modal de arenas de las muestras de la unidad, correspondiente a arenas muy finas, presenta: 55 % de cuarzo, 23 % de feldespatos, 9 % de minerales pesados (opacos, diópsido, enstatita, hornblenda, monacita, turmalina, granate, cianita, epidoto, olivino, y titanita), 8 % de alteritas y 5 % de micas (muscovitas y biotitas; Fig. 3 y 4). La fracción de limos está formada por cuarzo, feldespatos, plagioclasa y algunos óxidos. La fracción arcillas está formada principalmente por minerales del grupo de las esmectitas, con illitas, caolinita y micas subordinadas (Fig. 3 y 4). Esta unidad presenta edades CAM de  $39,346 \pm 3,200$  Ka AP y  $45,092 \pm 4,299$  Ka AP (Tabla 3).

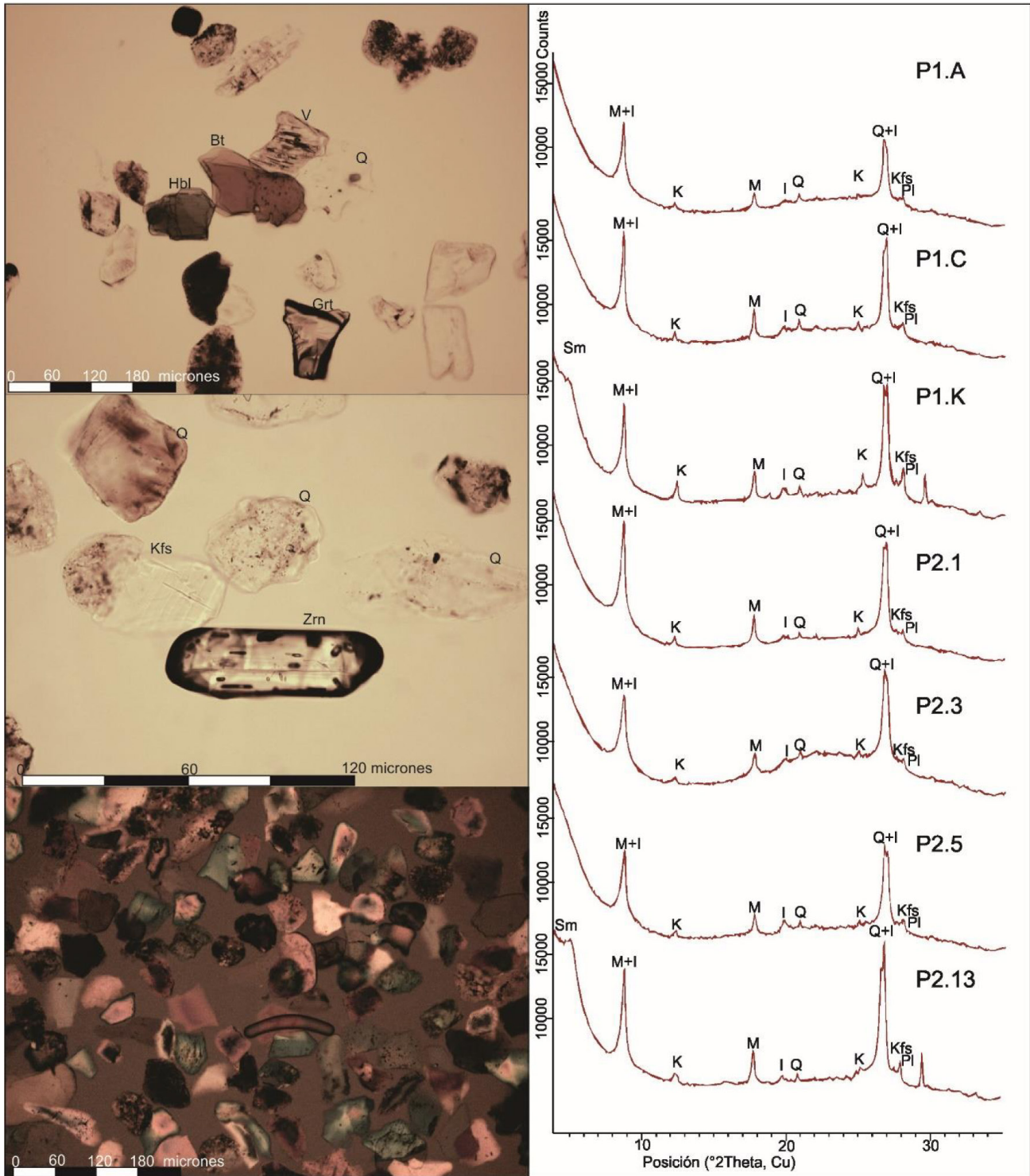
La unidad media (P1U2) está compuesta por limos-arcillosos con nódulos finos de Mn que varían entre un 2 y 10 % de cantidad y sin concreciones de  $\text{CaCO}_3$  a simple vista (3,0–1,0 m.b.b.p.). La relación

arenas, limos y arcillas promedio para la unidad es de 13,5 % arenas, 61,5 % limos y 25 % arcillas. La fracción modal de arenas (arenas muy finas) de las muestras de esta unidad presenta: 70 % de agregados, 17 % de cuarzo, 7,6 % de feldespatos, 2 % de alteritas, 1,9 % de micas (muscovitas y biotitas), 0,7 % de minerales pesados (opacos, diópsido, augita, enstatita, hornblenda, monacita, epidoto y olivino), 0,75 % de vidrio volcánico y 0,05 % de biogénicos (fitolitos silíceos, frústulos de diatomeas, caparazones de ostrácodos, espículas de esponjas, granos de polen y esporas; Fig. 3 y 4). La fracción de limos está formada por cuarzo, feldespatos, plagioclasa, y algunos óxidos. La fracción de arcillas está formada por minerales del grupo de las illitas, con caolinita y micas subordinadas (Fig. 3 y 4). Los agregados observados en la fracción arena son microaglomerados de limos y arcillas con tamaño arena que resistieron los tratamientos de dispersión química y mecánica.

