



Revisión estratigráfica de la sucesión neógena en el Bolsón de Fiambalá, Sistema de Famatina, Catamarca, Argentina

Maximiliano N. DERI^{1,2}, Patricia L. CICCIOLO^{1,2}, Sergio A. MARENSSI^{1,2} y William H. AMIDON³

¹ Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires, Argentina

² CONICET – Universidad de Buenos Aires. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA). Buenos Aires, Argentina.

³ Geology Department, Middlebury College, Middlebury, VT, 05753, USA.

Emails: maximiliano.deri@gmail.com, cicciooli@gl.fcen.uba.ar, smarenssi@hotmail.com, wamidon@middlebury.edu.

Editor: Diego A. Kietzmann

Recibido: 2 de octubre de 2020

Aceptado: 15 de marzo de 2021

RESUMEN

La sucesión neógena del Bolsón de Fiambalá, que aflora en el centro-oeste de la provincia de Catamarca, comprende a las Formaciones Tambería, Guanchín y Rodados de la Puna. Sus respectivas edades depositacionales fueron planteadas a partir de dataciones U/Pb, trazas de fisión y magnetoestratigrafía, aunque la poca precisión estratigráfica y geográfica de estos datos, sumado a las complejidades estructurales del área, y los 6.4 km de espesor que alcanza la sucesión, tornan necesario esclarecer el ordenamiento estratigráfico de la región, a fines de poder establecer con mayor precisión la evolución de la cuenca. El análisis de las edades disponibles y las de máxima depositación presentadas en este trabajo, arrojan que la Formación Tambería comenzó a depositarse luego de los ~23 Ma. Esta formación puede separarse en un miembro inferior dominado por areniscas con intercalaciones de conglomerados y pelitas, depositadas en sistemas fluviales multicanalizados de clima semiárido, que gradan a ortoconglomerados polimícticos del miembro medio, acumulados en sistemas fluviales entrelazados. Culmina con un miembro superior constituido por depósitos areno-conglomerádicos y pelíticos, acumulados en sistemas fluviales multicanalizados con planicies areno-pelíticas. La suprayacente Formación Guanchín comenzó a depositarse a los ~6 Ma, y puede separarse en dos miembros: uno inferior compuesto de areniscas con frecuentes intercalaciones de tobas, que se acumularon en diversos sistemas fluviales arenosos; y otro superior areno-conglomerádico resultado de sistemas fluviales entrelazados. Finalmente, en discordancia erosiva se encuentran los depósitos conglomerádicos de abanicos aluviales dominados por flujos mantiformes de la Formación Rodados de la Puna, depositados durante el Pleistoceno (~1.8 Ma).

Palabras clave: antepaís fracturado, Formación Tambería, Formación Guanchín, Mio-Plioceno, Andes Centrales

ABSTRACT

Stratigraphy of the Neogene succession in Bolson de Fiambalá, Famatina System, Catamarca, Argentina.

Bolson de Fiambala Neogene succession crops out in the center-west of Catamarca province. It includes Tambería, Guanchin and Rodados de la Puna formations. Their respective depositional ages were raised from U/Pb dating, fission tracks and magnetostratigraphy. However, the poor stratigraphic and geographic precision of these data, added to the area's structural complexities, and the 6.4 km thick of the succession, makes it necessary to clarify the region's stratigraphic ordering to define with more precision the basin evolution. The analysis of available and maximum depositional ages presented in this work, show that Tambería Formation deposition began after ~23 Ma. It can be separated into a lower member, dominated by sandstones with intercalations of conglomerates and shales, deposited in semi-arid multi-channelized fluvial systems. Over these deposits are polymictic conglomerates of the middle

member, accumulated in perennial braided fluvial systems. The Tambería Formation culminates with an upper member made up of sandy-conglomerates and shales that were accumulated in multi-channelized fluvial systems with sandy to muddy floodplains. The overlying Guanchín Formation began to be deposited around ~6 Ma and can be separated into two members: a lower one composed of sandstones with frequent tuff intercalations, which were accumulated in sandy river systems; and an upper member made up of sandstones and conglomerates deposited by a braided fluvial system. Finally, older units are covered by means of an erosive unconformity by sheetflood-dominated alluvial fans conglomerates of the Pliocene Rodados de la Puna Formation.

Keywords: broken foreland, Tambería Formation, Guanchín Formation, Mio-Pliocene, Central Andes.

INTRODUCCIÓN

El Bolsón de Fiambalá se encuentra ubicado en el centro-oeste de la provincia de Catamarca, en el segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales comprendido entre los 27° y 33° LS, que abarca la Precordillera, las Sierras Pampeanas, el Sistema de Famatina y la Cordillera Frontal (Fig. 1a,b), (Ramos et al. 2002). La sucesión neógena que allí aflora consiste en 6465 m de sedimentitas continentales con algunas intercalaciones tobáceas, a las que Penck (1920) denominó Estratos Calchaquenses, Estratos Araucanenses y Estratos de la Puna, terminología que fue utilizada por González Bonorino (1972) al confeccionar la hoja geológica 13c de Fiambalá, aunque Turner (1967) ya había definido a las primeras dos como Formaciones Tambería y Guanchín respectivamente. La Formación Tambería es la más potente de las tres unidades, con un espesor de 3600 m, y consiste en areniscas y conglomerados con baja proporción de pelitas. Turner (1967) la dividió en seis miembros informales reconocidos en tres quebradas distintas, y le asignó una edad miocena (Fig. 2). Por su parte, Carrapa et al. (2008) y Safipour et al. (2015) la dividieron en dos miembros informales y le asignaron una edad miocena tardía (Fig. 2), en concordancia con el registro más antiguo de 9 Ma obtenido por Reynolds (1987). Esto ha llevado a asumir que la cubierta cenozoica no está completamente expuesta en esta región del Sistema de Famatina, como sí lo estaría en la región central, 20 km al sur del área de estudio, donde se apoyaría sobre las unidades del Mioceno inferior – medio subyacentes (Formación Del Crestón, Dávila 2010). Esta misma unidad fue correlacionada cronoestratigráficamente con la sección inferior de la Formación Toro Negro en la Cuenca de Vinchina, ubicada 120 km al suroeste del área de estudio (Stevens Goddard y Carrapa 2017). Por encima se encuentra la Formación Guanchín, que consiste en 2200 m de areniscas y menor proporción de conglomerados polimícticos, entre los que intercalan recurrentes y muy característicos bancos tobáceos. Turner (1967) dividió esta unidad en cuatro miembros informales de edad pliocena, mientras que Carrapa et al. (2008) y Safipour et al. (2015) le asignaron una edad miocena tardía – pliocena temprana (Fig.

2). Stevens Goddard y Carrapa (2017) la correlacionan cronoestratigráficamente con la sección media de la Formación Toro Negro. La sucesión culmina con la Formación Rodados de la Puna (Fig. 2), de espesor más reducido que las anteriores, y que consiste en conglomerados polimícticos de hasta 650 m de espesor. Según Turner (1967) se habría depositado durante el Pleistoceno, aunque Carrapa et al. (2008), Safipour et al. (2015), y Schoenbohm et al. (2015) proponen a partir de edades U/Pb que fue a partir del Plioceno tardío. De todas formas, estas edades resultan difíciles de posicionar estratigráfica y geográficamente, dada su ubicación en zonas de difícil acceso y observación, la ausencia de las coordenadas geográficas de las muestras, y/o su imprecisa ubicación en la cartografía. También se correlaciona cronoestratigráficamente con la Formación Toro Negro, aunque en este caso Stevens Goddard y Carrapa (2017) lo hacen con su sección superior.

En esta contribución se presenta una revisión de la estratigrafía cenozoica del Bolsón de Fiambalá en cercanías de la RN 60 entre Fiambalá y Las Angosturas, en las que se propone la redefinición de nuevos miembros para las Formaciones Tambería y Guanchín las cuales se individualizan en un mapa geológico confeccionado a escala 1:300.000 entre los 27°50' - 27°31' LS y 67°25' - 67°58' LO (Fig. 1c). Esto permitirá esclarecer el ordenamiento estratigráfico de una región en la que la sucesión neógena no se presenta de forma continua, debido a las numerosas fallas presentes y sectores intensamente plegados. Además se presentan dos nuevas edades de máxima depositación de la Formación Tambería, y una para la Formación Rodados de la Puna, obtenidas a partir de dataciones U/Pb en circones detríticos, que en conjunto con las extraídas de trabajos previos, que permiten reconsiderar el inicio de la depositación de la sucesión estudiada.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se enmarca en los Andes Centrales (Gansser 1973), y se encuentra en un área de transición entre tres provincias geológicas. Una de ellas es Sierras Pampeanas.

