

PALEOSUELOS Y NIVELES LÍMNICOS DESARROLLADOS EN SUCESIONES ALUVIALES DEL PLEISTOCENO TARDÍO Y HOLOCENO DEL PIEDEMONTA ANDINO DE MENDOZA (33°-34° LS), ARGENTINA

Adriana MEHL y Marcelo ZÁRATE

Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (CONICET - UNLPAM). Av. Uruguay 151, Santa Rosa (La Pampa, Argentina). adrianamehl@gmail.com; adrianamehl@conicet.gov.ar; mzarate@exactas.unlpam.edu.ar

Resumen: Los depósitos aluviales del Pleistoceno tardío y Holoceno de la cuenca del Arroyo La Estacada, en el piedemonte andino mendocino, entre los 33° y 34° LS, componen tres unidades geomorfológicas conspicuas: una planicie de agradación regional (PAR, Pleistoceno tardío - Holoceno temprano), una terraza de relleno aluvial (TRA, Holoceno medio y tardío) y la planicie de inundación actual (posterior a los 400 a AP). La PAR y la TRA registran procesos alternantes de agradación y pedogénesis, siendo estos últimos más frecuentes en los depósitos holocenos, caracterizados también por una mayor abundancia de niveles con contenido orgánico elevado (niveles límnicos). Este trabajo evalúa el registro de paleosuelos y niveles límnicos de la cuenca, con el objetivo de inferir sus implicancias en la dinámica paleoambiental y paleoclimática de la región centro-oeste de Argentina durante el Pleistoceno tardío y Holoceno, y aportar información al marco paleoclimático del extremo sur de Sudamérica. Se muestrearon depósitos aluviales que exhiben paleosuelos y niveles límnicos en cuatro perfiles litoestratigráficos en las márgenes del Arroyo La Estacada y su tributario el Arroyo Anchayuyo; se utilizó el color como indicador de campo. Se describieron atributos en forma cualitativa (granulometría, color; consistencia, tipo y grado de estructuración de los sedimentos; forma y tipo de límites, sustancias cementantes y/o aglutinantes, rasgos redoximórficos, etc) y cuantitativa (contenido de materia orgánica y carbonato de calcio); se realizaron análisis micromorfológicos en muestras de sedimentos no disturbadas. Los resultados se presentan con un criterio cronológico decreciente basado en la calibración cronológica de los depósitos aluviales. Los paleosuelos de la PAR revelan un pobre desarrollo pedológico, con presencia de carbonato de calcio en la masa, y en forma de nódulos y concreciones. Por su parte, los paleosuelos de la TRA presentan mayor desarrollo relativo, y ausencia de carbonatos en general. Los niveles límnicos reflejan un incremento en la productividad vegetal en ambientes de la planicie de inundación saturados en agua; y quizás también un mayor transporte de MO por parte de las corrientes de agua en el valle fluvial. La mayor concentración de rasgos de carbonatación de la PAR reflejaría condiciones de mayor evaporación en los ambientes depositacionales del Pleistoceno tardío - Holoceno temprano; mientras que la abundancia de rasgos redoximórficos en los niveles de la TRA, registraría la saturación en agua de los depósitos del Holoceno medio y tardío, quizás en respuesta a frecuentes fluctuaciones del nivel freático. Las sucesiones aluviales analizadas registran los cambios paleoambientales / paleoclimáticos acaecidos en el piedemonte andino oriental entre los 33° y 34° LS, en vinculación con la transición climática del Pleistoceno tardío - Holoceno. Los paleosuelos y niveles límnicos observados resultaron herramientas útiles para la calibración geocronológica de las sucesiones aluviales estudiadas.

Palabras clave: sucesiones aluviales, paleosuelos, niveles límnicos, Pleistoceno tardío, Holoceno, piedemonte andino oriental.

EXTENDED ABSTRACT

Paleosoils and limnic levels in the late Pleistocene and Holocene alluvial successions of the Andean Piedmont of Mendoza (33°-34° LS), Argentina

The late Pleistocene and Holocene alluvial deposits of the Arroyo La Estacada basin, located in the Andean piedmont of Mendoza province between 33° and 34° SL (Fig. 1a-b), are arranged in three conspicuous geomorphological units, a regional aggradational plain (RAP, late Pleistocene - early Holocene), a fill terrace (FT, middle and late Holocene) and a present floodplain (developed *ca.* 400 yr BP) (A-A', B-B', Fig. 1c). The RAP (Figs. 2a, 3a) and the FT (Figs. 2b, 3b) record aggradational and pedological processes; the latter are more frequent in the Holocene deposits together with abundant sedimentary levels showing high organic matter content (limnic levels).

High organic matter content deposits have been studied by the international scientific community, particularly in North America, where some authors discussed the paleoenvironmental and paleoclimatic implications of the 'black mats' (Haynes, 1968; 2008; Firestone *et al.*, 2007, among others). Toledo (2008) reinforced the idea of a global climatic change by correlating the 'black mat' deposits developed in the widely described fluvial sequences of the Central Pampean region of Argentina with those studied in North America. In such a context, this work evaluates the paleosoil-limnic level record of the Arroyo La Estacada basin, in the eastern Andean piedmont, with the aim of inferring their implications in the paleoenvironmental and paleoclimatic dynamics of the central-west Argentinean region during the late Pleistocene and the Holocene. Besides, it provides information to the paleoclimatic framework of southern South America.

Alluvial deposits exhibiting paleosoils and limnic levels were sampled using color as a field indicator (Wills *et al.*, 2007, and references therein), in four lithostratigraphic sections located in the banks of Arroyo La Estacada and its tributary the Arroyo Anchayuyo. Qualitative (grain size, color, consistency, type and grade of pedal structure,

limit forms and types, cements, redoximorphic features, etc.) and quantitative (organic matter and calcium carbonate contents, table 1) attributes were described; also micromorphological analyses were conducted on undisturbed samples (Fig. 4). Results are presented according to a chronological criterion, from the oldest to the youngest paleosoils and limnic levels, based on a chronological calibration of pedosedimentary sequences already reported (Zárate, 2002; Zárate and Páez, 2002; Toms *et al.*, 2004; Zárate and Mehl, 2008) and two new radiocarbon ages (Table 1).

The analyzed late Pleistocene and Holocene alluvial deposits record the development of four main pedological processes, affecting not only paleosoils but also limnic levels. They are, organic matter decomposition, calcium carbonate accumulation, redoximorphic features formation and bioturbation.

Paleosoils are conspicuous and widely extended along the arroyos basin. They can be recognized in the alluvial deposits as dark bands showing lighter colors downward. Paleosoil top limits are dominantly clear and smooth, the bases are mostly diffuse to smooth and wavy to irregular (Fig. 3a,b). RAP paleosoils are poorly developed showing dearth of pedological features and exiguous horizonation. Calcium carbonate appears in the soil mass and also forming nodules and concretions. FT paleosoils exhibit a greater relative development when comparing with the RAP paleosoils and calcium carbonate is in general absent.

Limnic levels are also dark levels, but they present a homogeneous appearance without gradual color variation downwards (Figs. 4a, 5a, h). Its lateral extension is restricted when compared with the one exhibited by paleosoils. Nonetheless some of them can be recognized by several metres throughout the outcrops. The morphology of limnic levels is characterized by the occurrence of lenses formed by organic matter immersed in a fine-grained clastic matrix (Fig. 5h). Its configuration is similar to that described for *gyttias* or sedimentary peats (Uggla *et al.*, 1969 in Fox, 1985). Limnic levels form due to the precipitation of organic matter suspended in water or by direct action of aquatic organisms (Fox,

1985). The Holocene limnic levels are fair indicators of a vegetation productivity increment in the floodplain, especially in waterlogged environments (Fig. 6a,b). Also, they likely record an increase in the amount of organic matter carried by water along the fluvial valley. The major concentration of carbonates in the RAP paleosoils would likely indicate more evaporation in the alluvial basin at the RAP formation time. In turn, the abundance of redoximorphic features in the FT would record waterlogged episodes occurring during the middle and late Holocene, probably in response to frequent water table fluctuations.

Analyzed alluvial sequences of the late Pleistocene and Holocene record paleoenvironmental and paleoclimatic changes in the eastern Andean piedmont between 33° and 34° SL, in relation to late Pleistocene - Holocene climatic transition. Paleosoils and limnic levels have resulted in useful tools to calibrate the alluvial sequences and to analyse them geochronologically.

Keywords: alluvial successions, paleosoils, limnic levels, late Pleistocene, Holocene, eastern Andean piedmont.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos aluviales del Pleistoceno tardío y Holoceno de la cuenca del Arroyo La Estacada (Figs. 1a-b) fueron analizados inicialmente por Polanski (1963) durante su exhaustivo análisis del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Recientemente, nuevos estudios sedimentológicos, geomorfológicos, estratigráficos, geocronológicos y palinológicos han profundizado el conocimiento acerca de los mismos (Zárate, 2002; Zárate y Páez, 2002; Zárate y Mehl, 2008; Mehl, 2010; Mehl, 2011; Rojo *et al.*, 2012; Mehl y Zárate, 2012). Zárate y Mehl (2008) reconocen en la cuenca del Arroyo La Estacada tres unidades geomorfológicas conspicuas, una planicie de agradación regional (PAR), una terraza de relleno aluvial (TRA) y la planicie de inundación actual (PIA) (A-A', B-B', Fig. 1c). Los depósitos que componen la PAR (Fig. 2a) comprenden el lapso Pleistoceno tardío - Holoceno temprano (Zárate y Mehl, 2008), con una antigüedad de al menos 50 ka AP (Toms *et al.*, 2004); han sido descriptos como depósitos distales de ambiente de abanico aluvial (Mehl y Zárate, 2012). La TRA (Fig. 2b) está integrada

por depósitos granodecrecientes del Holoceno medio y tardío (Zárate y Mehl, 2008), formados a partir de un curso fluvial sinuoso con posterioridad a un proceso de incisión que afectó la PAR en algún momento anterior a los 5.270 ± 65 a ^{14}C AP (5.758 - 6.186 a cal AP). Desde entonces la superficie de la PAR permaneció, en líneas generales, estable y sujeta a procesos de pedogénesis (Mehl y Zárate, 2012). La PIA, unidad geomorfológica más reciente, se habría desarrollado con posterioridad a los 400 a AP (Zárate y Mehl, 2008). Tanto la PAR como la TRA registran procesos alternantes de agradación y pedogénesis (Zárate y Mehl, 2008; Mehl y Zárate, 2012), siendo estos últimos más frecuentes en los depósitos holocenos. De igual modo, el registro holoceno se caracteriza por una mayor frecuencia de desarrollo de niveles con elevado contenido orgánico, niveles límnicos (Mehl, 2011; Mehl y Zárate, 2012).

El análisis de depósitos sedimentarios con elevado contenido relativo de materia orgánica ha sido abordado por la comunidad científica internacional, particularmente en Norteamérica, donde Haynes (1968, 2008) y Firestone *et al.* (2007), entre otros, discuten las implicancias paleoambientales - paleoclimáticas de estos niveles, denominados 'black mats'. En Argentina, en la región Pampeana Central, existen depósitos aluviales de finales del Pleistoceno tardío con elevado contenido orgánico y coloración oscura. Allí, Toledo (2008) correlaciona esos depósitos ('mantos negros'), con los 'black mats' de Norteamérica y avala la interpretación de un evento de cambio climático global.