Culminan la sección, una unidad superior (P1U3), compuesta por sedimentos limo-arcillosos con nódulos finos de Mn en < 30 % y concreciones finas de  $\text{CaCO}_3$  en < 2 %, coronado por suelo limo-arcilloso marrón oscuro (1,0–0,0 m.b.b.p.). La relación arenas, limos y arcillas promedio para la unidad es de 16 % arenas, 50 % limos y 34 % arcillas. La fracción modal de arenas (arenas muy finas) presenta: 85 % de agregados, 9 % de cuarzo, 3,5 %



**Figura 3.** Sedimentología de la sección P1 R77.  
**Figure 3.** Sedimentology of P1 R77 section.



**Figura 4.** Fotografías de las arenas muy finas en microscopio de polarización con cámara Nikon, y DRX de arcillas de algunas muestras de arcillas de P1 y P2, representativas de cada estrato. En las arenas: Q, cuarzo; Kfs, feldespato potásico; Zrn, circón; V, vidrio volcánico; Hbl, hornblenda; Bt, biotita; Grt, granate. En los DRX: Sm, esmectita; M, micas; I, illita; K, caolinita; Q, cuarzo; Kfs, feldespato potásico; Pl, plagioclasa.

**Figure 4.** Photographs of the very fine sands in polarisation microscopy with Nikon camera, and XRD of clays of many clay samples from P1 and P2, representative of each stratum. In the sands: Q, quartz; Kfs, potassium feldspar; Zrn, zircon; V, volcanic glass; Hbl, hornblende; Bt, biotite; Grt, garnet. In XRD: Sm, smectite; M, micas; I, illite; K, kaolinite; Q, quartz; Kfs, potassium feldspar; Pl, plagioclase.

de feldespatos, 1 % de alteritas, 0,85 % de vidrio volcánico, 0,4 % de micas (muscovitas y biotitas), 0,2 % de minerales pesados (opacos, diópsido, augita, enstatita, hornblenda, monacita, epidoto y olivino) y 0,05 % de biogénicos (fitolitos silíceos, frústulos de diatomeas, caparazones de ostrácodos, espículas de esponjas, granos de polen y esporas; Fig. 3 y 4). La fracción de limos está formada por cuarzo, feldespatos, plagioclasa, algunos óxidos y evaporitas. La fracción de arcillas está formada por minerales del grupo de las illitas, con caolinita y micas subordinadas (Fig. 3 y 4).

**Perforación P2 VM.** La sección P2 presenta una unidad inferior (P2U1) formada por arenas muy finas grisáceas (9,0–4,0 m.b.b.p.; Fig. 4 y 5). La relación arenas, limos y arcillas promedio para la unidad es

de 93 % arenas, 5 % limos y 2 % arcillas. La arena de esta unidad inferior es moderadamente seleccionada y predominantemente formada por granos de cuarzo subredondeados a subangulares. La fracción modal de arenas (arenas muy finas), en promedio para la unidad, presenta: 51 % de cuarzo, 22 % de feldespatos, 10 % de micas (muscovitas y biotitas), 8 % de minerales pesados (opacos, diópsido, enstatita, hornblenda, monacita, turmalina, granate, cianita, epidoto, olivino, y titanita), y 9 % de alteritas (Fig. 4 y 5). La fracción de limos está formada por cuarzo, feldespatos, plagioclasa, y algunos óxidos. La fracción de arcillas está formada principalmente por minerales del grupo de las esmectitas, con illitas, caolinita y micas subordinadas (Fig. 4 y 5). Esta unidad presenta una edad CAM de  $61,914 \pm 4,929$  Ka AP (Tabla 3).

Sección	Muestra	Código Laboratorio	Profundidad de muestra (m.b.b.p.)	Material	Edad OSL (Ka)
P1 R77	P1H	L1709	4,2	Arenas muy finas	$39,346 \pm 3,200$
P1 R77	P1J	L1708	5,4	Arenas muy finas	$45,092 \pm 4,299$
P2 VM	P2.6	L1710	3,1	Arenas muy finas	$20,777 \pm 2,360$
P2 VM	P2.14	L1711	8,0	Arenas muy finas	$61,914 \pm 4,929$

**Tabla 3.** Edades de sedimentos obtenidas por OSL

**Table 3.** Ages of sediments obtained by OSL

La unidad suprayacente (P2U2) está compuesta por una arena muy fina limosa con nódulos finos de Mn en < 2 % de abundancia (4,00–2,55 m.b.b.p.; Fig. 4 y 5). La relación arenas, limos y arcillas promedio en la U2 es de 88 % arenas, 8 % limos y 4 % arcillas. La arena de este estrato es moderadamente seleccionada y está formada por granos subangulares a subredondeados. La fracción modal de arenas (arenas muy finas) presenta: 45 % de cuarzo, 22 % de feldespatos, 16 % de agregados, 11 % de alteritas, 5 % de micas (muscovitas y biotitas) y menos del 1 % de minerales pesados (opacos, diópsido, augita, enstatita, hornblenda, monacita, epidoto y olivino; Fig. 4 y 5). La fracción de limos está formada por cuarzo, feldespatos, plagioclasa, y algunos óxidos.

La fracción de arcillas está formada principalmente por minerales del grupo de las esmectitas, con illitas, caolinita y micas subordinadas (Fig. 4 y 5). La U2 presenta una edad CAM de  $20,777 \pm 2,360$  Ka AP (Tabla 3).

Continúa la unidad 3 (P2U3), compuesta por un limo arcilloso marrón claro con nódulos finos de Mn en < 2 % (2,55–1,00 m.b.b.p.; Fig. 4 y 5). La relación arenas, limos y arcillas promedio en la U3 es de 12 %, 61 % y 27 % respectivamente. La fracción modal de arenas (arenas muy finas) de las muestras de la U2 presenta: 71 % de agregados, 16 % de cuarzo, 9 % de feldespatos, 2 % de alteritas, 1,8 % de micas (muscovitas y biotitas), 0,3 % de vidrio volcánico, 0,3 % de minerales pesados (opacos, diópsido,