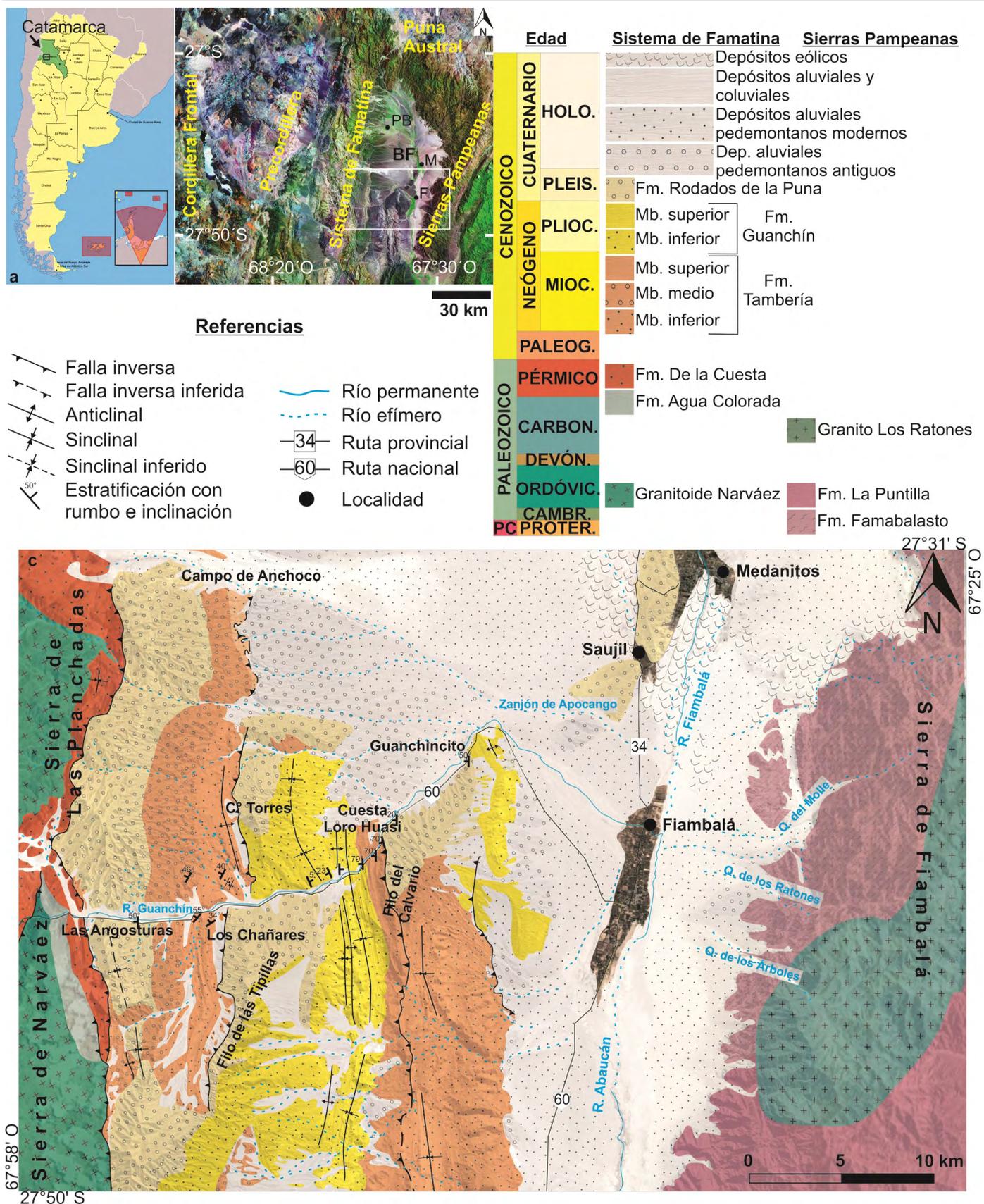


Figura 1. Área de estudio. a) Mapa de ubicación; b) Unidades morfoestructurales que limitan el área de estudio. En recuadro blanco se señala el área cartografiada. BF: Bolsón de Fiambalá, PB: Palo Blanco, M: Medanitós. F: Fiambalá; c) Mapa geológico del área.

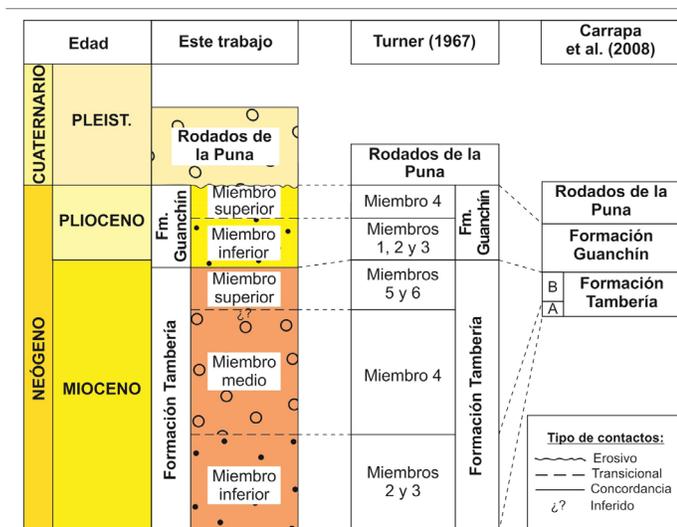


Figura 2. Síntesis de la estratigrafía cenozoica del Bolsón de Fiambalá, a partir de Turner (1967), Carrapa et al. (2008), y el esquema crono- y lito-estratigráfico propuesto en este trabajo.

nas al este, representada por la sierra de Fiambalá, donde afloran metamorfitas del basamento de edad neoproterozoica - cámbrica, y granitoides carboníferos (Fig.1c). Hacia el oeste se encuentra el Sistema de Famatina, representado por las sierras de Narváez y Las Planchadas, donde además de las unidades de estudio cenozoicas afloran sedimentitas y vulcanitas ordovícicas, sedimentitas carboníferas, y sedimentitas pérmicas de color rojo de la Formación de la Cuesta (Fig.1c) (Rubiolo et al. 2003). Hacia el norte se encuentra la Puna Austral, una región que se caracteriza por un alto ángulo de subducción y un intenso vulcanismo activo (Ramos y Folguera 2009), separada del Bolsón de Fiambalá por la Cordillera de San Buenaventura, un alto orográfico de rumbo E-O en el que terminan los cordones serranos de rumbo aproximado N-S antes mencionados (Fig. 1b). En el área de estudio la placa de Nazca presenta un ángulo de inclinación de 5°, producto de la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Jordan et al. 1983, Ramos et al. 2002, Ramos y Folguera 2009), lo que generó la migración del frente orogénico y del arco volcánico hacia el este durante el Neógeno (Isacks et al. 1982, Jordan et al. 1983, Jordan y Allmendinger 1986, Ramos et al. 2002). Los esfuerzos compresivos O-E resultantes invirtieron estructuras extensionales preexistentes del Paleozoico superior y Mesozoico que levantaron al Sistema de Famatina. Esto generó una tectónica de piel gruesa con vergencia general al este que deformó los depósitos neopaleozoicos y cenozoicos. El frente orogénico de este sistema se encontraría emplazado subsuperficialmente, y su avance se habría visto impedido por la resistencia que habría ofrecido el basamento de Sierras Pampeanas (Rubiolo et al. 2003). Esto generó la reactivación de antiguas fallas oclóyicas con vergencia al

oeste, y el levantamiento de este bloque de basamento pampeano (Mon 1993, Rubiolo et al. 2003, Safipour et al. 2015), que constituye la actual sierra de Fiambalá. De esta manera, este levantamiento produjo la fragmentación del antepaís, definiéndose una cuenca de antepaís fracturada (Jordan y Allmendinger 1986, Jordan 1995, Rubiolo et al. 2003).

METODOLOGÍA

Se relevó la geología general de la zona, y en particular, se levantaron perfiles estratigráficos de las formaciones Tambería, Guanchín y Rodados de la Puna. Se extrajeron tres muestras de areniscas para la datación U/Pb de circones detríticos, dos de ellas correspondientes a la Formación Tambería y una a la Formación Rodados de la Puna. La ubicación precisa de las mismas se detalla en el Cuadro 1. El procedimiento en el laboratorio consistió primero en la disgregación de las muestras consolidadas empleando un molino de bolas. Luego se las tamizó en húmedo para separar el material menor a 250 µm, y se las lavó con batea para eliminar las partículas tamaño arcilla y concentrar los minerales pesados. Posteriormente, los minerales magnéticos fueron removidos empleando un imán de neodimio de tamaño de mano y un separador magnético Frantz. Los minerales restantes fueron colocados en una mufla a 900 °C por 24 horas para purificarlos. Luego se seleccionaron y recogieron bajo microscopio los circones. Estos fueron montados en resina epoxy, y se pulieron paralelos al eje c. De cada preparado se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia en un microscopio electrónico de barrido Tescan Vega3 a fines de revelar detalles de la zonificación interna y la presencia de grietas y zonas de alteración de los circones, que se evitaron durante el análisis. La abundancia de ²³⁸U, ²³⁵U, ²⁰⁶U y ²⁰⁷U fue medida usando un láser NWR-213 conectado a un espectrómetro de masas cuadruple Thermo ICAP-Q en el Middlebury College (Vermont, USA). Los puntos de análisis se eligieron al azar para que los datos recopilados no estén sesgados hacia circones de un tamaño o textura particular.