Este trabajo evalúa el registro de paleosuelos y niveles límnicos de la cuenca del Arroyo La Estacada, en el piedemonte andino mendocino entre los 33° y 34° LS, con los objetivos de inferir sus implicancias en la dinámica paleoambiental y paleoclimática de la región centro-oeste de Argentina, y de aportar información al marco paleoclimático del extremo sur de Sudamérica.

MARCO FISIOLÓGICO - GEOLÓGICO

El Arroyo La Estacada y sus tributarios se localizan en el área del Valle de Uco (33°-34° LS y 69°-69°30' LO) (Fig. 1a-b), topónimo que define geográficamente el piedemonte distal de Cordillera Frontal, uno de los principales oasis de cultivo de la provincia de Mendoza. Estos arroyos presentan un patrón meandriforme, régimen de descarga perenne

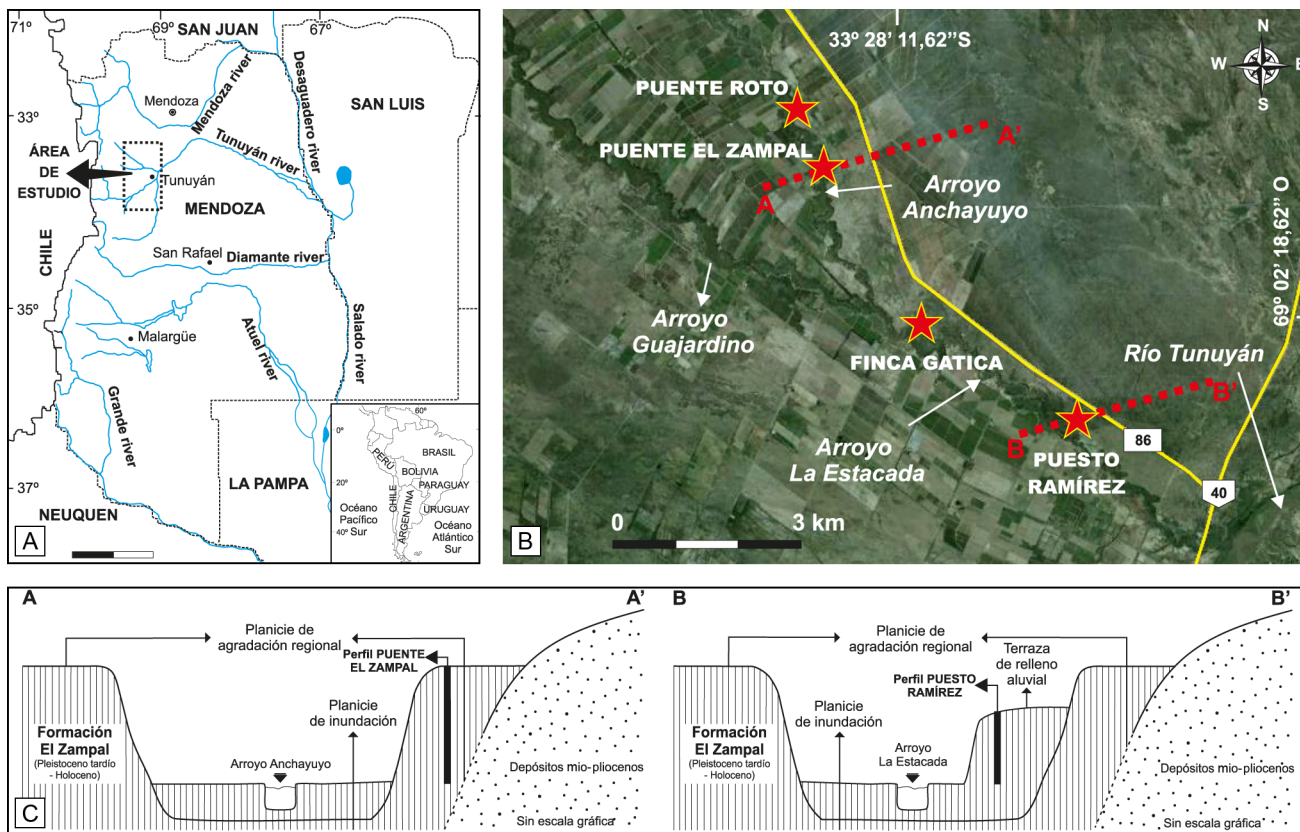


Figura 1. a) Mapa de localización del área de estudio. b) Imagen satelital *Google Earth* con ubicación de los arroyos Anchayuyo y La Estacada, y de los perfiles analizados. c) Perfiles transversales en los Arroyos Anchayuyo (A-A') y La Estacada (B-B'), y ubicación geomorfológica de los perfiles Puente El Zampal y Puesto Ramírez (modificado de Mehl y Zárate, 2012).

Figure 1. a) Location map of the study area. b) Location of the arroyos Anchayuyo and La Estacada, and the analyzed profiles, in a *Google Earth* satellite image. c) Schemes across the arroyos Anchayuyo (A-A') and La Estacada valleys (B-B') and geomorphological location of Puente El Zampal and Puesto Ramírez profiles (modified from Mehl y Zárate, 2012).

y drenan sus aguas hacia el Río Tunuyán, principal colector de agua de la región.

El clima de la región es árido-semiárido (Burgos y Vidal, 1951), con un marcado carácter continental que determina grandes amplitudes térmicas durante el día y entre estaciones (Roig y Martínez Carretero, 1998). La temperatura media anual es de 12,8° C; las precipitaciones medias rondan los 350 mm anuales (Estación Meteorológica San Carlos, 33°46' LS y 69° LO; Garleff, 1977). Los vientos dominantes en la porción norte de la región de Cuyo provienen del cuadrante sudeste, con mayor intensidad y frecuencia en los meses de primavera y verano (Prohaska, 1976). En otoño y primavera se adiciona la influencia del viento Zonda, cálido y seco (Hudson *et al.*, 1990).

La región de estudio forma parte de la Diagonal Árida Sudamericana, franja climática estrecha de orientación norte-sur que registra las menores contribuciones de humedad desde los anticiclones

del Pacífico Sur y Atlántico Sur (Bruniard, 1982). La vegetación corresponde a la Provincia Fitogeográfica de Monte (Roig y Martínez Carretero, 1998), dominada por arbustales xerófilos entre los que predomina *Larrea divaricata* asociada con arbustales de *Prosopis sp.*, *Atriplex sp.*, *Schinus sp.*, entre otros (Cabrera, 1976).

La cuenca del Arroyo La Estacada se desarrolla en el ámbito de la Depresión de Tunuyán, unidad tectónica con un relleno sedimentario de aproximadamente 2.600 m de espesor y edades cuaternarias (Polanski, 1963; Perucca *et al.*, 2009). Los depósitos cuaternarios expuestos en las barrancas de los sistemas fluviales que drenan el ámbito de la depresión integran la Formación El Zampal (Zárate y Mehl, 2008), antes Formaciones La Estacada y El Zampal (Polanski, 1963), asignada al Pleistoceno tardío y Holoceno (A-A', B-B', Fig. 1c). La unidad morfoestructural 'Cordillera Frontal', integrada por rocas metamórficas de edad

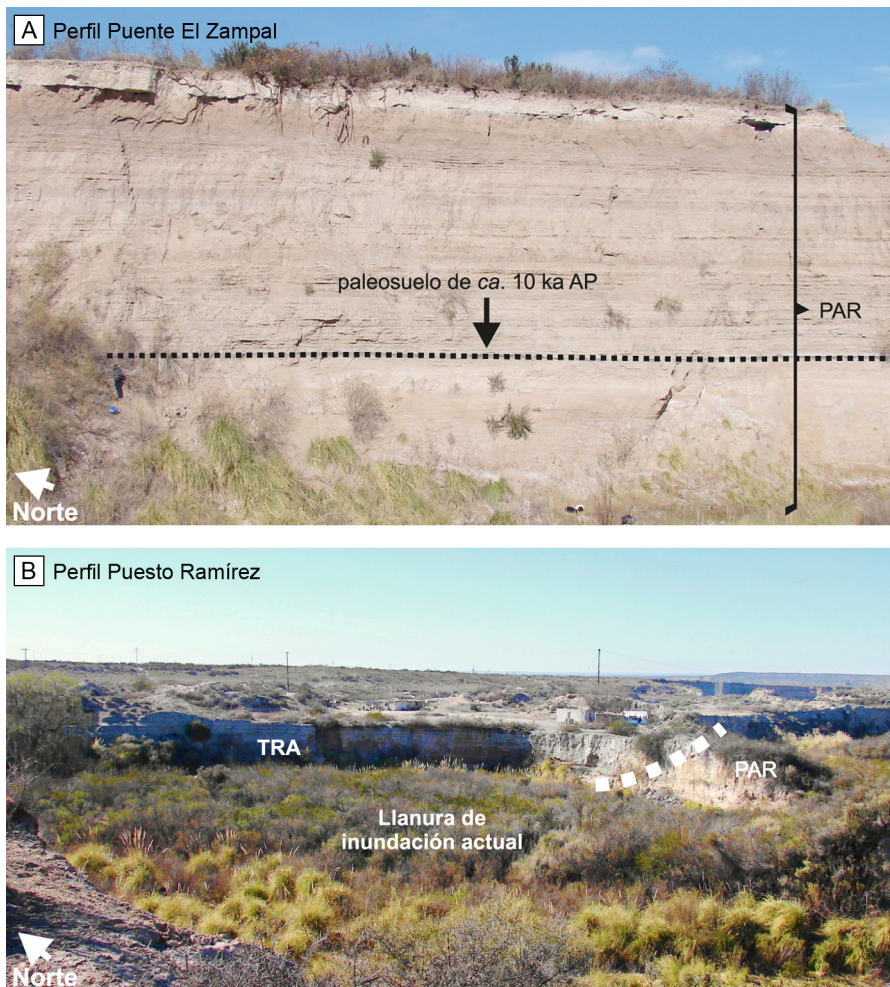


Figura 2. a) Planicie de agradación regional (PAR) en el Arroyo Anchayuyo. b) Terraza de relleno aluvial (TRA) en el Arroyo La Estacada. (---) contacto entre la PAR y la TRA.

Figure 2. a) Aggradational plain (PAR) at Arroyo Anchayuyo. b) Fill terrace (TRA) at Arroyo La Estacada. (---) contact between the PAR and the TRA.

precámbrica y *suites* volcánico-plutónicas de edad Permo-Triásica (Giambiagi *et al.*, 2003), delimita por el occidente el área de estudio. Los límites oriental y septentrional están conformados por afloramientos de secuencias sedimentaria neógenas plegadas y falladas, Huayquerías de San Carlos y Cerrilladas Pedemontanas respectivamente (Polanski, 1963; Yrigoyen, 1993).