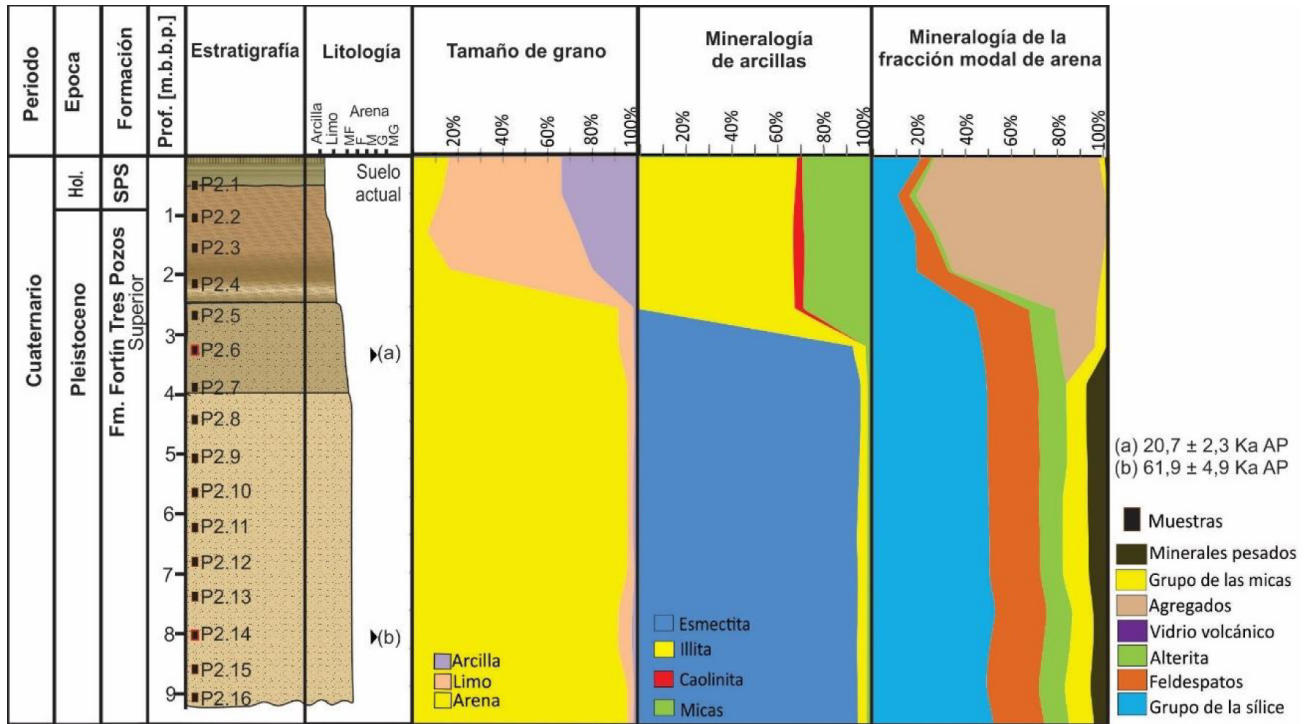


Figura 5. Sedimentología de la sección P2 VM.  
 Figure 5. Sedimentology of section P2 VM

augita, enstatita, hornblenda, monacita, epidoto y olivino) y 0,05 % de biogénicos (fitolitos silíceos, frústulos de diatomeas, caparazones de ostrácodos, espículas de esponjas, granos de polen y esporas; Fig. 4 y 5). La fracción de limos está formada por cuarzo, feldespatos, plagioclasa, y algunos óxidos. La fracción de arcillas está formada por minerales del grupo de las illitas, con caolinita y micas subordinadas (Fig. 4 y 5).

Culmina la sección, la unidad superior (P2U4) formada por un limo-arcilloso friable color marrón coronado por suelo limo-arcilloso marrón oscuro, con nódulos finos de Mn en < 10 % y concreciones finas de CaCO<sub>3</sub> en < 2 % (1,0–0,0 m.b.b.p.; Fig. 4 y 5). La relación arenas, limos y arcillas promedio en la U4 es de 16 % arenas, 50 % limos y 34 % arcillas. La fracción modal de arenas (arenas muy finas) presenta: 67 % de agregados, 21 % de cuarzo, 5 % de feldespatos, 2% de vidrio volcánico, 1 % de alteritas, 2,3 % de micas (muscovitas y biotitas), menos del 2 % de minerales pesados (opacos, diópsido, augita, enstatita, hornblenda, monacita, epidoto y olivino) y 0,08 % de biogénicos (fitolitos silíceos, frústulos de diatomeas, caparazones de ostrácodos, espículas de esponjas, granos de polen y esporas). La fracción de limos está formada por cuarzo, feldespatos,

plagioclasa, algunos óxidos y evaporitas. La fracción de arcillas está formada por minerales del grupo de las illitas, con caolinita y micas subordinadas (Fig. 4 y 5).

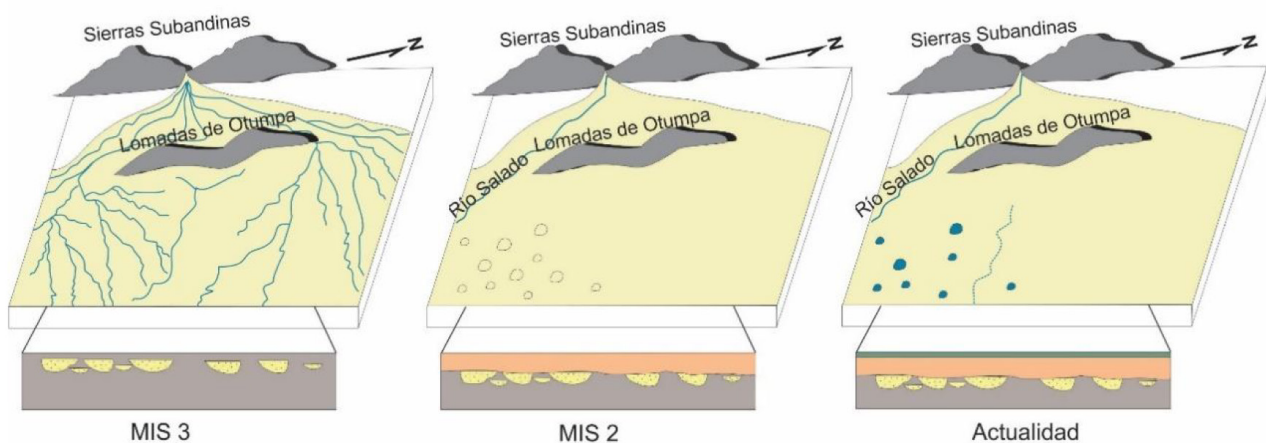
**Interpretaciones.** Las unidades P1U1, P2U1 y P2U2, presentan características sedimentológicas y composicionales similares a los sedimentos descritos como paleocauces del río Salado en el área distal del MAFSJ (Thalmeier *et al.*, 2021; Thalmeier, 2022). La mineralogía de los sedimentos es consistente, además, con los depósitos sedimentarios actuales del río Salado en su cuenca hidrológica media y su carga en suspensión (Kröhling *et al.*, 2018; Thalmeier, 2022). Se interpretan para las unidades P1U1, P2U1 y P2U2, depósitos fluviales de cauces en cinta (*ribbon channels*). Las edades de las unidades corresponden al MIS 3 (Fig. 6). Las unidades se correlacionan con la parte superior del miembro medio de la Formación Fortín Tres Pozos, por correlación con los resultados de los registros de las perforaciones de Fortín Tres Pozos y Gato Colorado (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021; Thalmeier y Rodríguez, 2022).