El círculo de referencia 91500 fue analizado durante cada sesión para corregir el fraccionamiento isotópico (Wiedenbeck et al. 1995) y se usaron los circones R33 y Plesovice como estándares secundarios para evaluar la exactitud y precisión de las edades obtenidas. Estos estándares se analizaron en bloques intercalados entre conjunto de 6 u 8 circones. Cada bloque constaba de dos circones de referencia (91500) y dos estándares secundarios, y cada dos bloques se incluía un análisis del vidrio NIST SRM610 para monitorear el rendi-

miento a largo plazo del instrumento. Los circones utilizados tienen las siguientes edades confirmadas: 91500 = 1065.4 ± 0.5 Ma, Plešovice = 337.16 ± 0.11 Ma, and R33 = 419.3 ± 0.4 Ma (Wiedenbeck et al. 1995, Sláma et al. 2008, Black et al.

2004).

Los análisis realizados como parte de este trabajo arrojaron las siguientes edades medias ponderadas y errores 2σ, calculados a partir de las relaciones ²⁰⁶Pb/²³⁸U: R33 = 427.4

Cuadro 1. Datos y resultados de edades U/Pb en circones detríticos utilizados para el cálculo de las edades de máxima deposición.

Muestra coordinadas	Relación de isótopos					Edades isotópicas												
	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	ErrCorr	²⁰⁷ Pb	2σ	ErrCorr	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	207Cor*	2σ	Conc.	
	²³⁵ U		²³⁸ U			²⁰⁶ Pb			²³⁸ U		²³⁵ U		²⁰⁶ Pb					
ZD1 - Tambería inferior 27°42.13'S 67°51.31'O	0.0236	0.0039	0.00262	0.00014	0.09	0.0630	0.0110	0.18	16.89	0.87	23.6	3.9	650	360	16.5	0.9	0.28	
	0.0310	0.0056	0.00338	0.00024	-0.11	0.0599	0.0100	0.54	21.7	1.6	30.9	5.5	680	360	21.4	1.5	0.30	
	0.0506	0.0092	0.00399	0.00021	0.20	0.0900	0.0160	0.17	25.7	1.4	49.7	8.9	1220	380	24.3	1.4	0.48	
	0.2970	0.0680	0.00804	0.00079	0.21	0.2530	0.0550	0.14	51.6	5	249	51	2740	450	38.2	5.2	0.79	
	0.2690	0.0250	0.03360	0.00240	0.86	0.0576	0.0041	0.36	213	15	241	21	508	150	211.1	15.0	0.12	
	0.3320	0.0290	0.03880	0.00250	0.42	0.0604	0.0045	0.58	245	16	290	22	590	160	242.5	15.5	0.16	
ZD6 - Tambería superior 27°40.67'S 67°46.45'O	0.0142	0.0039	0.00106	0.00011	0.60	0.1000	0.0270	-0.04	6.85	0.7	14.2	3.8	1340	530	6.4	0.7	0.52	
	0.0095	0.0026	0.00118	0.00010	-0.15	0.0570	0.0180	0.58	7.58	0.61	9.6	2.6	310	510	7.5	0.6	0.21	
	0.0080	0.0014	0.00119	0.00010	0.69	0.0502	0.0074	0.03	7.64	0.66	8	1.4	130	300	7.6	0.6	0.05	
	0.0260	0.0140	0.00119	0.00015	0.93	0.1020	0.0320	-0.44	7.69	0.93	25	13	1350	620	7.1	1.0	0.69	
	0.0090	0.0009	0.00122	0.00007	0.45	0.0571	0.0067	0.37	7.83	0.46	9.11	0.94	410	240	7.7	0.5	0.14	
	0.0058	0.0016	0.00123	0.00009	0.14	0.0360	0.0110	0.27	7.94	0.58	5.9	1.7	-310	440	8.0	0.6	0.35	
	0.0103	0.0017	0.00131	0.00011	-0.02	0.0600	0.0110	0.61	8.47	0.73	10.4	1.7	470	410	8.3	0.7	0.19	
	0.0314	0.0030	0.00143	0.00007	0.46	0.1594	0.0170	0.30	9.18	0.47	31.3	3	2470	190	7.9	0.5	0.71	
	0.0148	0.0037	0.00253	0.00019	0.21	0.0430	0.0110	0.11	16.3	1.2	14.9	3.7	-230	420	16.4	1.2	0.09	
	0.1440	0.0380	0.00307	0.00051	0.47	0.3470	0.0710	-0.13	19.7	3.3	131	32	3530	400	12.3	2.7	0.85	
	0.0264	0.0047	0.00331	0.00027	0.39	0.0576	0.0100	0.23	21.3	1.7	26.4	4.7	480	340	21.0	1.7	0.19	
	0.0276	0.0062	0.00350	0.00021	0.04	0.0570	0.0140	0.50	22.5	1.3	27.4	6.1	330	420	22.2	1.4	0.18	
	0.0253	0.0028	0.00399	0.00022	0.63	0.0446	0.0051	0.36	25.7	1.4	25.4	2.8	-20	220	25.7	1.4	0.01	
	0.0438	0.0051	0.00563	0.00031	0.35	0.0569	0.0075	0.29	36.2	2	43.4	5	460	260	35.7	2.0	0.17	
	0.0450	0.0074	0.00611	0.00041	0.02	0.0540	0.0092	0.45	39.2	2.6	44.4	7.1	230	310	38.9	2.6	0.12	
	0.0559	0.0060	0.00783	0.00060	0.59	0.0514	0.0059	0.41	50.2	3.8	55.1	5.8	200	240	50.0	3.8	0.09	
0.6000	0.2800	0.00940	0.00570	0.93	0.6280	0.1100	-0.05	59	36	400	130	4540	280	16.2	13.1	0.85		
0.0785	0.0096	0.00986	0.00064	0.71	0.0568	0.0073	0.30	63.2	4.1	76.4	9	410	260	62.5	4.1	0.17		
0.0930	0.0076	0.01490	0.00078	0.62	0.0459	0.0045	0.68	95.3	4.9	90.2	7	9	200	95.6	5.0	0.06		
0.3300	0.0320	0.04080	0.00150	0.54	0.0582	0.0060	0.09	257.5	9.2	288	24	530	220	255.6	9.5	0.11		
ZD13 - Rodados de la Puna 27°37.52'S 67°43.03'O	0.0075	0.0015	0.00027	0.00002	0.63	0.1790	0.0260	-0.21	1.76	0.14	7.6	1.5	2180	280	1.5	0.1	0.77	
	0.0033	0.0005	0.00029	0.00002	0.45	0.0840	0.0120	0.03	1.88	0.12	3.31	0.48	930	280	1.8	0.1	0.43	
	0.0059	0.0015	0.00074	0.00008	0.03	0.0710	0.0190	-0.70	4.77	0.49	6	1.5	150	530	4.6	0.5	0.21	
	0.0970	0.0150	0.00115	0.00020	0.48	0.6600	0.1200	0.90	7.4	1.3	94	13	4530	310	1.7	1.2	0.92	
	0.0166	0.0020	0.00216	0.00012	0.11	0.0550	0.0071	0.48	13.9	0.78	16.6	2	260	250	13.8	0.8	0.16	
	0.0261	0.0040	0.00330	0.00021	0.21	0.0591	0.0081	0.19	21.2	1.4	26	4	340	270	20.9	1.3	0.18	
	0.0365	0.0070	0.00340	0.00020	0.06	0.0800	0.0140	-0.02	21.9	1.3	35.9	6.6	660	290	21.0	1.3	0.39	
	0.0449	0.0083	0.00372	0.00025	0.35	0.0890	0.0150	0.15	23.9	1.6	43.9	7.9	800	320	22.7	1.6	0.46	
	0.0246	0.0047	0.00373	0.00028	-0.04	0.0491	0.0099	0.26	24	1.8	24.4	4.6	-60	340	23.9	1.8	0.02	
	0.0506	0.0023	0.00764	0.00026	0.47	0.0477	0.0021	0.37	49	1.7	50.1	2.2	80	93	49.0	1.7	0.02	
	0.3390	0.0290	0.04100	0.00210	-0.11	0.0614	0.0065	0.50	259	13	294	22	530	210	255.8	13.1	0.12	

± 17.4 Ma ($n = 174$), Plešovice = 341.2 ± 12.4 Ma ($n = 181$). Además, el promedio del estándar p4-35 para todo el ciclo de vida el laboratorio es de 56.6 ± 2.2 Ma.

Para la ablación se empleó un tamaño de punto de láser de $22 \mu\text{m}$, junto con un punto de $50 \mu\text{m}$ utilizado por dos segundos como disparos de limpieza. Se usó una energía láser de 4.00 J/cm^2 , una frecuencia de 10 Hz, un tiempo de permanencia de 20 segundos, y una colección en blanco de aproximadamente 20 segundos. La reducción de datos inicial se logró utilizando el paquete de reducción de datos lolite. Se descartaron las series de tiempo de disparo de láser que mostraban múltiples dominios isotópicos o señales fuertemente crecientes o decrecientes. Asimismo, los análisis con una discordancia mayor al 10% no se consideraron, lo que resultó la datación U/Pb de 78 - 106 circones por muestra.