MATERIALES Y MÉTODOS

Se realizó un muestreo en depósitos aluviales de la cuenca del Arroyo La Estacada, y su tributario el Arroyo Anchayuyo, que exhiben suelos aluviales enterrados (paleosuelos) y niveles sedimentarios con abundancia relativa de materia orgánica (niveles límnicos). Se seleccionaron para tal fin los perfiles litoestratigráficos Puente El Zampal (33°26'52" LS, 69°03'09" LO) y Puente Roto (33°26'25" LS, 69°03'32" LO) en las márgenes del Arroyo Anchayuyo, y Finca Gatica (33°28'12" LS, 69°02'19" LO) y Puesto

Ramírez (33°29'13" LS, 69°00'42" LO) en el Arroyo La Estacada. Se describieron en forma cualitativa los siguientes atributos: granulometría, color en seco y en húmedo (Munsell Color, 2000), consistencia, tipo y grado de estructuración de los sedimentos, forma y tipo de límites según Catt (1990), presencia de sustancias cementantes y/o aglutinantes, rasgos redoximórficos (óxidos de Fe-Mn), materia orgánica (MO), carbonato de calcio (CaCO₃) y rasgos de bioturbación. Las abundancias relativas se determinaron según Catt (1990).

El color de los depósitos se utilizó como indicador de campo para el muestreo de paleosuelos y niveles límnicos. Wills *et al.* (2007) han sugerido que el color del suelo es un indicador indirecto que permite estimar la existencia de MO. De acuerdo con Wills *et al.* (2007 y referencias allí citadas) el color es una de las características más obvias de la morfología de un suelo, siendo la MO un pigmento primario de los mismos. En este trabajo se consideraron los colores oscuros, de acuerdo con el sistema de notación de

UG	Perfil	Paleo-horizonte	% Materia orgánica	% Carbonato de calcio	Color (en seco)	Edad ¹⁴ C	N° LAB	δ ¹³ C (‰)	C3/C4/CAM	Autor	Edad Calibrada AP (2D)	
PLANICIE DE AGRADACIÓN REGIONAL	Puente El Zampal (PEZ)	A	1,70	24,70	10 YR 6/1	2.990 ± 30 (materia orgánica)	NSRL-12644	-15	C ₄	Zárate y Mehl (2008)	2.967 – 3.211 (p: 1)	
		A/C	1,17	24,40	10 YR 7/3	7.890 ± 50 (materia orgánica)	Beta 135581	-25	C ₃	Zárate y Páez (2002)	8.454 – 8.968 (p: 0,96) 8.832 – 8.862 (p: 0,022) 8.890 – 8.890 (p: 0,0004) 8.919 – 8.952 (p: 0,019) 8.964 – 8.968 (p: 0,002)	
		C	0,38	6,50	10 YR 7/4							
		A	1,72	6,4	10 YR 6/1							
		A/C	1,09	5,7	10 YR 7/1							
		Nivel límico	--	--	--		9.420± 60 (materia orgánica)	Beta-135580	-25	C ₃	Zárate y Páez (2002)	10.303 – 10.314 (p: 0.005) 10.391 – 10.753 (p: 0.995)
	A	1,33	0,20	10 YR 6/1-6/2		9.610 ± 60	Beta-135579	-25	C ₃	Zárate y Páez (2002)	10.685 – 11.144 (p: 1)	
	C	0,40	1,20	10 YR 7/2		10.250 ± 40 (materia orgánica)	NSRL-12643	-15,8	C ₄	Mehl y Zárate (2012)	11.709 – 12.075 (p: 1)	
	A	1,95	1,3	10 YR 6/2		10.090 ± 50 (materia orgánica)	Beta 154136	-18,3	C ₄	Este trabajo	11.275 – 11.770 (p: 0,99) 11.790 – 11.805 (p: 0,007)	
	Ck? / Bk?	0,35	15,6	10 YR 8/3								
	A	0,13	3,1	10YR 6/2								
	Finca Gatica	A	0,13	2,4	10YR 6/3							
	C	0,27	2,5	10YR 7/3								
TERRAZA DE RELLENO ALUVIAL	PEZ	Nivel límico	--	--	--	17.110 ± 70 (MO)	Beta 154137	-21,0	C ₃	Zárate y Páez (2002)	Curva de calibración no válida **	
		A	1,14	0	10 YR 6/1	731 ± 41 (molusco)	AA61401	-4,61	--	Zárate y Mehl (2008)	558 - 684 (p: 0,99) 710 - 710 (p: 0,0012)	
		base	0,92	0,70	10 YR 7/2							
		Ck? / Bk?	0,65	7,20	10 YR 8/1							
		A	0,58	4,5	10 YR 6/1	1.424 ± 33 (materia orgánica)	LP-1742 *	-25,2	C ₃	Zárate y Mehl (2008)	1.151 - 1.155 (p: 0,99) 1.171 - 1.393 (p: 0,002)	
		base	2,1	3,5	10 YR 7/2							
	C	0,56	0,9	10 YR 7/1								
	A	1,3	0	10 YR 5/1-6/1	3.184 ± 34 (materia orgánica)	AA72822	-22,7	C ₃	Este trabajo	3.259 - 3.443 (p: 1)		
	C	0,32	0	10 YR 7/2-8/1								
	A	0,81	1,0	10 YR 6/1	3.880 ± 30 (materia orgánica)	NSRL-12642	-23,8	C ₃	Zárate y Mehl (2008)	4.093 – 4.126 (p: 0,066) 4.143 – 4.317 (p: 0,80) 4.323 – 4.357 (p: 0,068) 4.367 - 4.406 (p: 0,062)		
	C	0,60	0,70	10 YR 7/1								
	base	0,60	0	10 YR 7/2								

Ca. 10 ka. Correlación con niveles de tefra datados en los perfiles Puente El Zampal, Puente Roto y Brazo Abandonado (Toms *et al.*, 2004)

colores de *Munsell* (*Munsell Color*, 2000), como indicadores cualitativos de una concentración relativa elevada de MO (por ejemplo, 10 YR 6/2, 10 YR 4/3, 10 YR 4/2, 10 YR 3/2, 10 YR 3/3, 10 YR 2/2 y 10 YR 2/1). Las determinaciones cuantitativas de MO (Tabla 1) se realizaron con la técnica por vía húmeda de Walkley y Black (1934, en Allison, 1965). Con este método se estima el contenido total de carbono en los sedimentos/suelos (carbono orgánico + carbono inorgánico), por ello se minimizó la concentración de carbono inorgánico en las muestras de sedimento eliminando el CaCO_3 presente (Schumacher, 2000) por digestión de la muestra en ácido acético al 6% durante 24 hs, y por posterior secado en estufa a 40° C de temperatura. El contenido de MO se estimó con el *factor de Van Bemmelen* de conversión de carbono (1,72) a MO, que considera, en promedio, un 58% de carbono orgánico en la MO. El contenido de CaCO_3 se determinó utilizando un calcímetro digital (precisión del $\pm 0,1\%$. Tabla 1).

El análisis micromorfológico en muestras no disturbadas de paleosuelos y niveles límnicos se realizó de acuerdo con las técnicas de muestreo propuestas por FitzPatrick (1993) y Murphy (1986), y los lineamientos de análisis de Bullock *et al.* (1985). En conjunto, las observaciones macro y micromorfológicas permitieron inferir los principales procesos pedológicos involucrados en el desarrollo de los paleosuelos y sus implicancias respecto de los demás niveles sedimentarios aluviales analizados.

Los resultados se presentan con un criterio cronológico decreciente, basado en la calibración cronológica de los depósitos aluviales analizados de acuerdo con edades numéricas radiocarbónicas publicadas (Zárate, 2002; Zárate y Páez, 2002; Toms *et al.*, 2004; Zárate y Mehl, 2008) (Tabla 1). Se presentan dos nuevas dataciones radiocarbónicas obtenidas por el método *Accelerator Mass Spectrometry* en *Beta Analytic* (código de laboratorio: Beta 154136) y *Arizona AMS Laboratory* (código de laboratorio: AA72822) (Tabla 1). En todos los casos,

las edades reportadas corresponden a muestras con contenido de MO obtenidas del sector más superior de los paleosuelos y niveles límnicos. Son edades mínimas, debido a que involucran la medición del tiempo de residencia media de las distintas fracciones orgánicas que componen la MO, y a las posibles alteraciones de la MO, por ejemplo, circulación de ácidos húmicos, bioturbación, entre otros (Mehl y Zárate, 2012 y referencias allí citadas).

Se analizaron en forma preliminar los valores $\delta^{13}\text{C}$ generados como producto secundario de las datación radiocarbónicas de la MO de los paleosuelos y de los niveles límnicos analizados, para brindar una aproximación preliminar a la dinámica de las comunidades vegetales de los ambientes aluviales estudiados. Se siguieron los criterios de distintos autores, entre ellos Boutton *et al.* (1998), Nordt *et al.*, (2007), Chapin *et al.* (2011), McClung de Tapia y Adriano-Morán (2012). Nordt *et al.* (2007, 2008) sugieren descartar este tipo de datos debido al sesgo potencial durante la preparación y análisis de la muestra. Por su parte, McClung de Tapia y Adriano-Morán (2012) consideran que no son significativas las diferencias entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ secundarios y aquellos obtenidos directamente del análisis de la MO del suelo.

RESULTADOS

Planicie de Agradación Regional

Los depósitos sedimentarios aluviales de esta unidad (Figs. 2a-b, 3a) exhiben una potencia de cerca de 20 m y afloran con una extensión lateral de unos 12 km en las barrancas de los Arroyos Anchayuyo y del Arroyo La Estacada (Figs. 1b, 2). La base de los afloramientos ha sido datada en el Arroyo Las Torrecitas en *ca.* 48 ka (Toms *et al.*, 2004). En el perfil Puente El Zampal, A° Anchayuyo, los sedimentos más antiguos expuestos se dataron en 17.110 ± 70 a ^{14}C AP (Tabla 1), a partir del contenido

Tabla 1. Edades numéricas obtenidas en paleosuelos y niveles límnicos en depósitos aluviales de la cuenca del Arroyo La Estacada. (UG) Unidad Geomorfológica. Datación radiocarbónica convencional (*), las demás se realizaron por el método AMS. Edades calibradas con Calib 6.1.0 y curva de calibración para el Hemisferio Sur (CCHS) (McCormac *et al.*, 2004); incluyen desviación estándar de 2 sigma. (**) CCHS no válida para calibrar esta edad.

Table 1. Radiocarbon ages from paleosols and limnic levels at the Arroyo La Estacada fluvial basin. (UG) Geomorphological Unit. Conventional radiocarbon datings (*); the rest of the radiocarbon datings were obtained throughout AMS method. Radiocarbon ages were calibrated using Calib 6.1.0 Program, 2 sigma standard deviation and the South Hemisphere calibration curves (SHCC) (McCormac *et al.*, 2004). (**) the SHCC is not suitable to calibrate this age.