Las unidades P1U2 y P2U3 se interpretan como sedimentos finos provenientes de un aporte eólico a los ambientes fluviales y palustres del MAFSJ. Estas

unidades presentan características sedimentológicas y composicionales similares a los depósitos limo-arcillosos identificados como miembro superior de la Formación Fortín Tres Pozos, por correlación con los resultados de los registros de Fortín Tres Pozos y Gato Colorado, correspondientes al MIS2 (Fig. 6; Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021; Thalmeier y Rodríguez, 2022). El porcentaje elevado de agregados se interpreta como una componente formada en ambientes de acumulación de aguas poco profundas

y abundante vegetación (pantanos) con aporte eólico importante, donde dominan los sedimentos finos ricos en coloides orgánicos y actividad hidroquímica (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021).

Las unidades P1U3 y P2U4 se interpretan como los Sedimentos Palustres Superficiales en los que se desarrolla un suelo actual Natracuaf, por correlación con los resultados de los registros de Fortín Tres Pozos y Gato Colorado (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021; Thalmeier y Rodríguez, 2022).



**Figure 6.** Dinámica del paisaje y evolución del drenaje del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento durante diferentes periodos climáticos. MIS 3: red de drenaje distributiva activa y facies de llanura de inundación y pantanos, y facies de canal; MIS 2: hoyas de deflación y depósitos limo-arcillosos cubriendo el periodo anterior; Actualidad: lagunas permanentes y semi-permanentes, y acumulación de Sedimentos Palustres Superficiales.

**Figure 6.** Landscape dynamics and drainage evolution of the Salado-Juramento fluvial megafan during different climatic periods. MIS 3: active distributive drainage pattern and floodplain and wetland facies, and channel facies; MIS 2: deflation hollows and silt-clay deposits covering the earlier period; Present: permanent and semi-permanent lakes, and accumulation of Shallow Palustrine Sediments.

## DISCUSIÓN

La dinámica de los mega-abanicos fluviales del Gran Chaco, y en particular la del MAFSJ, y sus relaciones con los climas cuaternarios y la influencia de la neotectónica, han sido abordados por varios autores (*e.g.*, Iriondo, 1993, 2007; Peri y Rossello, 2010; Latrubesse *et al.*, 2012; Zani *et al.*, 2012; Assine *et al.*, 2014; Pupim *et al.*, 2017; Thalmeier *et al.*, 2021, entre otros). La estratigrafía y geomorfología del MAFSJ son el resultado de cambios en el aporte de sedimentos originados por cambios hidrológicos y de la descarga de agua que, a su vez, se rigen por controles climáticos en la cuenca de captación (Thalmeier *et al.*, 2021). Asimismo, la geomorfología y estratigrafía son consecuencia de los cambios

tectónicos que influyeron en el levantamiento de las Sierras Subandinas, Sistema de Santa Bárbara y Sierras Pampeanas Noroccidentales, como así también en las Lomas de Otumpa que resalta en la geomorfología del área media del MAFSJ (Thalmeier *et al.*, 2023b).

Los resultados de las sucesiones estudiadas (Fig. 3 y 5), permiten sumar al conocimiento sobre el registro sedimentario, evolución y cronología de la dinámica del paisaje en el área distal del MAFSJ. Las edades obtenidas en los depósitos fluviales de la sección P1 R77 son de  $45,092 \pm 4,299$  Ka AP y  $39,346 \pm 3,200$  Ka AP (Tabla 3). En la sección P2 VM, las edades son de  $61,914 \pm 4,929$  Ka AP y  $20,777 \pm 2,360$  Ka AP (Tabla 3). El registro de diferentes perforaciones antecedentes en el área distal del



MAFSJ ubica el techo de los depósitos de arenas interpretados como rellenos de canales, a similares profundidades que las encontradas en las secciones perforadas (de 3 a 6 m.b.b.p.; Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 2013; Amaya, 2018). A partir de la cronología de los rellenos de canales obtenida para ambas secciones estudiadas, se estima que una fase de agradación fluvial ocurrió durante el MIS 3 (62–28 Ka AP; Fig. 6). Los resultados obtenidos muestran que la presencia de los depósitos fluviales puede interpretarse como evidencia de un régimen fluvial dinámico conformado por numerosos ríos divergentes ocupando el lóbulo de agradación sur de las Lomadas de Otumpa, que ocurrió durante el MIS 3 (Fig. 6).

### Drenaje y paleoclima

Sobre la base de correlaciones regionales integradas con datos geocronológicos, Latrubesse *et al.* (2012) deducen que los mega-abanicos del Chaco alcanzaron su máximo desarrollo durante el Pleniglacial Medio (entre el MIS 3 y principios del MIS 2). Los ríos del Gran Chaco se caracterizaron por una alta capacidad de transporte, producción de sedimentos, altos caudales y una fuerte agradación en las fajas fluviales de los abanicos chaqueños. Varios autores señalaron un fuerte vínculo entre la dinámica sedimentaria y los cambios climáticos durante el Cuaternario-Actualidad para los mega-abanicos del Gran Chaco (*e.g.*, Iriondo, 1993; Latrubesse *et al.*, 2012). De acuerdo con diferentes investigaciones sobre mega-abanicos de otros lugares del mundo (*e.g.*, Gupta, 1997; Horton y DeCelles, 2001; Leier *et al.*, 2005; Hartley *et al.*, 2010a), la salida del cauce al frente montañoso, el gran suministro de sedimentos y las fluctuaciones pronunciadas de la descarga asociadas al clima ejercen un control clave en la construcción de los mega-abanicos, al favorecer la sedimentación rápida y la avulsión repetida de los cauces.

Los datos cronoestratigráficos regionales de la llanura pampeana permiten correlacionar condiciones favorables durante el MIS 3 para la generación de fajas fluviales, lóbulos de agradación y procesos de avulsión de las zonas medio-proximales del MAFSJ, que estarían relacionados con condiciones climáticas fuertemente estacionales (*e.g.*, Iriondo y Kröhling, 1996; Iriondo, 1999; Kröhling y Iriondo, 1999; Iriondo, 2007; Kröhling y Carignano, 2014;

Brunetto *et al.*, 2015; Thalmeier *et al.*, 2021). Los resultados presentados en este trabajo sugieren que los paleocauces estudiados estuvieron influenciados por los cambios hidrológicos en respuesta a las fluctuaciones en la intensidad del monzón durante el MIS 3, como lo reconocen otros autores para los mega-abanicos del Gran Chaco (Latrubesse *et al.*, 2012). El aumento de las precipitaciones, de la carga de sedimentos y las descargas provenientes de los Andes fueron lo suficientemente importantes durante el Pleistoceno como para desarrollar una red de cauces activos en el área distal del MAFSJ.