Los datos de interés se encuentran en el Cuadro 1, e incluyen las proporciones de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para los granos más jóvenes analizados, así como sus errores y edades asociadas. Tales incertidumbres incluyen el exceso de dispersión en los estándares secundarios (ej. paso 5 en Horstwood et al. 2016), pero no así las asociadas a la varianza a largo plazo de los mismos. La mayoría de los circones con edades U/Pb más jóvenes a 50 Ma resultaron discordantes, lo que se atribuye a cantidades menores de Pb común. Esto se corrigió asumiendo concordancia, y usando la función Age207cor de ISOPLOT (Ludwig 2012) con una relación inicial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 0.84 (Stacey y Kramers 1975).

Sobre este conjunto de datos, se obtuvo una primera aproximación a la edad máxima de depositación de cada muestra considerando la edad del pico poblacional más joven calculado con la herramienta Age Pick (Gehrels et al. 2011). Además, estos resultados se apoyaron ejecutando la rutina Unmix ISOPLOT (Ludwig 2012). Este es un método de máxima semejanza que sirve para calcular la edad media óptima y la incertidumbre en una muestra con múltiples poblaciones de circones, determinando la distribución gaussiana que mejor se adapta a cada grupo de edad. Finalmente, se seleccionaron los circones con edades U/Pb más próximas a los picos de edades más jóvenes calculados, y sobre ellos se calculó la media ponderada, siguiendo siempre las siguientes premisas, a fines de tratar de asegurar que la edad definida no sea menor que la edad depositacional (Dickinson y Gehrels 2009). La primera de ellas es seleccionar el grupo más joven de 3 o más circones cuya edad se superponga en 2 desviaciones estándar (2σ), o cuando esto no fuese posible, el grupo de 2 o más circones que se superponga en 1 desviación estándar (1σ) (Dickinson y Gehrels 2009), a fines de encontrar una componente de edad realmente presente y no resultado de un dato

atípico o por contaminación. La segunda premisa es elegir el subconjunto de circones más jóvenes con la mayor cantidad de datos que mantengan una desviación media ponderada al cuadrado menor a 1 ($\text{MSWD} < 1$), o que más se aproxime a la unidad cuando esto no fuese posible, de modo que la dispersión de los datos y su incertidumbre sea suficiente para suponer que los datos tienen la misma edad real.

ESTRATIGRAFÍA DE LA SUCESIÓN NEÓGENA EN EL BOLSÓN DE FIAMBALÁ

Formación Tambería

La Formación Tambería definida por Turner (1967), inicialmente fue denominada Estratos Calchaquenses por Penck (1920). El contacto basal de la misma no aflora en la zona de estudio, estando en contacto tectónico con la Formación Rodados de la Puna (Fig. 1c). No obstante, Bodenbender (1924) y Turner (1967) observaron que yace en discordancia erosiva sobre la Formación de la Cuesta en el río de la Tambería, hacia el suroeste de la región de estudio. Turner (1967) reconoció seis miembros para esta unidad (Fig. 2), consistiendo el primero en areniscas finas pardo negruzcas macizas con cierta semejanza a las de la Formación Del Crestón (Turner 1960) que aflora 20 km al sur; mientras que el segundo está conformado por areniscas finas pardo rojizas homogéneas con estratificación entrecruzada. El tercero está integrado por areniscas medianas bien estratificadas de color rojo parduzco, que alternan con areniscas gruesas de color gris rojizo, y entre las que intercalan delgados bancos de arcillitas y lentes de conglomerados. El cuarto miembro consiste en areniscas finas a medianas de color gris a pardo, entre las que intercalan niveles de conglomerados que al ascender estratigráficamente se vuelven más numerosos hasta hacerse predominantes. El quinto miembro se trata de areniscas tobáceas color gris; y el sexto está conformado por areniscas finas a medianas de diversos colores, entre las que intercalan pelitas, y de forma aislada, bancos de tobas. De estos seis miembros, los primeros dos fueron definidos 50 km al SO del área estudiada, mientras que los restantes se definieron en el Bolsón de Fiambalá (Turner 1967). Posteriormente, la estratigrafía local fue estudiada por González Bonorino (1972) en la quebrada de La Toya, hacia el sur del área de estudio, donde Reynolds (1987, 1990) obtuvo edades radiométricas y realizó un estudio magnetoestratigráfico de la unidad. Edades de trazas de fisión y U/Pb en circones detríticos fueron obtenidas por Carrapa et al. (2006, 2008) en las inmediaciones del río Guanchín, quienes establecieron que

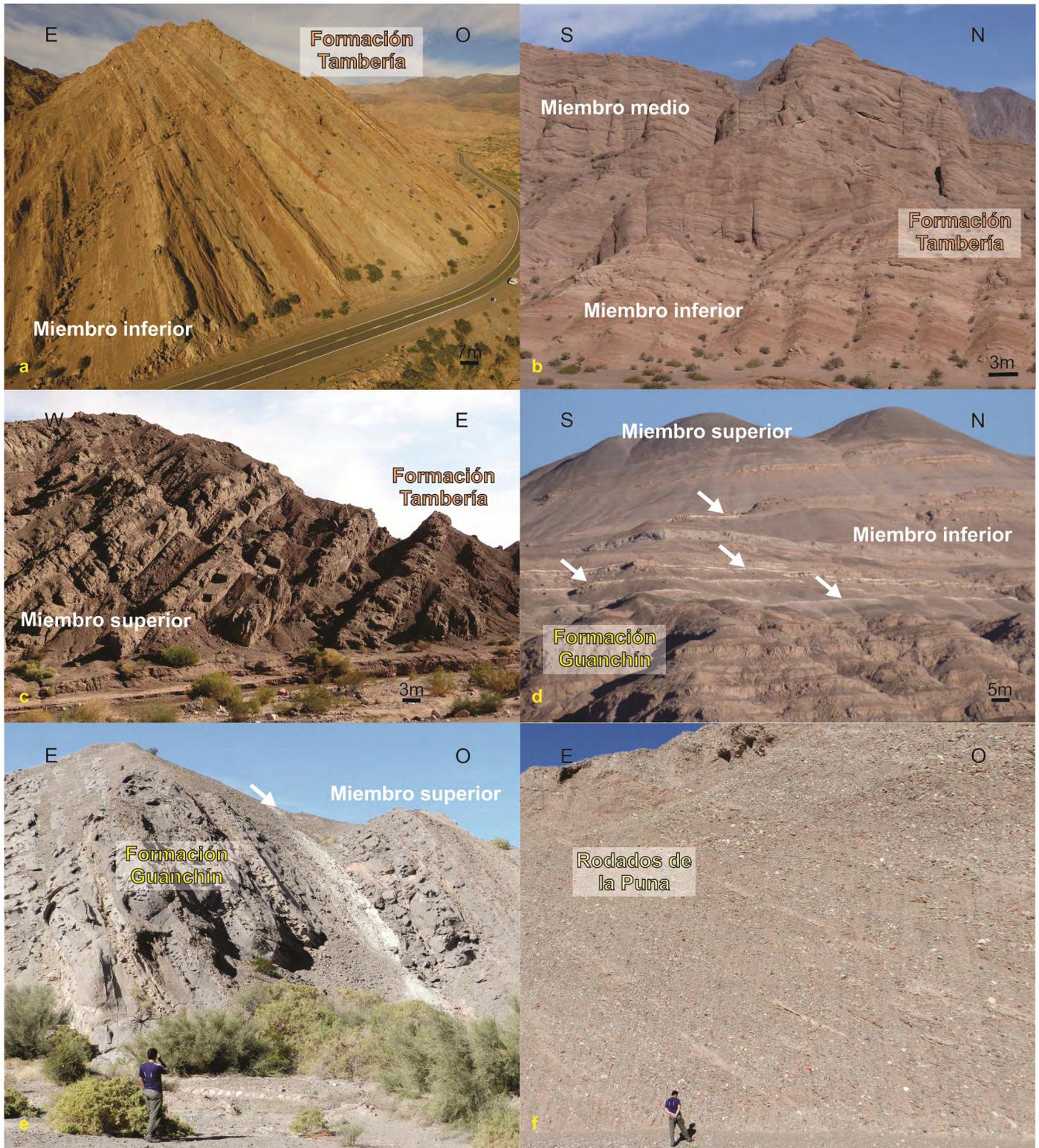


Figura 3. a) Miembro inferior predominantemente arenoso de la Formación Tambería en el sector de Los Chañares; b) Contacto transicional entre el miembro arenoso inferior y conglomerádico medio de la Formación Tambería, c) Miembro superior de la Formación Tambería en el sector de la Cuesta Loro Huasi; d) Miembro inferior arenoso y friable de la Formación Guanchín, en contacto con el miembro areno-conglomerádico superior. Las flechas señalan diferentes niveles de tobas; e) Miembro superior areno-conglomerádico de la Formación Guanchín en las inmediaciones de Guanchincito. La flecha marca un nivel de tobas. Persona de escala; f) Sucesión continua de conglomerados correspondientes a los Rodados de la Puna. Persona de escala.

la depositación de la Formación Tambería habría comenzado en el Mioceno superior (Fig. 2), y en la que reconocieron dos miembros informales. El miembro inferior A está conformado por areniscas medianas de color rojizo dispuestas en bancos tabulares de espesor métrico, con laminación horizontal y estratificación entrecruzada, entre las que intercalan pelitas con grietas de desecación. Por su parte, el miembro superior B está integrado por areniscas guijarrosas bien seleccionadas y conglomerados con estratificación horizontal y gradación normal (Carrapa et al. 2008).