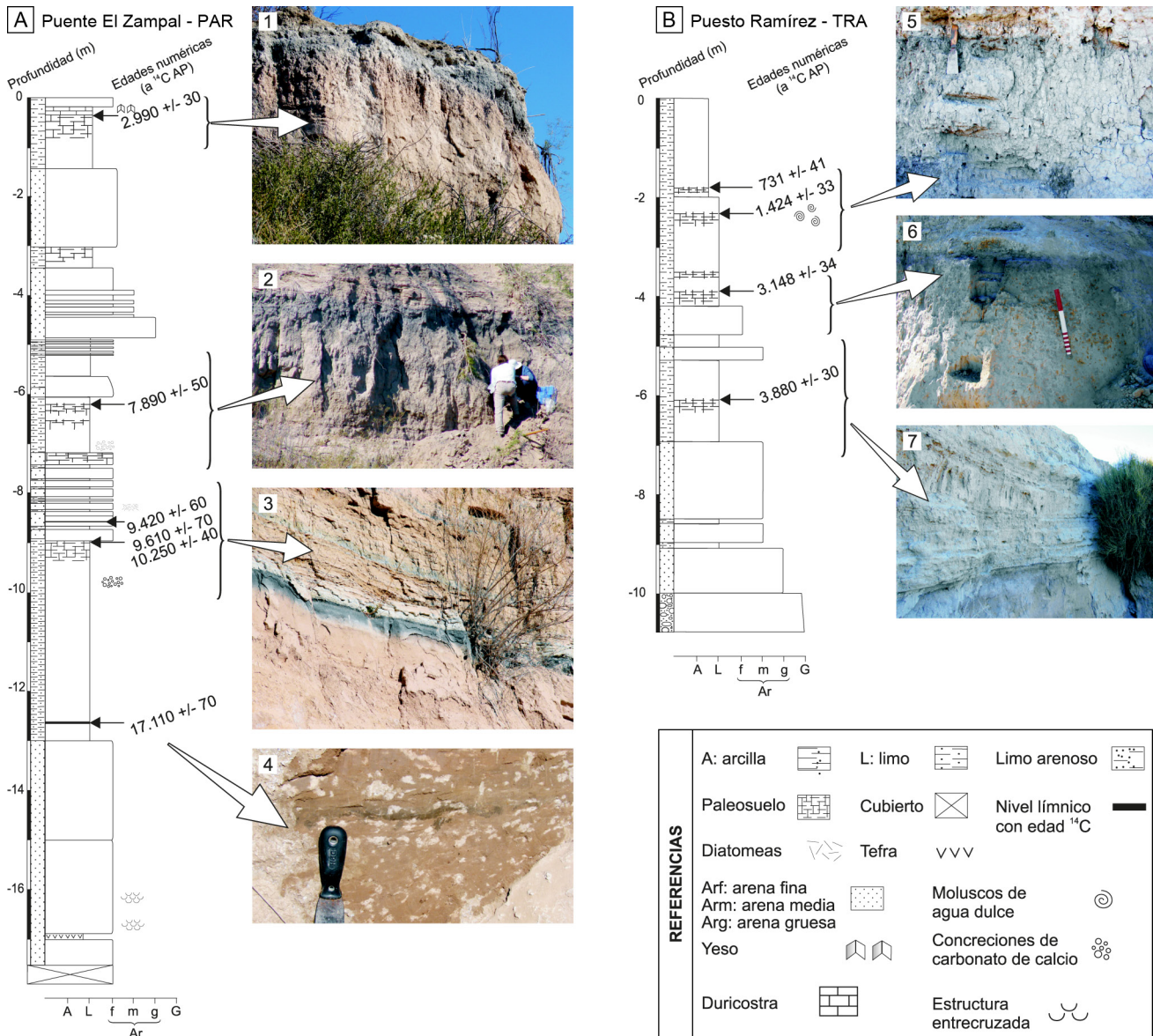


Figura 3. a) Perfil Puente El Zampal con edades radiocarbónicas. 1) Paleosuelo datado en 2.990 ± 30 a ^{14}C AP 2) Dos paleosuelos, el superior y de coloración más oscura datado en 7.890 ± 50 a ^{14}C AP 3) Paleosuelo datado en 9.610 ± 70 a ^{14}C AP y sedimentos laminados interestratificados con niveles límnicos. 4) Nivel límnic datado en 17.110 ± 70 a ^{14}C AP. b) Perfil Puesto Ramírez y edades radiocarbónicas. 5) Paleosuelo desarrollado en un ambiente saturado en agua datado en 731 ± 41 a ^{14}C AP. 6) Paleosuelo con marcas de oxidación en torno a raíces y de 3.184 ± 34 a ^{14}C AP. 7) Depósito sedimentario laminado que suprayace a un paleosuelo datado en 3.380 ± 30 a ^{14}C AP. Las edades ^{14}C indicadas son edades mínimas.

Figure 3. a) Puente El Zampal profile and radiocarbon ages. 1) Paleosoil with an age of 2.990 ± 30 ^{14}C yr BP. 2) Two paleosoils, the upper one was dated with an ages of 7.890 ± 50 ^{14}C yr BP. 3) Paleosoil dated on its uppermost part with 9.610 ± 70 ^{14}C yr BP and laminated sediments and limnic levels. 4) Limnic level with an age of 17.110 ± 70 ^{14}C yr BP. b) Puesto Ramírez profile and radiocarbon ages. 5) Paleosoil developed in a waterlogged environment dated with an ages of 731 ± 41 ^{14}C yr BP. 6) Paleosoil with oxidation marks dated with 3.184 ± 34 ^{14}C yr BP. 7) Laminated sedimentary deposit developed on top of a paleosoil dated with an age 3.380 ± 30 ^{14}C yr BP. Indicated ^{14}C ages are minimum ages.

de MO (0,27%) de un delgado nivel sedimentario de ~2 cm de espesor, ubicado a una profundidad ~12,5 m respecto de la superficie de la PAR (Figs. 3, 4a) e interestratificado en depósitos arenosos dispuestos en estratos macizos, horizontales y

lateralmente continuos, de color gris a castaños claro (10YR 6/2 y 6/3). Este nivel, que exhibe límites claros e irregulares, es un nivel de sedimentación guía en los afloramientos. Aproximadamente a 2,7 m por encima del mismo se ha interpretado en

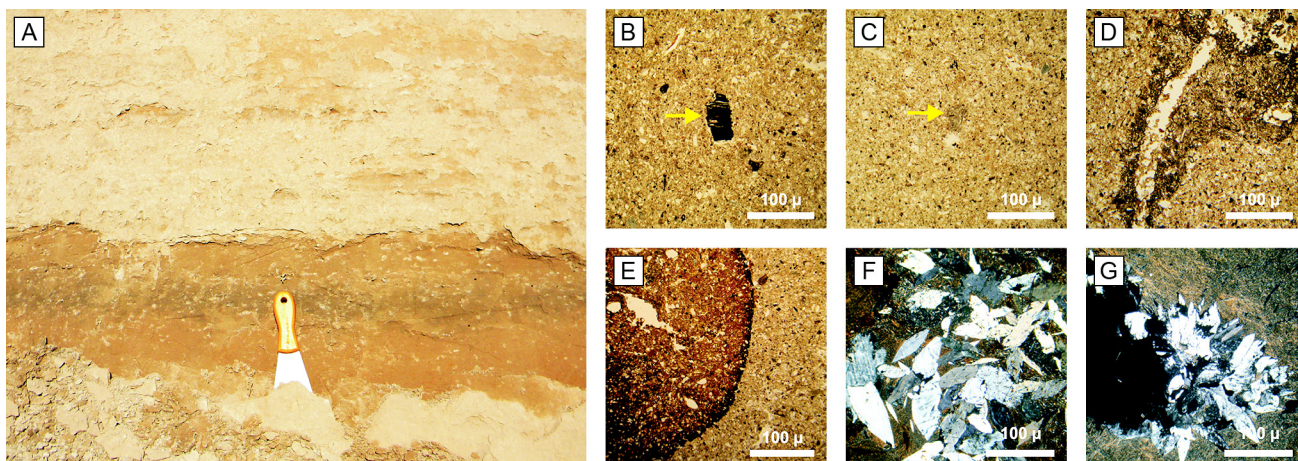


Figura 4. a) Nivel límnico datado en 17.110 ± 70 a ^{14}C AP en el perfil Puente El Zampal. b) Estructura maciza y fragmentos de tejidos con degradación parcial en un paleo-horizonte A, *ca.* 10 ka. c) Hiporevestimiento de calcita y biovacío. d) Bioturbación: canal con relleno parcial. e) Nódulo de óxido de Fe con impregnación fuerte. f-g) Cristales de yeso: agregado y relleno parcial de un vacío, respectivamente.

Figure 4. a) Limnic level dated with 17.110 ± 70 ^{14}C yr BP at Puente el Zampal profile. b) Massive structure and poorly preserved plant tissues of an A paleo-horizon, *ca.* 10 ka. c) Calcite hypocoating and void. d) Bioturbation: partially infilled channel. e) Strong impregnated-Fe-oxide nodule. f-g) Gypsum crystals aggregate and partial infilling of a void, respectively.

base a características macro y micro pedológicas la existencia de un paleosuelo datado en *ca.* 10 ka (Tabla 1, Zárate y Mehl, 2008; Mehl y Zárate, 2012). El paleosuelo marca un límite conspicuo entre la secciones litoestratigráficas inferior y superior de la PAR (Fig. 2a, 3a) definidas por Zárate y Mehl (2008) en base a características distintivas de la sucesión sedimentaria. El paleosuelo se desarrolló sobre un depósito de limos arenosos, de geometría tabular y ~2 m de espesor, aspecto macizo y color castaño claro (10YR 6/3), cuya génesis se vinculó a procesos eólicos (Mehl y Zárate, 2012).

El desarrollo del paleosuelo es variable de acuerdo con la posición paleotopográfica en la que es analizado, este factor condiciona su visibilidad a lo largo de los afloramientos. En general, exhibe gradación del color en profundidad y rasgos pedogenéticos que permiten interpretar su existencia. En el perfil Puente El Zampal el lapso de formación del paleosuelo ha sido estimado entre los 10.250 ± 40 a ^{14}C AP (11.709-12.075 a cal AP) y 9.610 ± 70 a ^{14}C AP (10.685-11.144 a cal AP) (Tabla 1). Presenta un desarrollo conspicuo, con ~0,4 m de espesor y horizonte A y C. El color es gris-gris castaño claro en el techo del horizonte A, y grada a gris claro en la base (Tabla 1). Se caracteriza por una estructura maciza que rompe en bloques angulares a subangulares, y consistencia firme en húmedo. Los límites superior e inferior son abruptos, en el primer

caso suave y en el segundo ondulado a irregular. Los porcentajes de CaCO_3 pasan desde 0,2 % en el techo a 0,9-1,2% en el sector inferior (Tabla 1). A una profundidad de 0,6 m por debajo del paleosuelo se observan nódulos de CaCO_3 . La concentración de MO en el paleosuelo decrece en profundidad, desde 1,33% a 0,4% (Tabla 1). En el análisis al microscopio se observa un paleo-horizonte A relativamente homogéneo, con una mayor concentración relativa de fragmentos de raíces (en posición de crecimiento y disturbadas) y tejidos vegetales con degradación parcial (Fig. 4b). Presenta además escasos rasgos de bioturbación, en general restringidos a sectores con microestructura esponjosa, y concentraciones aleatorias de tefra en la matriz. El horizonte C, de textura limosa, infrayace al horizonte A; se observa tanto en valores cuantitativos como en vista al microscopio una menor concentración relativa de MO. Los hiporevestimientos de calcita son exiguos (Fig. 4c), y los nódulos impregnativos son pocos y se desarrollan en zonas con impregnación difusa de este mineral. Los rasgos de óxido-reducción son escasos.