Las características y edad de los depósitos de la sección tipo de la Formación Fortín Tres Pozos (Fig. 1); evidencian un extenso humedal ocupando la zona distal del MAFSJ durante el MIS 3 (~58 Ka AP; Thalmeier *et al.*, 2021), con numerosos paleocauces que ocurren por avulsiones permanentes (Kröhling *et al.*, 2023). La cronología obtenida de los depósitos de paleocauces estudiados en este trabajo, ha permitido identificar una red de drenaje divergente conformada por cauces de tipo cinta, aislados y que ocurrían simultáneamente durante el MIS 3, además de las avulsiones reconocidas por otros autores (Thalmeier *et al.*, 2021; Kröhling *et al.*, 2023; Fig. 6). Se interpreta un importante periodo de agradación asociado a los principales eventos climáticos del MIS 3. Este periodo pudo haber sido interrumpido por extensas inundaciones y rellenos de canales, como se manifiesta en los frecuentes cambios de facies laterales observados en la sección tipo, en los registros de diferentes perforaciones y en los antecedentes. Como resultado, el área distal del MAFSJ está conformada por diferentes unidades sedimentarias que comprenden ambientes de llanura de inundación, humedales y fluviales como los cauces en cinta estudiados y los flujos pobremente canalizados (Thalmeier *et al.*, 2023a).

Luego del periodo de agradación del MIS 3, ocurrió una disminución en la disponibilidad hídrica, reducción del aporte de sedimentos y aumento de los procesos eólicos, que se desarrollaron durante el MIS 2 (Iriondo y Kröhling, 1996; Iriondo, 2007; Fig. 6). En este periodo se habría producido una tendencia a la aridez hasta alcanzar un máximo durante el Último Máximo Glaciar (Latrubesse *et al.*, 2012). La transición desde una actividad fluvial a gran escala del MIS 3 a una desaparición del sistema hídrico distributivo, acompañado por un aumento de la actividad eólica durante el MIS 2,

queda evidenciada en las secciones estudiadas y en la sección tipo por los depósitos limo arcillosos que cubren las arenas de los paleocauces, y las llanuras de inundación y pantanos del área distal del MAFSJ. Se interpreta un aporte eólico de sedimentos finos a los ambientes fluviales y palustres de dicha área. Estos depósitos corresponden al miembro superior de la Formación Fortín Tres Pozos.

El período de agradación más reciente (MIS 1; 11–4 Ka AP), muestra una extensión lateral limitada y está confinado principalmente en el valle del río Salado moderno, en base a estudios de geomorfometría, estratigrafía y secciones subsuperficiales por georradar, para el Holoceno Tardío (Pedersen *et al.*, 2022). El río presentaría una actividad fluvial menor a la del MIS 3. Los Sedimentos Palustres Superficiales en el área distal del MAFSJ representan los depósitos limo arcillosos que cubren la columna sedimentaria de la región (Iriondo, 2007).

### **Drenaje y tectónica**

El análisis tectónico a nivel de cuenca sedimentaria es de fundamental importancia porque no solo interviene en el desarrollo de los mega-abanicos chaqueños, sino que tiene una implicancia endógena en la configuración de la cuenca de antepaís andina, dando como resultado cuencas sedimentarias subrellenadas y sobrellenadas en la llanura Chaqueña (Thalmeier *et al.*, 2023b). Según Hartley *et al.* (2010b), los factores que controlan la longitud de un mega-abanico, como el espacio de acomodación horizontal y el gradiente, están fuertemente relacionados con el entorno tectónico. Las cargas isostáticas y cargas de topografía dinámica, controlan en parte los espacios de acomodación de la sedimentación a escala regional en las cuencas de antepaís Chaco-Pampeana, favoreciendo la subsidencia, avulsión y acumulación de sedimentos en los abanicos chaqueños (Horton y DeCelles, 1997, 2001; Thalmeier *et al.*, 2021).

Algunos autores sugieren que durante el Cuaternario la deformación ha sido activa en el sistema de cuenca de antepaís del S del Chaco y el N de la llanura pampeana donde se desarrollan el MAFSJ y los mega-abanicos Pampeanos (Brunetto *et al.*, 2017, 2019). En particular, Peri (2012) concluye que las Lomadas de Otumpa son una estructura remanente gondwánica afectada por las reactivaciones de las estructuras debido a la tectónica asociada a la

deformación andina cenozoica que controlaron la evolución de la red de drenaje. El río Salado habría sido un río antecedente desde que las lomadas comenzaron a elevarse durante algún momento del Cuaternario, siguiendo una dirección SE hacia aguas abajo (Peri y Rossello, 2010). El río migró hacia el S a medida que crecía el relieve de las lomadas (Peri y Rossello, 2010; Peri, 2012). Las anomalías en el patrón fluvial de drenaje sugieren actividad tectónica cuaternaria (Peri y Rossello, 2010). A partir de la cronología de los depósitos estudiados en este trabajo y su ubicación en el lóbulo de agradación al sur de las Lomadas de Otumpa, es posible inferir que estas lomadas ya eran un alto estructural para el MIS 3. Por tanto, la dinámica fluvial del área distal del MAFSJ estaría más relacionada a las condiciones climáticas reinantes durante el MIS 3. La dinámica fluvial del Cuaternario Tardío del área distal del MAFSJ es el resultado de cambios en el aporte de sedimentos originados por cambios hidrológicos y de la descarga de agua durante el MIS 3, como lo observan varios autores para los abanicos del Chaco (Iriondo, 2007; Latrubesse *et al.*, 2012; Thalmeier *et al.*, 2021).