La Formación Tambería, en el Bolsón de Fiambalá, alcanza un espesor de 3635 m, y se compone de areniscas finas a medianas de color rojizo, areniscas gruesas conglomerádicas pardo amarillentas, conglomerados pardos rojizos, y pelitas en menor proporción (Fig. 3 a-c), depositadas principalmente en ambientes fluviales, que en su sección basal presenta características efímeras con desarrollo de sistemas eólicos y de interacción eólica-fluvial (Deri et al. 2018). En función de sus características litológicas se propone dividirla en tres miembros (Deri et al. 2019a), que incluyen cinco de los seis miembros observados por Turner (1967), y los dos reconocidos por Carrapa et al. (2008).

Miembro inferior: esta unidad tiene un espesor de 1430 m, y es equivalente a los miembros dos y tres de Turner (1967) (Fig. 2), y al miembro A de Carrapa et al. (2008). Se reconoce en el sector de Los Chañares, y su base se encuentra en contacto tectónico con la suprayacente Formación Rodados de la Puna (Fig. 1c). En la parte basal está conformado por bancos tabulares de areniscas medianas marrón claro bien seleccionadas, que presentan sets entrecruzados de espesor métrico, y entre las que hay intercalaciones decimétricas de areniscas con laminación ondulítica o laminación horizontal con gradación inversa de intralámina. En la parte superior del miembro, las areniscas con sets entrecruzados van disminuyendo su abundancia, y se empiezan a hacer dominantes los bancos mantiformes a lobulares de areniscas macizas o laminadas, separados por delgados niveles de pelitas pardo rojizo con grietas de desecación. También comienzan a intercalar bancos de hasta 2 m de espesor, de geometría lentiforme y base erosiva, progresivamente de mayor tamaño de grano (Fig. 3a y 4a). Inicialmente están conformados de areniscas guijarrosas macizas y laminadas con excepcionales clastos tamaño bloque, y culminan con ortoconglomerados polimícticos macizos, con abundantes clastos de vulcanitas, en particular mesosilíceas, y de areniscas rojas (Deri et al. 2019b). Estos depósitos han sido interpretados como un sistema de interacción fluvio-eólica que progresivamente aumentó su canalización definiendo sistemas fluviales multicanalizados de

baja sinuosidad, separados por planicies con dunas eólicas (Deri et al. 2018).

A partir del análisis de las edades U/Pb de circones detríticos se definió una edad máxima de depositación de 23 ± 1 Ma (Mioceno inferior) para la base de este miembro (Fig. 4a y b). Una edad similar de 23.9 ± 1.0 Ma fue obtenida para el techo del miembro inferior por Safipour et al. (2015) (Fig. 4a). Además, este miembro cuenta con las edades de trazas de fisión de circones de Tabbutt et al. (1987), las edades paleomagnéticas de Reynolds (1987), y las de trazas de fisión de apatitos obtenidas por Carrapa et al. (2006). Cabe mencionar que la ubicación geográfica y estratigráfica de las primeras dos dataciones es difícil de precisar debido a la escasa información brindada, y que todas ellas indicarían la edad de enfriamiento de la roca y no las edades depositacionales.

Miembro medio: esta unidad presenta 1135 m de espesor, y equivale al miembro cuatro de Turner (1967) (Fig. 2), e incluye al miembro B de Carrapa et al. (2008) y Safipour et al. (2015). También se lo reconoce en el sector de Los Chañares (Fig. 1c), donde se puede observar el pasaje transicional con el miembro inferior, aumentando progresivamente la proporción de conglomerados hasta conformar una sucesión continua de ortoconglomerados clasto-sostenidos grises macizos o con estratificación horizontal (Fig. 3b), dispuestos en cuerpos de geometría lentiforme, separados por superficies de erosión o reactivación internas (Fig. 4). Los clastos subredondeados son principalmente de fragmentos de granitoides y riolitas, y en menor medida de vulcanitas mesosilíceas y areniscas moradas (Deri et al. 2019b). Entre estos depósitos pueden encontrarse intercalaciones centimétricas de areniscas medianas a gruesas, y proporciones variables de pelitas rojizas (Fig. 4a), cuyo espesor puede variar desde delgadas láminas milimétricas hasta los 4 m de espesor. Este miembro es interpretado como un sistema fluvial con canales multiepisdícos de baja migración lateral, asimilable a los sistemas fluviales entrelazados definidos por Miall (1996), en donde la preservación de depósitos finos de planicie se vio condicionada probablemente por variaciones en el espacio de acomodación y el perfil de equilibrio (Dalrymple et al. 1998). Safipour et al. (2015) obtuvieron para la base de este miembro una edad máxima de depositación de 16.2 ± 4.6 Ma (Mioceno medio, Fig. 4a).

Miembro superior: presenta 1070 m de espesor, y se corresponde con los miembros cinco y seis de Turner (1967) (Fig. 2), e incluye parte del miembro B de Carrapa et al. (2008) y Safipour et al. (2015). Su posición estratigráfica fue definida a partir del contacto con la suprayacente Formación Guanachín, y corroborado por las edades obtenidas por Safipour

et al. (2015), ya que no presenta continuidad estratigráfica con los miembros subyacentes. Se lo reconoce en el sector de la cuesta Loro Huasi, 10 km al este de donde se reconocieron los miembros inferior y medio (Fig. 1c). Este miembro es el que mayor variedad litológica presenta, y consiste en proporciones variables de pelitas marrón oscuro, macizas y laminadas, entre las que suelen intercalar cuerpos tabulares a lobulares de areniscas medianas, también macizas y laminadas. Con frecuencia definen arreglos grano- y estrato-cre-

cientes de 4 – 6 m de espesor, coronados por areniscas de diversos colores, pardo rojizo, pardo y gris verdoso, macizas, con estratificación horizontal o tabular planar, dispuestas en litosomas lentiformes de base ligeramente erosiva que presentan ortoconglomerados polimícticos en la base macizas y estratificados (Fig. 3c y 4a). Estos últimos se componen de fragmentos de vulcanitas mesosilíceas, y en menor medida de granitoides y riolitas (Deri et al. 2019b).