Este paleosuelo también tiene expresión en los perfiles Puente Roto y Finca Gatica, aguas arriba y abajo respectivamente del perfil PEZ (Fig. 1b). En el primer caso, el paleosuelo, que se encuentra a 10 m de profundidad desde la superficie de la PAR y a 10 m del nivel actual del arroyo, fue datado en 10.090

± 40 a ^{14}C AP (11.805 -11.275 a cal AP) a partir del contenido de MO (Tabla 1). Exhibe rasgos similares a los expuestos en el perfil Puente El Zampal, pero se diferencia por un mayor contenido de CaCO_3 en el sector basal (15,6 %, Tabla 1); en este caso también se desarrollan nódulos y concreciones de CaCO_3 a una profundidad de $\sim 0,6$ m respecto de la base del paleosuelo. En el perfil Finca Gatica se describió un suelo enterrado a 4,5 m de profundidad desde la superficie de la PAR y ~ 15 m sobre el nivel actual del Arroyo La Estacada; exhibe un espesor de $\sim 0,3$ m y desarrollo pedológico muy débil (Tabla 1). Se infirió una edad cercana a los 10.000 a AP para este suelo, en base a su posición estratigráfica respecto de un nivel de tefra ubicado 10 m por debajo y correlacionado con un depósito de tefra datado en 30.000 a AP (BA-3) aguas abajo, en el sitio Brazo Abandonado (Toms *et al.*, 2004).

En los sedimentos suprayacentes al paleosuelo, que integran la sección litoestratigráfica superior de la PAR (Zárate y Mehl, 2008) (Figs. 2a, 3a), predomina una sucesión predominantemente epiclástica, con texturas arenosas finas, limosas y limo arcillosas; con estratos horizontales de espesores variables, hasta finamente laminados, y estructuras macizas y/o onduláticas (perfiles Puente El Zampal y Puente Roto). Se interestratifican niveles con abundante contenido orgánico en coexistencia con una matriz epiclástica, denominados niveles límnicos; al microscopio, exhiben copiosa acumulación de restos vegetales en posición horizontal/subhorizontal, diatomeas y bioturbaciones, estas últimas representadas por canales (Fig. 4d) y áreas con aglutinación de excrementos. Hay escasos hiporevestimientos, en general desarrollados alrededor de canales (Fig. 4d), y zonas cementadas con calcita. Los nódulos y rasgos de difusión de Fe-Mn son comunes a escasos (Fig. 4e); mientras que los agregados de cristales de yeso (Figs. 4f, g) son comunes y en algunos casos forman niveles bien definidos. En particular, los niveles límnicos exhiben morfologías tabulares, levemente onduladas, con techos y bases con contactos claros a abruptos y suaves a ondulados; en algunos casos se presentan como contactos irregulares a quebrados. A partir de uno de estos niveles límnicos se obtuvo una edad de 9.420 ± 60 a ^{14}C AP (11.805 -11.275 a cal AP) para la base de la sección litoestratigráfica superior de la PAR (Tabla 1). Esta sección presenta además dos suelos enterrados con marcado desarrollo relativo en el área del perfil Puente El Zampal; están

ubicados ~ 4 m por encima del techo del paleosuelo de ca. 10 ka AP (Fig. 3a). El paleosuelo superior, caracterizado por la presencia de paleohorizontes A y A/C, suprayace a un paleosuelo de perfil A-C y fue datado en 7.890 ± 50 a ^{14}C AP (8.454-8.968 a cal AP) (Tabla 1) a partir del contenido de MO en el techo del horizonte A. Evidencia un desarrollo pedológico moderado, con una estructura pedológica que varía entre bloques subangulares a levemente prismáticos en el techo, de límite suave y claro, y maciza en la base del mismo, de límite difuso y suave; el color varía en sentido descendente desde gris a gris claro (Tabla 1). Los valores de MO pasan de 1,72% en el sector superior a 1,09% en el sector inferior (Tabla 1); se incrementan casi hasta un 2% en los depósitos suprayacentes, en coincidencia con la existencia de capas limo-limo arenosas de coloración muy oscura y abundante proporción de MO. El contenido de CaCO_3 en el paleosuelo es cercano al 6% (Tabla 1); los depósitos limosos infrayacentes presentan hasta un 19% de CaCO_3 .

La PAR remata en un paleosuelo con una potencia aproximada de 0,5 m (Fig. 3a) y una edad radiocarbónica de 2.990 ± 30 a ^{14}C AP (2.967 - 3.211 a cal AP) (Tabla 1). Presenta estructura maciza en los sectores superior e inferior, mientras que en el sector medio muestra desarrollo de una estructura prismática incipiente. La coloración varía desde gris a castaño muy claro hacia la base del paleosuelo, que evidencia un contacto difuso y suave con el material parental (Tabla 1). El contenido de MO y de CaCO_3 decrece de techo a base, con valores de $\sim 25\%$ en los sectores superior y medio del paleosuelo (Tabla 1). Un depósito de $\sim 0,5$ m de espesor y características de duripán se desarrolla sobre el paleosuelo mediante un contacto abrupto y suave; está cubierto a su vez por un depósito mantiforme de arenas muy finas limosas de naturaleza eólica que sustenta el suelo actual desarrollado en la superficie de la PAR.

Terraza de Relleno Aluvial

La sucesión aluvial, de unos 15 m de potencia, incluye al menos cuatro niveles sedimentarios afectados por pedogénesis y una mayor frecuencia de niveles límnicos respecto de la PAR (Figs. 2b, 3b, 5a). En el perfil Puesto Ramírez, la sección inferior de la TRA registra el desarrollo de un paleosuelo conspicuo ($\sim 0,5$ m de espesor) alrededor de los ca. 3.880 ± 30 a ^{14}C AP (4.093 - 4.406 a cal AP) (Fig. 3b, tabla 1).

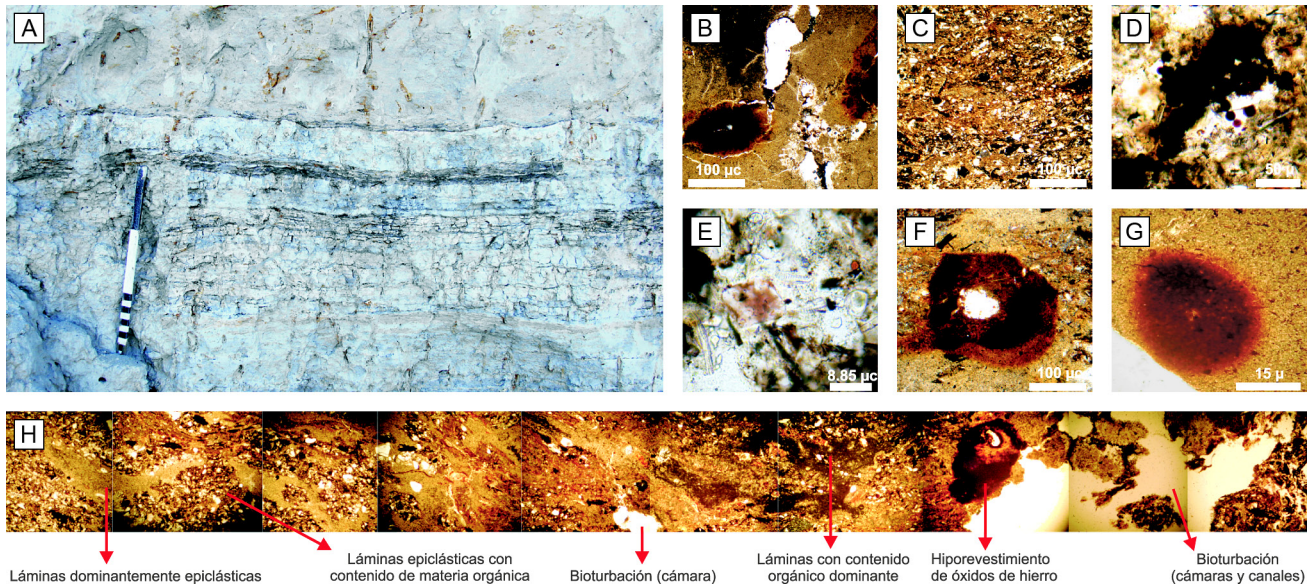


Figura 5. a) Vista macroscópica de niveles límnicos en el perfil Puesto Ramírez (escala: 0,3 m). b) Bioturbaciones (canales y cámaras) e impregnaciones de óxido de Fe. c) Abundantes tejidos vegetales muy humificados. d) Excrementos aglutinados en vacíos. e) Diatomeas. f) Hiporevestimiento de óxido de Fe en torno a un vacío. g) Nódulo de óxido de Fe con impregnación moderada a fuerte. h) Vista al microscopio de la morfología de un nivel límnico, perfil Puesto Ramírez.

Figure 5. a) Macroscopic view of limnic levels at Puesto Ramírez profile (the scale is 0.3 m long). b) Bioturbations (channels and chambers) and Fe-oxide specks. c) Abundant poorly preserved plant tissues. d) Voids with agglutinated excrements. e) Diatoms. f) Fe-oxide hypocoating around a void. g) Moderate to strongly impregnated- Fe-oxide nodule. h) Microscopic view of a limnic level morphology, Puesto Ramírez profile.

El grado de pedalidad del paleosuelo es moderado, con una estructura maciza en vista macroscópica. Sin embargo, al microscopio se observa una estructura levemente prismática, numerosas bioturbaciones (canales radicales, canales y cámaras) (Fig. 5b) y grietas planares que afectan la masa del suelo, y dan lugar, de acuerdo con Bullock *et al.* (1985), a una microestructura de suelo compleja. El color gris del paleo-horizonte A grada a gris claro en el paleo-horizonte C (Tabla 1). El contenido de MO varía de techo a base entre 0,81% y 0,6%, mientras que el de CaCO_3 es escaso a nulo (Tabla 1). Este paleosuelo se extiende en forma lateral a lo largo de la TRA. Rojo *et al.* (2012) reconocen un paleosuelo datado alrededor de los 3.860 ± 40 a ^{14}C AP en el perfil La Escala ($33^\circ 28' 47.4''$ LS, $69^\circ 01' 15.8''$ LO), aguas arriba del perfil Puesto Ramírez.

La sección media de la TRA presenta otro paleosuelo datado a partir de su contenido de MO en 3.184 ± 34 a ^{14}C ($3.259 - 3.443$ a cal AP) (perfil Puesto Ramírez, Fig. 3a. Tabla 1). El material parental del suelo está constituido por limos y limos arcillosos laminados de color gris claro - blanco, mientras que el paleo-horizonte A es de color gris (Tabla 1). La concentración de MO pasa de 1,3%

en el sector superior del paleosuelo a 0,32% en la base. Al microscopio se identifican tejidos vegetales muy humificados (Fig. 5c), MO punteada y escasas coalescencias/grupos de excrementos en vacíos (Fig. 5d). Los excrementos están ubicados en forma predominante en el sector medio del paleosuelo, en coincidencia con una microestructura esponjosa y el mayor porcentaje de porosidad observado en el paleosuelo ($\leq 30\%$), vinculado a una marcada actividad biológica (cámaras, canales y vacíos). En la matriz del sector superior y medio del paleosuelo son comunes los clastos de arcilla tamaño arena gruesa retrabajados, así como los cristales de yeso agrupados y dispersos. También en el sector superior se observan abundantes diatomeas (Fig. 5e), en coincidencia con una mayor frecuencia de laminación del material parental. Existen hiporevestimientos, cuasirevestimientos, *capping*, nódulos con grado variable de impregnación y zonas de concentración de óxidos de Fe-Mn a partir de vacíos (Fig. 5b, f, g); estos rasgos son más abundantes en la sección basal del paleosuelo, en particular los óxidos de manganeso.