### **CONCLUSIONES**

Los resultados de las secciones estudiadas contribuyen al conocimiento de la estratigrafía de los sistemas de mega-abanicos fluviales distales, que se integra de manera coherente con los análisis previos de la estratigrafía subsuperficial del MAFSJ y aporta nueva información sobre su dinámica fluvial. El análisis integrado de los procesos morfo-sedimentarios con datos cronoestratigráficos en el área distal del MAFSJ, permitió generar una vinculación de la dinámica fluvial con los eventos climáticos cuaternarios, y aportar a la reconstrucción de la evolución del mega-abanico durante el Cuaternario Tardío. La región fue expuesta a prolongados periodos húmedos (MIS 3) y periodos más secos (MIS 2), lo que se ve reflejado en el registro sedimentario. El ambiente de paleohumedal en el área distal del MAFSJ, presentaba un sistema fluvial distributivo activo con numerosos cauces simultáneos durante el MIS 3. La cronología determinada de los paleocauces sinuosos permite identificar un importante periodo de agradación asociado a los principales eventos climáticos del MIS 3. Además, la evolución del abanico no sólo

se dio por avulsiones permanentes, sino que se comprueba la existencia de los cauces funcionando en un mismo rango temporal. La presencia de estos dos paleocauces que comparten un rango de edades y se encuentran en el lóbulo de agradación al sur de las Lomadas de Otumpa, permite inferir además que estas lomadas ya eran un alto estructural para el MIS 3. Por tanto, la dinámica fluvial de la región distal del MAFSJ estaría más relacionada a las condiciones climáticas reinantes durante el MIS 3. Además de su interés científico, los resultados alcanzados contribuyen indirectamente a la gestión de los recursos hídricos subterráneos de la región de estudio, en la que los paleocauces almacenan la principal reserva hídrica que sostiene la actividad socio-productiva de la región.

**Agradecimientos.** Se agradece a los proyectos IO-2019-152 de la Agencia Santafesina de Ciencia, Tecnología e Innovación y PICT-2019-2019-01154 de la Agencia Nacional de Promoción de la Investigación Científica, el Desarrollo Tecnológico y la Innovación, por el financiamiento brindado para la realización de esta investigación. Las autoras agradecen a sus compañeros de proyecto y a todas las personas que, de un modo u otro, facilitaron información. Se agradece cálidamente a los habitantes de la región de los Bajos Submeridionales por su hospitalidad y disposición para recibirnos en sus hogares/establecimientos y brindarnos información acerca de las perforaciones y represas. Apreciamos enormemente los comentarios y la revisión crítica y constructiva de los revisores, Dres. A. Tripaldi y E. Latrubesse, y la editora, Dra. M.S. Raigemborn.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amaya, M. (2018). *Identificación y caracterización de paleocauces mediante tomografías de resistividad eléctrica en Miraflores, Chaco*. [Tesis de grado inédita]. Universidad Nacional de La Plata.
- Assine, M. L., Corradini, F. A., Pupim, F. do N., y McGlue, M. M. (2014). Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. *Sedimentary Geology*, 301, 172–184. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.11.007>
- Blum, M. D., y Törnqvist, T. E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47(s1), 2–48. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x>
- Brunetto, E., Kröhling, D., Francisconi, C., y Zalazar, M. C. (2015). *Quantitative geomorphology applied to the distal Salado del Norte River basin, Argentina*. Neotectonic and surface processes in an intracratonic setting [Resumen]. XIX INQUA Congress, Nagoya, Japón.
- Brunetto, E., Kröhling, D. M., Zalazar, M. C., y Francisconi, M. C. (2017). Analysis of the interaction between neotectonic and surface processes in a low-land intracratonic setting of South America. *Quaternary International*, 438, 141–159. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.018>
- Brunetto, E., Sobrero, F. S., y Gimenez, M. E. (2019). Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Craton (Southeastern South America). *Journal of South American Earth Sciences*, 91, 332–351. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.010>
- Cafaro, E., Latrubese, E., Ramonell, C., y Montagnini, M. D. (2010). Channel pattern arrangement along Argentinian fans and mega-fans of the Chaco plain, central South America. En C. A. Vionnet, M. H. García, E. M. Latrubese, y G. M. E. Perillo (Eds.), *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics* (1st ed., pp. 349–354). CRC Press.
- Carver, R. (1971). *Procedures in Sedimentary Petrology* (1st ed.). John Wiley & Sons Incorporated.
- Castellanos, A. (1968). Desplazamientos naturales, en abanico, del río Salado del Norte en la llanura chaco-santiagoueño-santafesina. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, LII, 1–14.
- CONHIDRO S. R. L. (2008). *Estudio hidrogeológico Villa Ángela, Departamento Mayor Luis J. Fontana, Provincia del Chaco* [Informe inédito].
- CONHIDRO S. R. L. (2009a). *Estudios hidrogeológicos y geofísicos para la provisión de agua potable en la región oeste de la provincia de Chaco. Zona sudoeste: areas Charata-Avia Terai, Los Frentones-Avia Terai* [Informe inédito].
- CONHIDRO S. R. L. (2009b). *Estudios hidrogeológicos y geofísicos para la provisión de agua potable en la región oeste de la provincia de Chaco. Área Comandancia Frías* [Informe inédito].
- Connell, S. D., Smith, G. A., Geissman, J. W., y McIntosh, W. C. (2013). Climatic controls on nonmarine depositional sequences in the Albuquerque Basin, Rio Grande rift, north-central New Mexico. En M. Hudson y C. A. Manduca (Eds.), *New Perspectives on Rio Grande Rift Basins: From Tectonics to Groundwater*. Geological Society of America Special Publication, 494, 383–425. [https://doi.org/10.1130/2013.2494\(15\)](https://doi.org/10.1130/2013.2494(15))
- Felicísimo, A. M. (1994). *Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*. Pendalfa Ediciones.
- Fisher, G. B., Amos, C. B., Bookhagen, B., Burbank, D. W., y Godard, V. (2012). Channel widths, landslides, faults, and beyond: The new world order of high-spatial resolution Google Earth imagery in the study of earth surface processes. En S. J. Whitmeyer, J. E. Bailey, D. G. De Paor, y T. Ornduff (Eds.), *Google Earth and Virtual Visualizations in Geoscience Education and Research*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2012.2492\(01\)](https://doi.org/10.1130/2012.2492(01))
- Folk, R. L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks* (1st ed.). Hemphill Publishing Co.
- Fontana, A., Mozzi, P., y Bondesan, A. (2008). Alluvial megafans in the Venetian–Friulian Plain (north-eastern Italy): Evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International*, 189(1): 71–90. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.08.044>