Estas rocas corresponden en su mayor parte a depósitos

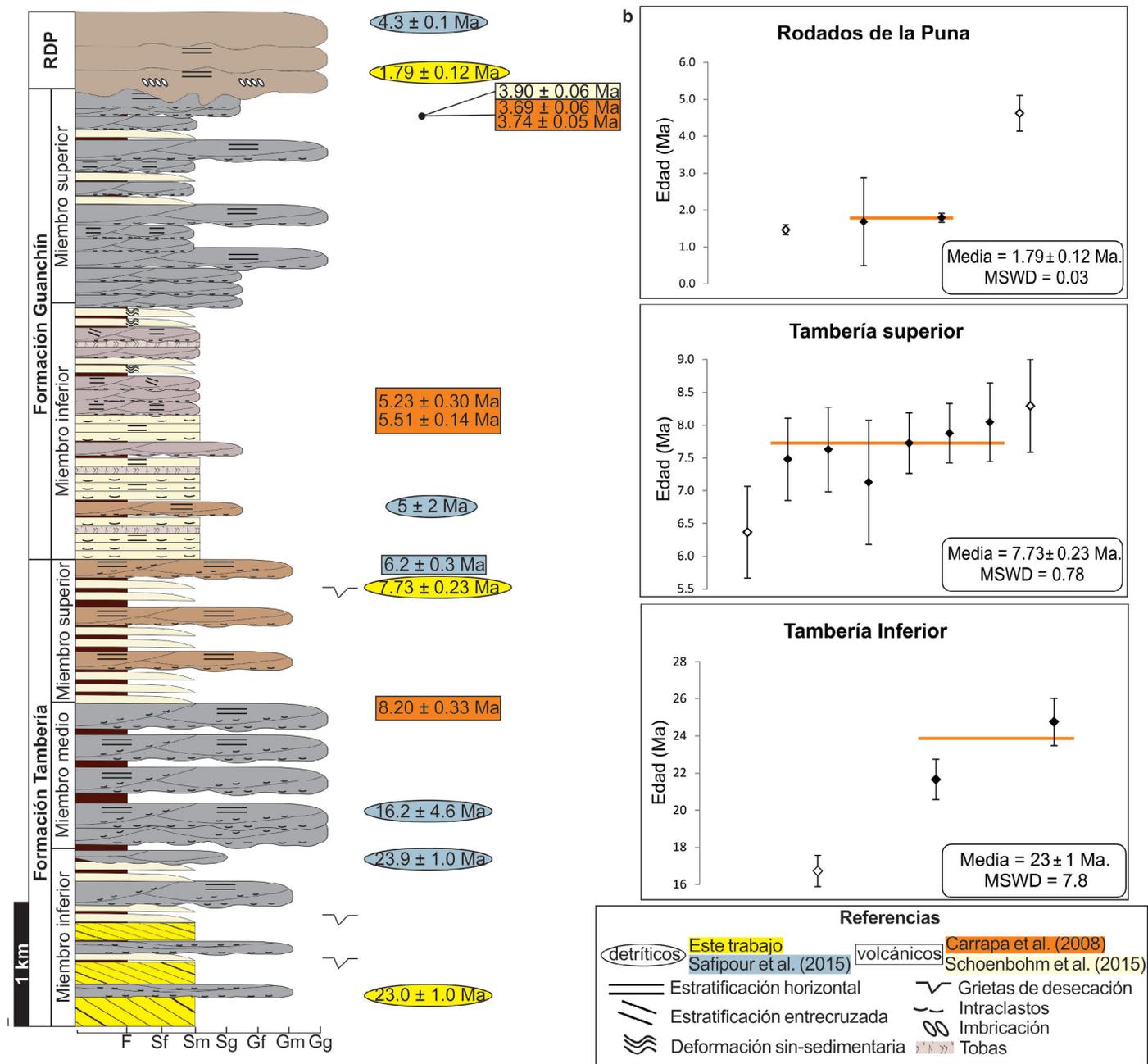


Figura 4. a) Perfil estratigráfico esquemático de la sucesión neógena observado a lo largo de la RN 60, donde se señalan cada miembro de la Formación Tambería, Guanchín y Rodados de la Puna, y se ubican estratigráficamente las edades U/Pb propias y de terceros (Carrapa et al. 2015, Safipour et al. 2015, Schoenbohm et al. 2015); b) Edades máximas de deposición calculadas para la Formación Tambería y Rodados de la Puna. Los puntos rellenos indican las edades consideradas para el cálculo. Las incertezas son 2σ .

de sistemas fluviales multicanalizados predominantemente arenosos, en menor medida conglomerádicos, con desarrollo de planicies de inundación areno-pelíticas, similares a los sistemas fluviales anastomosados descritos por Miall (1996).

El análisis de circones detríticos para el techo de este miembro arroja una edad máxima de depositación de 7.73 ± 0.23 Ma (Mioceno superior, Deri et al. 2019a, Fig. 4a y b). Este valor es cercano a la edad U/Pb de 8.2 ± 0.33 Ma obtenidas por Carrapa et al. (2008) para un nivel de toba ubicado en el tope del miembro medio, y mayor a los 6.2 ± 0.3 Ma definidos por Safipour et al. (2015) para otro nivel de tobas ubicado en el tope de la formación (Fig. 4a).

Formación Guanchín

Las rocas que conforman la Formación Guanchín (Turner 1967) fueron incluidas en los Estratos Araucanenses por Penck (1920), quien los separó de los Estratos Calchaquenses a partir de un nivel de tobas de un par de metros de espesor. Este límite fue imposible de establecer por González Bonorino (1972), quien utilizó a tal efecto una unidad integrada por brechas volcánicas. La Formación Guanchín se dispone de manera concordante sobre la Formación Tambería en el Bolsón de Fiambalá a lo largo de la RN 60, aunque este contacto también ha sido descrito como discordante por Penck (1920) y Bodenbender (1924). En el río de la Tambería, 50 km al SO del área de estudio, Turner (1967) describió cuatro miembros informales. El primero de ellos conformado por areniscas finas a medianas color gris pardo y amarillentas, y areniscas tobáceas que hacia el techo se hacen dominantes. El segundo miembro está compuesto por areniscas muy finas, en parte tobáceas, de color verdoso azulado de hasta 1 m de espesor, con intercalaciones centimétricas de arcillitas. El tercero está formado por areniscas tobáceas y de grano fino a mediano color gris, que pasan gradualmente al cuarto miembro, conformado enteramente por ortoconglomerados.

La Formación Guanchín tiene un espesor mínimo de 2230 m y se caracteriza por recurrentes niveles de tobas de gran continuidad lateral. Se compone principalmente de areniscas medianas a gruesas de color ocre a gris, con delgadas intercalaciones de pelitas, y de conglomerados polimícticos medianos a finos grisáceos que se hacen más abundantes hacia el tope de la unidad (Fig. 3d).

De esta manera, la tendencia grano-creciente que presenta la Formación Guanchín permite definir dos miembros mapeables con características litológicas distintas, que incluyen los cuatro miembros observados por Turner (1967).

Miembro inferior: tiene un espesor mínimo de 1060 m, y dominan las areniscas ocre altamente friables, que generan

un paisaje de huayquerías o badlands. Incluye los miembros 1 a 3 de Turner (1967) (Fig. 2) y se encuentra en contacto transicional sobre el miembro superior de la Formación Tambería, de cual se distingue por la aparición de diversos niveles de tobas y areniscas tobáceas, que se vuelven progresivamente más abundantes. Se lo puede reconocer en el área de la cuesta Loro Huasi (Fig. 1c), donde aflora la sección basal de este miembro. Está conformado por areniscas medianas ocre macizas y laminadas dispuestas en cuerpos lentiformes de hasta 2 m de espesor, y otras tabulares a mantiformes de hasta 30 cm de espesor, en las que se han encontrado restos de troncos silicificados, que Penck (1920) definió correspondientes a una especie no determinable del género *Pityoxylon*. Los abundantes niveles de tobas y areniscas tobáceas presentan arreglos y estructuras sedimentarias idénticas a las areniscas antes descritas, e intercalan delgados niveles de pelitas marrones macizas de espesor centimétrico, y escasos bancos de conglomerados. Debido a que esta sección inferior se encuentra intensamente plegada, solamente se pudo estimar el espesor mínimo de este miembro. La sección superior se reconoce en el flanco oriental del Filo del Calvario (Fig. 1c), donde continúan siendo abundantes las areniscas de color ocre, en particular aquellas de espesor decimétrico, macizas y laminadas, y, en menor medida, con estructuras de deformación sinsedimentaria. Las areniscas en bancos lenticulares en esta sección adquieren un color gris, y presentan ocasionalmente estratificación entrecruzada de pequeña a mediana escala (Fig. 4a). Al igual que en la sección observada en la zona de cuesta Loro Huasi, continúan intercalando diversos niveles de tobas y areniscas tobáceas (Fig. 3d). Los paleoambientes depositacionales interpretados para estas rocas son diversos, pero todos correspondientes a sistemas fluviales arenosos pobremente canalizados, contemporáneos con reiterados eventos eruptivos aledaños a la zona.

Villeneuve (1999) y Rubiolo (2000) mediante edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 4.50 ± 0.15 Ma le asignaron una edad pliocena inferior. Una edad similar fue definida por Safipour et al. (2015), quienes a partir de dataciones U/Pb en circones detríticos de una muestra que correspondería a la base de la Formación Guanchín, calcularon una edad máxima de depositación de 5 ± 2 Ma (Fig. 4a). Al norte de las secciones aquí estudiadas, en cercanías de la localidad de Palo Blanco (Fig. 1b), Carrapa et al. (2008) obtuvieron una edad de U/Pb 5.91 ± 0.14 Ma para un nivel de cenizas volcánicas ubicado en la base de la Formación Guanchín, mientras que en la zona analizada en este trabajo, estos mismos autores obtuvieron edades 5.23 ± 0.30 Ma y 5.51 ± 0.14 Ma para niveles de tobas ubicados en posiciones intermedias (Fig. 4a).

Miembro superior: esta unidad tiene un espesor de 1170 m, y presenta una tendencia general grano-decreciente. Incluye el cuarto y último miembro descrito por Turner (1967) (Fig. 2), y se diferencia del miembro inferior definido en este trabajo porque presenta escasos niveles de tobas, y por la presencia de cuerpos lentiformes de espesor métrico de ortoconglomerados polimícticos grises macizos, con estratificación horizontal, y, en menor medida, con estratificación entrecruzada (Fig. 3e). Los clastos son redondeados a subredondeados, y se componen principalmente de fragmentos de metamorfitas, menor proporción de vulcanitas mesosilíceas y granitoides, y escasas metasedimentitas, dacitas y riolitas. Estos conglomerados se intercalan entre bancos lenticulares a lentiformes centimétricos de areniscas gruesas a conglomerádicas macizas y laminadas, también de color gris principalmente, separados por múltiples superficies internas de reactivación con diferentes grados de erosión (Fig. 3e y 4a). Entre estos cuerpos se pueden encontrar delgados bancos de areniscas muy finas y pelitas de color ocre de poca continuidad lateral, y que ocasionalmente solo quedan preservadas como intraclastos. Esta sucesión es interpretada como depósitos de sistemas fluviales entrelazados de régimen permanente, con desarrollo de canales arenosos y areno-conglomerádicos (Miall 1996). El contacto con la suprayacente Formación Rodados de la Puna es por medio de una discordancia erosiva (Fig. 4a), aunque Carrapa et al. (2008) también han observado un pasaje transicional.

Tabbutt et al. (1987) presentaron las primeras edades absolutas para la Formación Guanchín de niveles estratigráficos poco definidos que posiblemente corresponden a este miembro (Carrapa et al. 2008). Estas edades fueron obtenidas a partir de trazas de fisión en circones por lo cual reflejarían edades de enfriamiento más que de depositación. Schoenbohm et al. (2015) obtuvieron, en cercanías a la localidad de Palo Blanco, al norte del área de estudio (Fig. 1b), una edad absoluta por el método U/Pb de 4.08 ± 0.10 Ma.