Durante el lapso que medió entre el desarrollo del paleosuelo de 3.880 ± 30 a ^{14}C AP y el de 3.184

± 34 a ^{14}C AP, se acrecieron depósitos de limos arcillosos, limo y arenas finas a muy finas finamente laminados (Fig. 3b), de color gris (10 YR 5/1), gris oscuro (10 YR 4/1) y verde/grisáceo (gley 1 8/1), con un contenido promedio de MO del 0,95%. Se reconocen abundantes restos de fibras y tejidos vegetales humificados con grado de descomposición variable, por ejemplo, MO punteada, e interstratificados en los sedimentos junto con excrementos y diatomeas. Al microscopio se observa porosidad moderada, dominada por vacíos de disolución en la matriz, y en menor medida canales-cámaras. Son comunes los rellenos parciales de vacíos de disolución y grietas con yeso, y muy abundantes los nódulos impregnativos, hiporevestimientos y zonas de enriquecimiento de óxidos de Fe. En forma secundaria se observan óxidos de Mn, en algunos casos muy impregnativos. Esta sucesión sedimentaria exhibe afloramientos similares en otros sectores de la TRA; por ejemplo, en el sitio Brazo Abandonado (33°28'13" LS, 69°02'39" LO) donde Rojo *et al.* (2012) describieron un depósito arenoso dominado por arenas con colores de reducción, cubiertas por arenas finas y muy finas laminadas, a veces con laminación ondulítica. Allí, dos niveles con abundante contenido de MO, interstratificados en los depósitos y ubicados a los 10 y 11 m de profundidad respecto de la superficie de la TRA, fueron datados en 3.750 ± 45 a ^{14}C AP y 3.780 ± 45 a ^{14}C AP respectivamente (Rojo *et al.*, 2012).

Finalmente, la sección superior de la TRA presenta en el perfil Puesto Ramírez dos suelos enterrados muy próximos a la superficie de la unidad (Fig. 4). Estos paleosuelos exhiben un material parental que refleja un ambiente de depositación de tipo palustre. Se distingue un paleo-horizonte A con acumulación de MO e intensa bioturbación, y un horizonte inferior de tipo Bk, C o Ck. Una estructura macroscópica prismática muy conspicua caracteriza ambos paleosuelos; los agregados presentan a su vez microestructura esponjosa. El paleosuelo inferior, con un espesor de $\sim 0,40$ m, fue datado en 1.420 ± 33 a ^{14}C AP (1.151 - 1.393 a cal AP); sus colores varían en función de la profundidad desde gris a gris claro (Tabla 1). El contenido de MO del 2,1% del sector superior disminuye hacia la base hasta un 0,56%. La concentración de CaCO_3 , en general baja, también exhibe un patrón decreciente en profundidad (Tabla 1). El paleosuelo superior, de $\sim 0,5$ m de espesor, fue datado en alrededor de 731 ± 41 a ^{14}C AP (558-710

a cal AP) (Tabla 1) en base a conchillas de moluscos contenidas en el material parental. El color gris del sector superior del paleosuelo grada a blanco en su base (Tabla 1). El contenido de MO decrece en profundidad. El CaCO_3 exhibe un comportamiento inverso (Tabla 1), razón por la cual el horizonte basal podría interpretarse como un horizonte Bk o Ck (se requieren análisis de más detalle para realizar esta determinación)

$\delta^{13}\text{C}$ en suelo y niveles límnicos

Los niveles límnicos desarrollados alrededor de los 17.110 ± 70 a ^{14}C AP y 9.420 ± 60 a ^{14}C AP (perfil Puente El Zampal, PAR) presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se asignan a plantas de tipo C_3 (-21‰ y -25‰, respectivamente. Tabla 1). Las dataciones de 9.610 ± 70 a ^{14}C AP y 7.890 ± 50 a ^{14}C AP obtenidas a partir de la MO del sector superior de dos paleosuelos desarrollados en el perfil Puente El Zampal, indican valores $\delta^{13}\text{C}$ del -25‰ (Tabla 1), también representativos de vegetación de tipo C_3 . No obstante, el valor $\delta^{13}\text{C}$ obtenido a partir de una segunda datación de 10.250 ± 40 a ^{14}C AP (-15,8‰) en la base del paleosuelo más antiguo es asignable al grupo de las plantas C_4 , al igual que en el perfil Puente Roto, donde el valor de $\delta^{13}\text{C}$ obtenido a partir de la datación de 10.090 ± 50 a ^{14}C AP de un paleosuelo es de -18,3‰ (Tabla 1). Finalmente, la MO datada en el paleosuelo de menor antigüedad relativa de la PAR, ca. 3.000 a AP, presenta un valor $\delta^{13}\text{C}$ de -15‰, indicando una mayor abundancia de plantas de vía fotosintética C_4 (Tabla 1).

En la TRA los valores $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en las dataciones radiocarbónicas de la MO del sector superior de los paleosuelos identificados varían entre -22,7‰ y -25,2‰, e indican mayor abundancia relativa de vegetación de tipo C_3 (Tabla 1).

DISCUSIÓN

Procesos pedológicos dominantes

En la cuenca del Arroyo La Estacada, y su tributario el Arroyo Anchayuyo, los episodios de inundación han sido, en general, el principal mecanismo de agradación sedimentaria en los sectores no canalizados del valle aluvial durante los últimos 50 ka, alternando con procesos de pedogénesis (Mehl y Zárate, 2012). De acuerdo con Daniels (2003), la

tasa de recurrencia de episodios de inundación es uno de los principales condicionantes del desarrollo pedogenético en ambientes de agradación aluvial; éstos están sujetos a pedogénesis cuando la tasa de sedimentación es baja (Daniels, 2003; Miall, 2006).

En los depósitos con elevado contenido de MO analizados, ya sean paleosuelos o no, se reconocieron cuatro procesos pedogenéticos dominantes. La descomposición de MO se observó a partir de la existencia de MO en forma punteada, de motas o de restos de fibras vegetales muy humificados. Este proceso involucra una primera fase de generación de compuestos húmicos (con humificación de MO y rápida mineralización de componentes orgánicos lábiles) y una segunda fase de mineralización relativamente más lenta de los componentes húmicos, seguida por disolución y/o estabilización (Duchaufour, 1975; Zech *et al.*, 1997).

La carbonatación de los depósitos se observa a partir del desarrollo de zonas de impregnación, hiporevestimientos y nódulos de CaCO_3 , en todos los casos de tipo micrítico. Se sabe que en regiones áridas y semiáridas el carbonato puede ser incorporado al perfil de suelo por iluviación o a través de agua freática con elevadas concentraciones de bicarbonato de calcio (Soil Survey Staff, 1999). En el caso de los depósitos analizados no se cuenta, al momento, con análisis morfológicos y/o geoquímica de detalle de los perfiles de suelos y depósitos sedimentarios con abundante contenido de CaCO_3 (ver discusión debajo) que permita dilucidar en forma fehaciente su origen. En algunos sectores de la sucesión sedimentaria hay también acumulación de yeso, indicando la circulación de agua con contenido de sulfato de calcio.

La abundancia de rasgos redoximórficos en los depósitos (hipo y quasi revestimientos en paredes de vacíos, zonas de impregnación, moteados y nódulos), sobre todo en aquellos de edad holocena, sugiere circulación intensa de fluidos en la masa sedimentaria. La saturación alternante del depósito sedimentario con agua conlleva a la reducción de los elementos Fe y Mn, y a su movilización en la sucesión sedimentaria; el cese del estado de saturación promueve la oxidación y precipitación de los óxidos correspondientes. La existencia de niveles con colores gley manifiesta la ocurrencia de condiciones reductoras afectando el depósito sedimentario.

Finalmente, se reconoció a la bioturbación (reordenamiento de los componentes físicos de

los paleosuelos y depósitos sedimentarios como resultado de la actividad de la macro-micro fauna y flora) como uno de los procesos más influyentes en la modificación de los depósitos estudiados. Zech *et al.* (1997) consideran que los componentes biológicos influyen en el proceso de descomposición de la MO mediante los procesos de fragmentación y ataque por ácidos.

Suelos enterrados y niveles límnicos

Los depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno analizados exhiben niveles que presentan, *prima facie*, un contenido de MO relativamente elevado respecto de los depósitos sedimentarios infra y suprayacentes. El análisis detallado de los mismos ha permitido discriminar paleosuelos y niveles sedimentarios con elevado contenido orgánico, estos últimos denominados 'niveles límnicos' de acuerdo con Soil Survey Staff (1999, 2003) y Fox (1985) (Mehl y Zárate, 2012).

Los paleosuelos, de gran extensión lateral a lo largo de la cuenca de los arroyos analizados, son conspicuos y pueden reconocerse en los afloramientos como bandas horizontales con un patrón de colores cuya luminosidad e intensidad decrece en forma gradual de techo a base. Los límites de los paleosuelos son predominantemente claros y suaves en el techo mientras que en la base son comúnmente graduales a difusos y suaves a ondulados-irregulares.

Los suelos enterrados de la PAR revelan predominio de materiales epiclásticos parentales, escasez de rasgos pedológicos y una exigua diferenciación de horizontes. La estructura pedológica es por lo común maciza, aunque se observan en algunos casos sectores con desarrollo de microestructuras esponjosas (paleosuelo de ca. 10.000 a AP, perfil Puente El Zampal). La estructura levemente prismática del paleosuelo que remata la PAR (edad mínima de ca. 3 ka AP, perfil Puente El Zampal), podría resultar de un prolongado lapso de estabilidad de la superficie de la PAR una vez que la misma se desvinculó, luego de un proceso de incisión ocurrido con anterioridad a los 5.270 ± 65 a ^{14}C AP (5.758 - 6.186 a cal AP), de la dinámica fluvial de los arroyos analizados (Mehl y Zárate, 2012).

En general los depósitos de la PAR presentan CaCO_3 en la masa, visible en algunos perfiles como nódulos y concreciones calcáreas, y en cortes delgados

como zonas con cemento micrítico. En particular, el nivel con nódulos y concreciones calcáreas ubicados ~0,6 m por debajo del paleosuelo de ca. 10 ka AP (perfiles Finca Gatica, Puente El Zampal y Puente Roto) podría considerarse como una incipiente litofacies de tipo P (*pedogenetic carbonates*) en el sentido de Miall (2006); es decir, un nivel formado en un ambiente de llanura de inundación de una región árida-semiárida con superficies expuestas a aportes de agua pluvial que lixivian iones solubles hacia sectores más profundos, luego en periodos relativamente más áridos se concentran sales (por ejemplo, CaCO_3) por procesos de evaporación y capilaridad (Miall, 2006). De acuerdo con Amit *et al.* (2007) podría pensarse como un suelo cálcico de pobre desarrollo en un ambiente aluvial; los autores describen suelos cálcicos en ambientes fluviales de zonas hiperáridas que reflejan un régimen de humedad atípico, con condiciones de humedad relativamente más elevadas que las dominantes en la región.