- Friend, P. F., Slater, M. J., y Williams, R. C. (1979). Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society*, 136, 39–46.
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., y Olley J. M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, Northern Australia: part i, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41(2), 339–364. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x>
- Galbraith, R. F., y Roberts, R. G. (2012). Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology*, 11, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.020>
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., y Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Gibling, M. R. (2006). Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76(5–6), 731–770. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060>
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., y Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*, 202, 18–27. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Guérin, G., Mercier, N., y Adamiec, G. (2011). Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5–8.
- Gupta, S. (1997). Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology*, 25(1), 11. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0011:HDPA TO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0011:HDPA TO>2.3.CO;2)
- Hartley, A. J., Weissmann, G. S., Nichols, G. J., y Scuderi, L. A. (2010a). Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems: REPLY. *Geology*, 38(12), e231–e231. <https://doi.org/10.1130/G31588Y.1>
- Hartley, A. J., Weissmann, G. S., Nichols, G. J., y Warwick, G. L. (2010b). Large distributive fluvial systems: Characteristics, distribution, and controls on development. *Journal of Sedimentary Research*, 80(2), 167–183. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.016>
- Horton, B. K., y DeCelles, P. G. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25(10), 895–898. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0895:TMF BSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMF BSA>2.3.CO;2)
- Horton, B. K., y DeCelles, P. G. (2001). Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, 13(1), 43–63. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00137.x>
- Instituto Nacional del Agua. (2002). *Recopilación de la información hidrogeológica de la Provincia de Santa Fe*. DPOH - Dirección Provincial de Hidráulica (SPAR).
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. (2013). *Investigación sobre el aprovechamiento sustentable de paleocauces del Río Salado en el noroeste provincial santafesino con fines ganaderos* (Informe técnico, 36pp.). Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA).
- Iriondo, M. H. (1984). The Quaternary of Northeastern Argentina. Quaternary South American and Antarctic Peninsula. *Balkema Publication*, 2, 51–78.
- Iriondo, M. H. (1987). Geomorfología y Cuaternarios de la provincia de Santa Fe (Argentina). *D'Orbygniana*, 4, 1–58.
- Iriondo, M. H. (1990). Map of the South American plains - its present state. En J. Rabassa (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* (1st ed., pp. 297–308). CRC Press.
- Iriondo, M. H. (1993). Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). *Geomorphology*, 7(4), 289–303. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(93\)90059-B](https://doi.org/10.1016/0169-555X(93)90059-B)
- Iriondo, M. H. (1999). Last Glacial Maximum and Hypsithermal in the Southern Hemisphere. *Quaternary International*, 62(1), 11–19. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00019-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00019-1)
- Iriondo, M. H. (2007). El Chaco Santafesino. Neógeno y Geomorfología. *Comunicación Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino*, 1–40.
- Iriondo, M. H. (2010). *Geología del Cuaternario de Argentina* (1st ed.). Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. ISBN N° 978-987-24637-1-7.
- Iriondo, M. H., y Kröhling, D. (1996). *Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior)* [Resumen]. XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina.
- Iriondo, M. H., Colombo, F., y Kröhling, D. (2000). El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia-Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta*, 28(2000), 79–82.
- Jarvis, A., Reuter, H., Nelson, A., y Guevara, E. (2008). *Hole-filled Seamless SRTM Data*. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). <http://srtm.csi.cgiar.org>
- JAXA. (2007). *L1.1 PALSAR* [2006–2011]. NASA Alaska Satellite Facility DAAC.
- Jordan, D. W., y Pryor, W. A. (1992). Hierarchical Levels of Heterogeneity in a Mississippi River Meander Belt and Application to Reservoir Systems. *AAPG Bulletin*, 76(10), 1601–1624. <https://doi.org/10.1306/BDF8A6A-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Kröhling, D., y Carignano, C. (2014). La estratigrafía de los depósitos sedimentarios cuaternarios. En R. Martino y A. Guerreschi (Eds.), *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino* (pp. 672–724). Asociación Geológica Argentina.
- Kröhling, D. M., y Iriondo, M. (1999). Upper Quaternary Palaeoclimates of the Mar Chiquita area, North Pampa, Argentina. *Quaternary International*, 57, 149–163. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00056-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00056-1)
- Kröhling, D., y Iriondo, M. (2003). El loess de la Pampa Norte en el Bloque de San Guillermo. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 10(2), 137–150.
- Kröhling, D., Brunetto, E., y Thalmeier, M. B. (2023). *Procesos avulsivos y registro sedimentario en mega-abanicos fluviales (DFS) del Chaco*. [Resumen] XVIII Reunión Argentina de Sedimentología y VIII Congreso Latinoamericano de Sedimentología. La Plata, Argentina.
- Kröhling, D. M., Montagnini, M., Thalmeier, M. B., Brunetto, E., Roldán, J., y Amsler, M. (2018). *Aspectos sedimentológicos de la carga en suspensión en dos sistemas fluviales de llanura (tramo inferior del Salado-Juramento y tramo medio del Paraná)*. [Resumen] XVI RASXVI Reunión Argentina de Sedimentología, General Roca, Argentina.
- Latrubesse, E. M. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who’s who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146, 1–30. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.004>