Formación Rodados de la Puna

Penck (1920) y Bodenbender (1924) denominaron Punaschotter (Rodados de la Puna) a esta unidad litológica, que consideraron como la parte superior de lo que se denomina "Estratos de la Puna". Su espesor en el área de estudio varía entre los 50 y 200 m (Rubiolo et al. 2003), e incluso se ha estimado que llega a los 600 m (Carrapa et al. 2008). A lo largo de la RN 60 entre Fiambalá y Las Angosturas, se han encontrado diversos afloramientos. El más potente se ubica en las inmediaciones de Guanchincito (Fig. 1c), con un espesor de hasta 105 metros. También se han observado afloramientos

aislados sobre la RP 34, a la altura del Zanjón de Apocango y Medanitos (Fig. 1c).

La Formación Rodados de la Puna (Penck 1920) cubre en discordancia a las unidades cenozoicas más antiguas (Rubiolo et al. 2003), aunque McPherson (2008) y Carrapa et al. (2008) observaron un contacto transicional con la subyacente Formación Guanchín. A su vez, los depósitos de esta unidad se los puede encontrar suavemente plegados y/o inclinados tectónicamente. Cuando su buzamiento es bajo puede resultar complejo diferenciarlos de los depósitos aluviales pedemontanos antiguos y modernos.

En la sección analizada, la Formación Rodados de la Puna se dispone en discordancia erosiva sobre la subyacente Formación Guanchín, y consiste en conglomerados medianos a gruesos (Fig. 4a) pobremente consolidados, principalmente clasto-soportados aunque localmente matriz-soportados, con una matriz areno-limosa de color pardo. Los conglomerados son moderada a pobremente seleccionados, presentan clastos y bloques angulosos cuyo tamaño varía desde 5 hasta 50 cm (Fig. 3f), principalmente de vulcanitas mesosilíceas, con proporciones menores de granitoides, y en menor medida, vulcanitas ácidas y areniscas rojas y moradas. Componentes modales principales similares fueron determinados por Carrapa et al. (2006, 2008). Se disponen en litosomas tabulares a lentiformes de 60 a 90 cm de espesor y base generalmente plana, en ocasiones erosivas. Suelen tener estratificación horizontal o ser macizos, aunque es posible encontrar clastos imbricados y gradación normal. Intercalados entre estos conglomerados se encuentran delgados bancos lentiformes de areniscas de color ocre, macizas, con clastos tamaño grava dispersos (Fig. 3f), que aumentan su frecuencia en los afloramientos ubicados hacia el este. En este sentido, en las exposiciones más orientales, en las cercanías de la localidad de Saujil sobre la RP 34, se encuentran niveles limo-arcillosos blanquecinos. En menor medida se observan delgados niveles de areniscas guijarrosas tobáceas, y de tobas que según Carrapa et al. (2008) pueden llegar a tener hasta 2 m de espesor. En función de todo lo mencionado, se los interpreta como depósitos correspondientes a un abanico o bajada aluvial dominada por flujos fluidos (Nemec y Postma 1993, Blair 1999, Arzani 2005, Mather y Hartley 2005, Blair y McPherson 2009). Esta interpretación se apoya que en cercanías al área de estudio la Formación Rodados de la Puna y sus equivalentes estratigráficos son considerados como parte de un ambiente de piedemonte (Muruaga 2001, Rubiolo et al. 2003, Bonini et al. 2017, Limarino et al. 2017).

Las primeras edades para la Formación Rodados de la Puna fueron aportadas por Carrapa et al. (2008), a partir de

dataciones U/Pb en circones de distintos niveles de tobas en el área de este estudio, que arrojaron valores de 3.69 ± 0.06 Ma, 3.74 ± 0.05 Ma, y 3.77 ± 0.05 Ma (Fig. 4a). En cercanías de la localidad de Palo Blanco (Fig. 1c), al norte de las secciones aquí estudiadas, los mismos autores obtuvieron una edad de 3.05 ± 0.44 Ma. Más tarde nuevos datos cronoestratigráficos fueron aportados por Schoenbohm et al. (2015), quienes tratando de definir la edad del contacto entre esta unidad y la subyacente Formación Guanchín obtuvieron edades U/Pb en circones de tobas ubicadas en la base de la Formación Rodados de la Puna. Una de las edades obtenidas en la misma sección del río Guanchín analizada en este trabajo es de 3.90 ± 0.06 Ma (Fig. 4a). El resto de ellas corresponden a una transecta N-S a lo largo de la sierra de Las Planchadas, hasta más allá de la localidad de Palo Blanco (Fig. 1c), en cercanías a la quebrada de acceso a la localidad de Las Papas. Las edades obtenidas fueron de 3.66 ± 0.06 Ma, 3.99 ± 0.06 Ma, 4.12 ± 0.04 Ma, 3.93 ± 0.05 Ma y 4.11 ± 0.05 Ma lo que permite establecer una edad pliocena para la unidad (Schoenbohm et al. 2015). Safipour et al. (2015) sumaron nuevas edades U/Pb, pero en esta ocasión de circones detríticos utilizados para estudios de procedencia que les permitieron estimar una edad máxima de depositación de 4.3 ± 1.1 Ma (Plioceno) (Fig. 4a). Mediante este mismo método para este trabajo se obtuvo una edad de máxima depositación de 1.79 ± 0.12 Ma (Pleistoceno temprano), en una muestra posicionada 120 m por encima del contacto con la Formación Guanchín (Fig. 4a y b).

SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA Y CORRELACIÓN REGIONAL

A partir de las observaciones realizadas y considerando que las edades máximas de sedimentación no indican la edad de depositación, sino que la misma debió ocurrir con posterioridad, se puede establecer que su depositación habría comenzado luego del límite Oligoceno – Mioceno, en función de la edad de 23 ± 1 Ma obtenida para la base de dicha unidad (Fig. 4). Esto es consistente con la edad máxima de depositación de 23.9 ± 1 obtenida por Safipour et al. (2015), que perdería relevancia ya que la nueva edad informada es más joven y se encuentra en una posición estratigráfica inferior; y con la edad de 16.2 ± 4.6 Ma, ya que es razonable que al ascender estratigráficamente este tipo de edades se hagan más jóvenes (Fig. 4a). De este modo es probable que en la región también exista registro sedimentario del Mioceno inferior a medio, al igual que ocurre en la región del Famatina Central (Fig. 5). Esto sugiere una historia sedimentaria más

antigua a la definida hasta el momento, ya que la edad U/Pb de circones detríticos con la que se contaba para el miembro inferior de la Formación Tambería solo se usó para concluir que de forma simultánea con la depositación ocurrían episodios volcánicos (Safipour et al. 2015).

La Formación Tambería se puede subdividir en tres miembros informales. El miembro basal está conformado por depósitos principalmente de origen eólico y fluvial efímero, que sugieren condiciones climáticas áridas, y que en función de su posición estratigráfica, edad máxima de depositación y litología, pueden correlacionarse con los de la Formación Vallecito (Fig. 5) en las cuencas de La Troya (Tripaldi y Limarino 2005) y Vinchina (Ciccioli et al. 2010, 2013, 2014, Collo et al. 2017, Fosdick et al. 2017, Limarino et al. 2017) al sur del área de este estudio, en la provincia de La Rioja. Las condiciones ambientales mejoraron luego de los ~ 16 Ma, durante la depositación del miembro medio, y se desarrollaron sistemas fluviales que no se correlacionarían con los de la Formación Toro Negro, como fue planteado por Stevens Goddard y Carrapa (2017), sino con la subyacente Formación Vinchina, en las cuencas de La Troya y Vinchina (Tedesco 2007, Ciccioli 2008, Dávila et al. 2008, Ciccioli et al. 2014, Collo et al. 2017, Limarino et al. 2017) (Fig. 5). Si bien todos sus miembros se habrían depositado en condiciones dominante de alta subsidencia y bajo relieve relativo, los sistemas fluviales de mayor tamaño de grano del miembro medio evidenciarían una mayor proximidad con las áreas fuentes. También cabe destacar que de acuerdo con la edad máxima de depositación de la Formación Tambería, la misma sería equivalente cronoestratigráficamente a los estratos del Mioceno inferior a medio que afloran en la región del Famatina Central (Dávila y Astini 2007), como lo son las Formaciones Del Crestón (Mioceno inferior), Del Abra (Mioceno inferior medio), Del Buey (Mioceno medio), y Santo Domingo (Mioceno medio) (Fig. 5).

Por su parte, la Formación Guanchín habría comenzado a depositarse a los ~ 6 Ma (Fig. 4), durante el Messiniano (Mioceno tardío), y en ella se pueden reconocer dos miembros: uno basal, predominantemente arenoso con abundantes intercalaciones de tobas y areniscas tobáceas, que evidencian una sedimentación contemporánea con reiterados eventos eruptivos; y otro superior areno – conglomerádico (Fig. 4a). Estos depósitos en función de su posición estratigráfica y edad pueden correlacionarse con la Formación Toro Negro en la Cuenca de Vinchina (Ciccioli et al. 2005, Amidon et al. 2016, Collo et al. 2017, Stevens Goddard y Carrapa 2017, Ciccioli et al. 2018, 2020), y con la Formación El Durazno en la región del Famatina Central (Dávila y Astini 2007) (Fig. 5).