En el caso de los perfiles de suelos con abundante contenido de CaCO_3 (paleosuelos de ca. 10 ka AP en el perfil Puente Roto y de ca. 3 ka AP en el perfil Puente EL Zampal) se podría identificar a los horizontes carbonatados como horizontes Bk, generados por procesos de iluviación. No obstante, los aportes podrían ser de origen freático, y considerarse a los horizontes carbonatados como Ck. En el caso del paleosuelo de ca. 3 ka AP que remata la PAR (perfil Puente EL Zampal) podría tratarse además de horizontes Ck exhumados y posteriormente edafizados; o bien del lixiviado de CaCO_3 y formación de un horizonte Bk luego del proceso de incisión que afectó los depósitos de la PAR (Mehl y Zárate, 2012), indicando un periodo de estabilización prolongado de la superficie de la PAR una vez que se desvinculó de la dinámica de los arroyos. Estudios de detalle respecto de la génesis de los carbonatos son necesarios para dilucidar estas cuestiones.

Los suelos enterrados de la TRA exhiben mayor desarrollo relativo y visibilidad de los horizontes pedogenéticos, y sectores con microestructura compleja respecto de los paleosuelos de la PAR. A nivel macroscópico la estructura de los dos paleosuelos más antiguos (ca. 3.880 ± 30 a ^{14}C AP y ca. 3.184 ± 34 a ^{14}C AP) es levemente prismática a maciza, con numerosos canales radicales y bioturbaciones afectando la masa del suelo. Los suelos más jóvenes presentan una estructura prismática conspicua que

da lugar a agregados a través de los cuales se produce la ruptura del suelo; a su vez, estos presentan estructura esponjosa, producto de una pronunciada actividad biológica afectando la masa del suelo. La participación de CaCO_3 en los suelos más antiguos de la terraza de relleno es baja a nula, no así en los suelos más jóvenes (ca. 1400 y 700 a AP) donde se verifica una variación de su contenido en el perfil, aunque siempre con valores relativamente bajos.

Los niveles límnicos exhiben color oscuro y se diferencian de los paleosuelos a partir de una apariencia en general homogénea, sin variación gradual de la coloración y desarrollo lateral restringido en comparación al de los paleosuelos, que pueden seguirse en algunos casos por kilómetros a lo largo de la cuenca. Los niveles límnicos son comunes en la sección estratigráfica superior de la PAR (Holoceno temprano) y muy comunes en la TRA (Holoceno medio-tardío). Presentan, en general, contactos claros y suaves con los depósitos sedimentarios que los suprayacen e infrayacen; en algunos casos se observan superficies irregulares o quebradas generadas por bioturbación. Los niveles límnicos aquí descritos están constituidos por lentes de morfología ondulosas formadas por materiales orgánicos con distinto grado de humificación. Las lentes están distribuidas en una matriz clástica fina, en general limo arcillosa y en algunos casos de arena fina (Fig. 5h). Esta configuración es similar a la descrita por Uggla *et al.* (1969, en Fox, 1985) para las *gyttias* o *sedimentary peats* (turberias sedimentarias). Fox (1985) indica que este tipo de depósitos incluyen materiales orgánicos e inorgánicos, depositados en un cuerpo de agua por decantación o por acción directa y/o indirecta de algún organismo acuático (algas, diatomeas, derivados de plantas subacuáticas o flotantes); posteriormente pueden ser modificados por la acción de animales acuáticos (Soil Survey Staff, 2003).

Los niveles límnicos podrían ser indicadores del transporte o retransporte de sedimentos superficiales con un contenido orgánico relativamente elevado en ambientes aluviales; sin mediación dominante de mecanismos de selección de minerales pesados en los flujos (Frostick y Reid, 1977). De acuerdo con Daniels (2003), las láminas de coloración clara indicarían una erosión más profunda del sustrato drenado, y en consecuencia, mayor aporte relativo de partículas clásticas en los flujos que inundan la llanura aluvial. El rápido incremento en ambientes de la planicie de

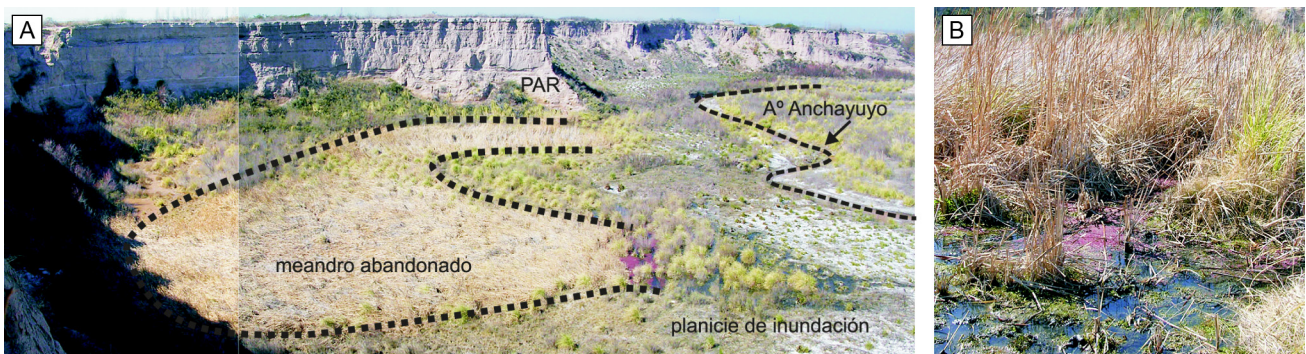


Figura 6. a) Meandro abandonado en la planicie de inundación actual del A° Anchayuyo. Se indica la posición de la PAR. b) Detalle de la vegetación desarrollada en el ambiente de meandro: juncáceas, totoras (*Typha*) y *Azolla*, entre otras.

Figure 6. a) Ox-bow lake at the present-day floodplain of the Arroyo Anchayuyo. The PAR is indicated. b) Detailed view of the vegetation developed in the ox-bow lake environment: juncaceae, *Typha* and *Azolla* among others.

inundación saturados en agua de la población de algas (*algal bloom*; Diersing, 2009), el crecimiento de juncáceas, ciperáceas y totoras (*Typha*), entre otras (por ejemplo, Poáceas, *Azolla*; Rojo *et al.*, 2012) podrían conducir también a la acumulación sustancial de MO una vez que los organismos vegetales mueren (Fig. 6a-b). El rápido enterramiento de los restos vegetales por depósitos sedimentarios generados durante episodios de crecida de los cursos fluviales conduciría a su preservación y aislamiento de los procesos pedogenéticos. En la cuenca del Arroyo La Estacada, el desarrollo frecuente de niveles límnicos durante el Holoceno podría deberse en consecuencia a una mayor productividad vegetal en los ambientes de planicie de inundación, y demás sectores de la cuenca, como resultado de condiciones climáticas relativamente más húmedas y cálidas en el piedemonte andino oriental a la latitud considerada (Zárate y Páez, 2002; Piovano *et al.*, 2009).

Valores $\delta^{13}\text{C}$

Los isótopos estables del carbón en la MO del suelo permiten realizar inferencias respecto de los tipos de plantas que aportan componentes orgánicos al suelo. Así, pueden ser identificados taxa de plantas que difieren en sus vías fotosintéticas (C_3 , C_4 y CAM) (McClung de Tapia y Adriano-Morán, 2012), con valores de $\delta^{13}\text{C}$ distintivos que no se alteran en forma significativa durante la descomposición y formación de la MO del suelo (Boutton *et al.*, 1998).

Los valores $\delta^{13}\text{C}$ de la PAR, que fluctúan entre -15‰ y -23‰ , permiten interpretar que a lo largo de la historia de formación de estos depósitos tanto las plantas C_3 como las C_4 han sido importantes

contribuyentes a la MO, con lapsos de predominio de plantas C_3 . En la TRA, los valores $\delta^{13}\text{C}$ se encuentran en el rango entre -21‰ y $-25,2\text{‰}$, indicando un mayor aporte de las plantas C_3 a la MO y prácticamente nulo o despreciable de las plantas C_4 . Las plantas C_4 presentan mayor capacidad de adaptación a ambientes áridos debido a su tolerancia a fuertes intensidades de luz, temperaturas y menores precipitaciones (Cavagnaro, 1988; McClung de Tapia y Adriano-Morán, 2012); mientras que las plantas C_3 se ven favorecidas por condiciones de menor temperatura y/o mayor humedad (Cavagnaro, 1988). A su vez, el registro sedimentario de los depósitos de la TRA registra, en comparación con la PAR, mayor disponibilidad relativa de agua en el ambiente de planicie de inundación vinculado con el Arroyo La Estacada (Mehl y Zárate, 2012; Rojo *et al.*, 2012). Si bien el paleosuelo de la PAR datado con una edad radiocarbónica mínima de *ca.* 3 ka AP también se desarrolló durante el Holoceno medio a tardío, se infiere en forma preliminar un mayor aporte de plantas C_4 (-15‰) durante su desarrollo. Durante este lapso la superficie de la PAR funcionó como una unidad geomorfológica desvinculada de los arroyos Anchayuyo y La Estacada, probablemente con menor disponibilidad efectiva de humedad.

CONCLUSIONES

Las sucesiones aluviales analizadas entre los 33° y 34° LS del piedemonte andino oriental registran cambios paleoambientales acaecidos durante la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno, en la cual se produjo el cambio de las condiciones climáticas del Último Máximo Glacial hacia las

condiciones climáticas holocenas. Pausas relativas de los procesos de agradación aluvial durante este lapso se infieren a partir de la existencia en el registro sedimentario de paleosuelos enterrados.

Los palesuelos de la PAR (Pleistoceno tardío y Holoceno temprano) se caracterizan por un pobre desarrollo pedológico, presencia moderada a débil de rasgos de óxido-reducción de Fe-Mn y rasgos comunes de CaCO₃. En los depósitos de la TRA (Holoceno medio y tardío) los suelos enterrados presentan mayor grado de estructuración pedológica de los horizontes de suelo, y mayor concentración relativa de MO y de rasgos de bioturbación. Las condiciones climáticas del Holoceno habrían favorecido una mayor productividad de la vegetación en el ambiente de llanura de inundación del valle fluvial, y probablemente en sectores más elevados de la cuenca, dando lugar al desarrollo frecuente de niveles límnicos. Su presencia en los depósitos aluviales holocenos permite inferir la ocurrencia en la llanura de inundación aluvial de cuerpos de agua pandos y vegetados (juncáceas, florecimientos algales, etc.), con mayor recurrencia durante el Holoceno medio y tardío. Los cuerpos de agua de tipo lago en herradura (*ox-bow lake*), y/o simples encharcamientos observados en la actualidad en las planicies de inundación de los arroyos analizados, constituyen un análogo de estos paleoambientes. Los eventos de crecida pueden haber inundado la planicie de inundación en forma recurrente, aportando también, por escurrimiento superficial, restos vegetales y/o de micro/meso fauna a los ambientes de planicie de inundación, y por ende al desarrollo de los niveles límnicos.