- Latrubesse, E. M., y Restrepo, J. D. (2014). Sediment yield along the Andes: Continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts. *Geomorphology*, 216, 225–233. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.007>
- Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C., Cremon, E. H., May, J. H., Tatum, S. H., Hurtado, M. A., Bezada, M., y Argollo, J. B. (2012). Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 356, 75–88. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.04.003>
- Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C., y Sinha, R. (2005). Tropical rivers. *Geomorphology* 70 (3–4), 187–206. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.005>.
- Latrubesse, E., Park, E., Ramonell, C., Sounny-Slitine, M. A., Cafaro, E. (2023). The Chaco Megafans, South America. En J. Wilkinson y Y. Gunnell (Eds.), *Fluvial megafans on Earth and Mars* (pp. 78–99). Cambridge University Press. DOI: 10.1017/9781108525923
- Leier, A. L., DeCelles, P. G., y Pelletier, J. D. (2005). Mountains, monsoons, and megafans. *Geology*, 33(4), 289–292. <https://doi.org/10.1130/G21228.1>
- Lunt, I. A., Bridge, J. S., y Tye, R. S. (2004). A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers. *Sedimentology*, 51(3), 377–414. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00627.x>
- McGlue, M. M., Smith, P. H., Zani, H., Silva, A., Carrapa, B., Cohen, A. S., y Pepper, M. B. (2016). An integrated sedimentary systems analysis of the Río Bermejo (Argentina): Megafan character in the overfilled Southern Chaco Foreland basin. *Journal of Sedimentary Research*, 86(12), 1359–1377. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.82>
- Miall, A. D. (1988). Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta formation (lower jurassic), Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, 55(3–4), 233–262. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90133-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90133-9)
- Miall, A. D. (2014). *Fluvial Depositional Systems*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-00666-6>
- Moore, D., y Reynolds, R. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals* (2nd ed.). Oxford University Press.
- NASA - National Aeronautics and Space Administration. (2013). *Landsat Program 2013*. Landsat ETM + Scenes. USGS, USA, In.
- Neiff, J. J., Iriondo, M. H., y Carignan, R. (1984). Large tropical South American wetlands: a review. *Large Tropical Southamerican Wetlands: An Overview* [Conferencia]. International Workshop on The Ecology and Management of Aquatic-terrestrial ecotones, University of Washington, Seattle, Estados Unidos.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Vuille, M., Stríkis, N. M., Edwards, R. L., Cheng, H., Emerick, S., de Paula, M. S., Li, X., Barreto, E. de S., Karmann, I., y Santos, R. V. (2017). A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports*, 7(1), 44267. <https://doi.org/10.1038/srep44267>
- Pedersen, O., Brunetto, E., Kröhling, D. M., Thalmeier, M. B., y Zalazar, M. C. (2022). Palaeohydrology from the Northern Salado River, a lower Parana River tributary (Argentina). *Journal Of South American Earth Sciences*. 120 104050. [doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104050](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104050)
- Peri, G. V. (2012). *Caracterización morfotectónica de las Lomadas de Otumpa (Gran Chaco, Santiago del Estero y Chaco): Influencias en el control del drenaje* [Tesis de grado inédita]. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires.
- Peri, V. G., y Rossello, E. A. (2010). Anomalías morfoestructurales del drenaje del río salado sobre las Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco) detectadas por procesamiento digital. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 6(4), 634–645.
- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary Rocks* (2nd ed.). Harper and Row Publishers.
- Potere, D. (2008). Horizontal Positional Accuracy of Google Earth's High-Resolution Imagery Archive. *Sensors*, 8(12), 7973–7981. <https://doi.org/10.3390/s8127973>
- Prescott, J. R., y Hutton, J. T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23(2–3), 497–500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)
- Pupim, F. do N., Assine, M. L., y Sawakuchi, A. O. (2017). Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: Channel patterns and paleoenvironmental changes. *Quaternary International*, 438, 108–125. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.01.013>
- Rossello, E. A., y Bordampé, C. P. (2005). *Las Lomadas de Otumpa: nuevas evidencias cartográficas de deformación neotectónica en el Gran Chaco (Santiago del Estero, Argentina)* [Resumen]. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina.
- Sinha, R., Ahmad, J., Gaurav, K., y Morin, G. (2014). Shallow subsurface stratigraphy and alluvial architecture of the Kosi and Gandak megafans in the Himalayan foreland basin, India. *Sedimentary Geology*, 301, 133–149. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.06.008>
- Stanistreet, I. G., y McCarthy, T. S. (1993). The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85(1–4), 115–133. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90078-J](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90078-J)
- Thalmeier, M. B. (2022). *Modelo hidrogeológico conceptual y numérico del flujo subterráneo de la región de los Bajos Submeridionales, planicie distal del mega-abanico fluvial del Salado del Norte, Chaco Argentino* [Tesis de doctorado inédita]. Universidad Nacional del Córdoba, Argentina.
- Thalmeier, M. B., y Rodríguez, L. (2022). Aportes a la estratigrafía de la región de los Bajos Submeridionales, Santa Fe, Argentina. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 79(2), 218–231.
- Thalmeier, M. B., Kröhling, D. M., y Brunetto, E. (2021). The geomorphology and Late Quaternary sedimentary record of the Salado/Juramento fluvial megafan, Central Andes foreland basin (Chaco Plain, Argentina). *Geomorphology*, 373, Artículo 107495. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107495>
- Thalmeier, M. B., Brunetto, E., y Kröhling, D. (2023a). *Late Neogene-Quaternary sedimentary record analysis of the South Chaco distributive fluvial systems, South America* [Resumen]. XXI Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA), Roma, Italia.
- Thalmeier, M. B., Brunetto, E., Zalazar, M. C., Pedersen, O., Soffiantini, J., y Kröhling, D. (2023b). *Late Neogene-Quaternary andean foreland basin evolution of the depositional system of the Salado-Juramento fluvial megafan, South America* [Resumen]. XXI Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA), Roma, Italia.

- Tucker, M. (1988). *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publication. 393 p.
- Vanlesberg, S., y Kröhling, D. (2010). *Geomorfología y tendencia en índices climáticos. Su aplicación a la llanura chaco-pampeana* [Resumen]. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, Azul, Buenos Aires, Argentina.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogue-Paele, J., Dias, P. L. S., y Zhang, C. (2006). Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, 19(20), 4977–5000. <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>
- Warren, L. V., de Andrade, A. S. M., Varejão, F. G., Promenzio, P., Santos, M. G. M., Alessandretti, L., y Assine, M. L. (2021). Sedimentary evolution of distributive fluvial systems within intraplate tectonic active basins: Case study of the Early Cretaceous Araripina Formation (Araripe Basin, NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 111. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103496>
- Weissmann, G. S., Mount, J. F., y Fogg, G. E. (2002). Glacially Driven Cycles in Accumulation Space and Sequence Stratigraphy of a Stream-Dominated Alluvial Fan, San Joaquin Valley, California, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 72(2), 240–251. <https://doi.org/10.1306/062201720240>
- Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Nichols, G. J., Scuderi, L. A., Olson, M., Buehler, H., y Banteah, R. (2010). Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, 38(1), 39–42. <https://doi.org/10.1130/G30242.1>
- Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Scuderi, L. A., Nichols, G. J., Davidson, S. K., Owen, A., Atchley, S. C., Bhattacharyya, P., Chakraborty, T., Ghosh, P., Nordt, L. C., Michel, L., y Tabor, N. J. (2013). Prograding distributive fluvial systems-geomorphic models and ancient examples. En S. G. Driese y L. C. Nordt (Eds.), *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology: Paleosols and Soil Surface Analog Systems* (Vol. 104, pp. 131–147). Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication. <https://doi.org/10.2110/sepm.104.16>
- Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Scuderi, L. A., Nichols, G. J., Owen, A., Wright, S., Felicia, A. L., Holland, F., y Anaya, F. M. L. (2015). Fluvial geomorphic elements in modern sedimentary basins and their potential preservation in the rock record: A review. *Geomorphology*, 250, 187–219. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.09.005>
- Widera, M., Chomiak, L., y Zieliński, T. (2019). Sedimentary Facies, Processes and Paleochannel Pattern of an Anastomosing River System: An Example from the Upper Neogene of Central Poland. *Journal of Sedimentary Research*, 89(6), 487–507. <https://doi.org/10.2110/jsr.2019.28>
- Zani, H., Rossetti, D. F., Cohen, M. L. C., Pessenda, L. C. R., y Cremon, E. H. (2012). Influence of landscape evolution on the distribution of floristic patterns in northern Amazonia revealed by  $\delta^{13}C$  data. *Journal of Quaternary Science*, 27(8), 854–864. <https://doi.org/10.1002/jqs.2602>
- Zhou, J., y Lau, K. M. (1998). Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate*, 11(5), 1020–1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2)