Los rasgos de carbonatación de los paleosuelos de la PAR reflejarían condiciones de mayor evaporación en los ambientes depositacionales para el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano (Mehl y Zárate, 2012). A su vez, la mayor abundancia de rasgos redoximórficos en los paleosuelos y niveles límnicos de la TRA, registraría frecuentes fluctuaciones del nivel freático en vinculación con el nivel del agua del arroyo durante el Holoceno medio y tardío.

Los valores $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos como productos secundarios de las dataciones radiocarbónicas consideradas permite caracterizar en forma preliminar la vegetación del Pleistoceno tardío y Holoceno de la cuenca. No obstante, estudios de detalle deben ser realizados con el fin determinar la dinámica de vegetación en la cuenca.

Finalmente, se destaca que tanto los paleosuelos como los niveles límnicos observados en el piedemonte mendocino son herramientas útiles para la calibración geocronológica de las sucesiones aluviales, a partir de la datación de su contenido orgánico, así como para la correlación estratigráfica a nivel local y regional.

Agradecimientos

Este artículo es una contribución al proyecto de investigación PIP 5818-CONICET a través de una beca de postgrado doctoral de AM. Se agradece al Dr. Leandro Rojo (Museo de Historia Natural de San Rafael) y al Sr. Hernán Ponce (Dirección de Recursos Naturales de Tunuyán) por su valiosa asistencia; y a los revisores Dres. Perla Imbellone y Pablo Bouza por las correcciones y sugerencias que ayudaron a mejorar esta contribución.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allison, L., 1965. Organic soil carbon by reduction of chromic acid. *Soil Science* 40:311-320.
- Amit, R., J. Lekachb, A. Ayalona, N. Porata y T. Grodek, 2007. New insight into pedogenic processes in extremely arid environments and their paleoclimatic implications -the Negev Desert, Israel. *Quaternary International* 162/163:61-75.
- Boutton, T.W., S.R. Archer, A.J. Midwood, S.F. Zitzer y R. Bol, 1998. $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. *Geoderma* 82:5-41.
- Bruniard, E., 1982. La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica* 95:5-20.
- Bullock, P., N. Fedoroff, A. Jongerius, G. Stoops y T. Yursina, 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, 152 pp. Wolverhampton.
- Burgos, J.J. y A.L. Vidal, 1951. Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornwaite. *Meteoros* 1:1-32.
- Cabrera, A.L., 1976. Regiones Fitogeográficas Argentinas, Fascículo 1. Buenos Aires. En: Kugler, W.F. (Ed.), *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería* 2:1-85.
- Catt, J.A., 1990. *Paleopedology Manual*, Quaternary International 6. Pergamon Press Oxford, 95 pp.
- Cavagnaro, J.B., 1988. Distribution of C₃ and C₄ grasses at different altitudes in a temperate arid region of Argentina. *Oecologia* 76:273-277.
- Chapin, F.S., P. Matson y P.M. Vitousek, 2011. *Principles of terrestrial ecosystem ecology*. Springer, New York, 2nd edition, 529 pp.
- Daniels, M.J., 2003. Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment. *Geomorphology* 56:25-242.
- Diersing, N., 2009. Phytoplankton blooms: the basics. Florida Keys National Marine Sanctuary. On-line: <http://www.floridakeys.noaa.gov/pdfs/wqpb.pdf>.
- Duchaufour, P., 1975. *Manual de edafología*. Editorial Toray-

- Masson, 480 pp. Barcelona, España.
- Firestone, R.B., A. Westc, J.P Kennettd, L. Beckere, T.E. Bunchf, Z.S. Revayg, P.H. Schultzh, T. Belgyag, D.J. Kennetti, J.M. Erlandsoni, O.J. Dickensonj, A.C. Goodyeark, R.S. Harrish, G.A.Howardl, J.B. Kloostermanm, P. Lechlern, P.A. Mayewskio, J. Montgomeryj, R.Poredap, T. Darrahp, S.S. Que Heeq, A.R. Smith, A. Stichr, W. Toppings, J.H. Wittkef y W.S. Wolbachr**, 2007. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *PNAS* 104, 41:16016-16021.
- FitzPatrick, E.A.**, 1993. *Soil microscopy and micromorphology*. John Wiley & Sons Ltd., New York, 304 pp.
- Fox, C.A.**, 1985. Micromorphological characterization of histosols. En: Douglas, L. A. y Thompson, M. L. (Eds.), *Soil micromorphology and soil classification*. SSA Special Publication 15:85-104. Sci. Soc. Am., Madison.
- Frostick, L.E. y I.Reid**, 1977. The origin of horizontal laminae in ephemeral stream channel-fill. *Sedimentology* 24:1-9.
- Garleff, K.**, 1977. Höhenstufen der argentinischen Andes in Cuyo, Patagonien und Feuerland. *Göttinger Geographic Abhand* 68:1-150.
- Giambiagi, L.B., V.A. Ramos, E. Godoy, P.P. Alvarez y S. Orts**, 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° South Latitude. *Tectonics* 22, 4:1041-1051.
- Haynes, C.V. Jr.**, 1968. Geochronology of a Late Quaternary alluvium. En: Morrison, R.B., Wright, H.E. (Eds.): *Means of correlation of Late Quaternary successions*. 591-631 pp. Utah.
- Haynes, C.V. Jr.**, 2008. Younger Dryas "black mats" and the RanchoLabrean termination in North America. *PNAS* 105, 18:6520-6525.
- Hudson, R.R., Aleska, A., Masotta, H.T. y E. Muro**, 1990. Provincia de Mendoza. Escala 1:1.000.000. Atlas de suelos de la República Argentina. INTA, Proyecto PNUD ARG 85, 71:1-106.
- McClung de Tapia, E. y C.C. Adriano-Morán**, 2012. Stable Carbon isotopes applied to vegetation rReconstruction in the Teotihuacan Valley, Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 64:161-169.
- McCormac, F.G., A.G. Hogg, P.G. Blackwell, C.E. Buck, T.F.G. Higham y P.J. Reimer**, 2004. SHCal04 Southern Hemisphere Calibration 0 - 1000 cal BP. *Radiocarbon* 46:1087-1092.
- Mehl, A.E.**, 2010. Ambientes aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno del Valle de Uco, cuenca del río Tunuyán. In: Gil, A., Neme, G. y Zárata, M., (Comps.) (Eds.), *Paleoambientes y ocupaciones del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno*. Sociedad Argentina de Antropología, 11-40 pp. Buenos Aires.
- Mehl, A.E.**, 2011. *Sucesiones aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno, Valle de Uco (provincia de Mendoza): inferencias paleoambientales y paleoclimáticas* Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 355 pp. (inédito).
- Mehl, A. E. y M.A Zárata**, 2012. Late Quaternary alluvial records and environmental conditions in the eastern Andean piedmont of Mendoza (33° - 34° S) Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37:41-59.
- Miall, A.D.**, 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Berlin Hridelberg, New York, 582 pp.
- Munsell Color**, 2000. *Munsell Soil Color Chart*. Macbeth Division, Kollmorgen, Baltimore.
- Murphy, C.P.**, 1986. *Thin section preparation of soils and sediments*. AB Academic Publishers. Berkhamsted, Herts, 149 pp.
- Nordt, L., J. von Fischer y L.Tieszen**, 2007. Late Quaternary temperature record from buried soils of the North American Great Plains. *Geology* 35:159-162.
- Perucca, L., Mehl, A. y M. Zárata**, 2009. Neotectónica y sismicidad en el sector norte de la depresión de Tunuyán, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64:262-273.
- Piovano, E.L., D. Ariztegui, F. Córdoba, M. Cioccale, y F. Sylvestre**, 2009. Hydrological Variability in South America Below the Tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) during the Last 13.0 Ka. En: F. Vimeux, F. Sylvestre y M. Khodri (Eds.): *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*. Developments in paleoenvironmental research 14:323-351.
- Polanski, J.**, 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17:127-349.
- Prohaska, F.J.**, 1976. The climate of argentina, Paraguay and Uruguay. En: Schwerdtfeger, W. (Ed.), *Climates in Central and South America*. World Survey of Climatology 12:13-73, Elsevier, Amsterdam.
- Roig, F.A. y E. Martínez Carretero**, 1998. La vegetación puneña en la provincia de Mendoza, Argentina. *Phytocenologia* 28:565-608.
- Rojo, L.D., A. Mehl, M.M. Páez y M.A. Zárata**, 2012. Mid- to Late Holocene pollen and alluvial record of the arid Andean piedmont between 33° - 34° S, Mendoza, Argentina: inferences about floodplain evolution. *Journal of Arid Environments* 77:110-122.
- Schumacher, B.A.**, 2000. *Methods for the determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments*. U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC, 25 pp.
- Soil Survey Staff**, 1999. *Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Second Edition, United States, 870 pp.
- Soil Survey Staff**, 2003. *Keys to Soil Taxonomy*. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Ninth Edition, United States, 334 pp.
- Toledo, M.J.**, 2008. La crisis climática de 13.000 AP: "mantos negros", extinciones de megafauna y cambios poblacionales. En: Zappettini, E., Crosta, S., González, M.A. y S. Segal (eds.). *XVII Congreso Geológico Argentino. Jujuy*. Actas II:735-736.
- Toms, P.S., M. King, M.A. Zárata, R.A. Kemp, y F.F.Jr. Foit**, 2004. Geochemical characterization, correlation, and optical dating of tephra in alluvial sequences of central western Argentina. *Quaternary Research* 62:60-75.
- Wills, S.A., C. Lee Burras y J.A. Sandor**, 2007. Prediction of Soil Organic Carbon Content Using Field and Laboratory Measurements of Soil Color. *Soil Science Society of America Journal* 71:380-388.
- Yrigoyen, M.R.**, 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I, 11:123-148, Buenos Aires.
- Zárata, M.A. y A. Mehl**, 2008. Estratigrafía y geocronología de los depósitos del Pleistoceno tardío/Holoceno de la cuenca del Arroyo La Estacada, departamentos de Tunuyán y Tupungato

(Valle de Uco). Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:407-416.

- Zárate, M.A.**, 2002. Geología y Estratigrafía del Pleistoceno tardío-Holoceno en el piedemonte de Tunuyán-Tupungato, Mendoza, Argentina. En: Cabaleri, N., Cingolani, C., Linares, E., López de Luchi, M.G., Oстера, H.A., y Panarello, H.O. (Eds.), *XV Congreso Geológico Argentino*. Actas II:615-620, El Calafate, Santa Cruz.
- Zárate, M.A. y M.M. Páez**, 2002. Los paleoambientes del Pleis-

toceno tardío-Holoceno en la cuenca del Arroyo La Estacada, Mendoza. En: Trombotto, D., Villalba, R. (Eds.), *IANIGLA, 30 años de investigación básica y aplicada en ciencias ambientales*. Instituto Argentino de Nivología/Glaciología y Ciencias Ambientales, 117-121. Mendoza.

- Zech, W., N. Senesi, G. Guggenberger, K. Kaiser, J. Lehmann, T. Miano, A. Miltner y G. Schroth**, 1997. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma* 79:17-161.