Por encima, en discordancia erosiva sobre las formacio-

nes antes mencionadas se desarrolla la Formación Rodados de la Puna, cuyos depósitos fueron interpretados correspondientes a abanicos aluviales en los cuales dominaron los procesos fluviales respecto a la remoción en masa, tal cual ocurre con los niveles de bajada más actuales (Rubiolo et al. 2003). Carrapa et al. (2008) definieron en las inmediaciones del Cerro Torres (Fig. 1), donde el contacto con la subyacente Formación Guanchín sería del tipo transicional, que la Formación Rodados de la Puna tendría una edad entre 5.2 y 3.7 Ma. Safipour et al. (2015) definieron que la sedimentación habría comenzado a los 3.9 ± 0.06 Ma. No obstante, por su posición geográfica, aunque imprecisa, y el tipo de contacto que describen, es posible que estas edades en realidad correspondan al miembro areno-conglomerádico de la Formación Guanchín (miembro superior) (Fig. 4a). De ser así, esto refuerza la importancia de establecer un ordenamiento estratigráfico claro en la región. Lo mismo se deduce de aquellas muestras cuya posición geográfica coincide con las mapeadas como el miembro inferior de la Formación Guanchín, pero que en las secciones estratigráficas esquemáticas son ubicadas en posiciones intermedias a superiores (ver Carrapa et al. 2008, Safipour et al. 2015, Schoenbohm et al. 2015). En función de todo lo mencionado, y considerando la nueva edad máxima de depositación de 1.79 ± 0.12 Ma, obtenida en la base de la unidad, cerca del contacto erosivo entre esta formación y la subyacente Formación Guanchín, y que esta última se extendería más allá de los ~ 3.70 Ma (Fig. 4) porque parte del registro fue erosionado, la Formación Rodados de la Puna posiblemente habría comenzado a depositarse a partir del Pleistoceno, como ya fuese planteado por Turner (1967) (Fig. 2). De esta manera, la edad presentada en este trabajo y la posición estratigráfica de la Formación Rodados de la Puna, permiten correlacionarla con las Formaciones El Corral en la Cuenca de La Troya - Vinchina (Tedesco et al. 2013, Limarino et al. 2017) y Santa Florentina en el Famatina Central (Dávila y Astini 2007) (Fig. 5).

CONCLUSIONES

En base al mapeo y estudio detallado de la estratigrafía neógena del Bolsón de Fiambalá entre la localidad homónima al este y Las Angosturas al oeste, se establece un nuevo esquema estratigráfico y una posible correlación a escala regional. La sedimentación de la Formación Tambería en la cuenca de Fiambalá comenzó luego de los ~ 23 Ma, lo que permitiría extender la edad de la cuenca más allá de los 9 Ma obtenidos por paleomagnetismo por Reynolds (1987), edad más antigua

conocida para la cuenca (Carrapa et al. 2008, Safipour et al. 2008, Stevens Goddard y Carrapa, 2017). La Formación Tambería, puede dividirse en tres miembros informales. El miembro inferior es predominantemente arenoso con intercalaciones menores de conglomerados y pelitas, depositados en sistemas de interacción fluvio-eólica que aumentaron su canalización y dieron lugar a sistemas fluviales multicanalizados de baja sinuosidad separados por planicies con dunas eólicas. Luego de los ~ 16 Ma las condiciones climáticas mejoraron, y se depositaron los miembros medio y superior de la Formación Tambería. El miembro medio es conglomerádico y se interpreta como un sistema fluvial con canales multiepisódicos de baja migración lateral, asimilable a los sistemas fluviales entrelazados. El miembro superior consiste en proporciones variables de depósitos areno-conglomerádicos y pelíticos que se acumularon desde los ~ 8.2 Ma mayormente por sistemas fluviales multicanalizados predominantemente arenosos, en menor medida conglomerádicos, con desarrollo de planicies de inundación areno-pelíticas, similares a los sistemas fluviales anastomosados. La sección basal de la Formación Tambería se correlaciona con la sedimentitas eólicas de la Formación Vallecito y equivalentes, que marcan en general el inicio de la sedimentación terciaria de las cuencas andinas en la región, mientras que el resto de la formación se puede correlacionar con la Formación Vinchina, y con las Formaciones Del Crestón, Del Abra, Del Buey y Santo Domingo. A los ~ 6 Ma comenzó la depositación de la Formación Guanchín, marcada por el inicio de un intenso vulcanismo en la zona, registrado por frecuentes niveles de tobas que intercalan entre las areniscas que conforma en miembro inferior de esta formación. La sedimentación ocurrió en sistemas fluviales arenosos, en su mayoría pobremente canalizados. El miembro superior de la

Edad	Cuenca de Fiambalá (Este trabajo)	Cuenca de Vinchina (Limarino et al. 2017)	Famatina Central (Dávila y Astini 2007)
Pleistoceno	Fm. Rodados de la Puna	Fm. El Corral	Fm. Santa Florentina
Plioceno	Fm. Guanchín	Fm. Toro Negro	Fm. El Durazno
Mioceno	Fm. Tambería	Fm. Vinchina	Fm. Santo Domingo
			Fm. Del Buey
			Fm. Del Abra
			Fm. Del Crestón
Oligoceno		Fm. Vallecito	

Figura 5. Correlación regional entre las unidades cenozoicas del Bolsón de Fiambalá, la Cuenca de Vinchina (Limarino et al. 2017) y del Famatina Central (Dávila y Astini 2007).

Formación Guanchín es areno-conglomerádico y no presenta frecuentes niveles de tobas, y representa el desarrollo de sistemas fluviales multicanalizados de régimen permanente, con desarrollo de canales arenosos y areno-conglomerádicos. La Formación Guanchín se puede correlacionar con las formaciones Toro Negro y El Durazno. El inicio de la deposición de la Formación Rodados de la Puna habría ocurrido después de los ~3.7, probablemente a los ~1.8 Ma (Pleistoceno). La unidad consiste en una sucesión de conglomerados polimícticos clasto-sostenidos depositados como abanicos o bajada aluvial dominada por flujos fluidos. A partir de su posición estratigráfica y edad máxima de depositación en la zona de estudio, la Formación Rodados de la Puna se puede correlacionar con las Formaciones El Corral y Santa Florentina.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el marco de los proyectos de investigación PICT 2015-2239, PICT 2018-01710, PICT 2019-01723 de la ANPCyT y PIP 262 de CONICET. Los autores agradecen los comentarios y correcciones realizadas por la Dra. Claudia Galli, el Dr. Ricardo Astini, un revisor anónimo, y al editor Diego Kietzmann, que han permitido mejorar sustancialmente el manuscrito.

REFERENCIAS

- Amidon, W.H., Ciccioioli, P.L., Marensi, S.A., Limarino, C.O., Fisher, G.B., Burbank, D.W. y Kylander-Clark, A. 2016. U-Pb ages of detrital and volcanic zircons of the Toro Negro Formation, northwestern Argentina: Age, provenance and sedimentation rates. *Journal of South American Earth Sciences* 70: 237-250.
- Arzani, N. 2005. The fluvial megafan of Abarkoh Basin (Central Iran): an example of flash-flood sedimentation in arid lands. En: Harvey, A.M., Mather, A.E. y Stokes, M. (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, Special Publications 251: 169-186, London.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Aleinikoff, J. N., Valley, J. W., Mundil, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S. y Foudoulis, C. 2004. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology* 205: 115-140.
- Blair, T.C. 1999. Cause of dominance by sheetflood v. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology* 46: 1015-1028.
- Blair, T. C. y McPherson, J. G. 2009. Processes and forms of alluvial fans. En: Parsons, A. y Abrahams, A. (eds.), *Geomorphology of desert environments*. Springer, 413-467, Dordrecht.
- Bodenbender, G. 1924. El Calchaqueño y los Estratos de la Puna de Penck. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín* 27: 405-468.
- Bonini, R. A., Georgieff, S. M. y Candela, A. M. 2017. Stratigraphy, geochronology, and paleoenvironments of Miocene-Pliocene boundary of San Fernando, Belén (Catamarca, northwest of Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 79: 459-471.
- Carrapa, B., Sobel, E. y Strecker, M.R. 2006. Cenozoic orogenic growth in the Central Andes: Evidence from rock provenance and apatite fission track thermochronology along the southernmost Puna Plateau margin (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters* 247: 82-100.
- Carrapa, B., Hauer, J., Schoenbohm, L., Strecker, M.R., Schmitt, A.K., Villanueva, A. y Gómez, J.S. 2008. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambalá basin, NW Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 120: 1518-1543.
- Ciccioioli, P.L. 2008. Evolución paleoambiental, estratigrafía y petrología sedimentaria de la Formación Toro Negro, Sierras Pampeanas Noroccidentales, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 336 p., Buenos Aires.
- Ciccioioli, P.L., Limarino, C.O. y Marensi, S.A. 2005. Nuevas edades radiométricas para la Formación Toro Negro en la Sierra de los Colorados, Sierras Pampeanas Noroccidentales, prov. La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 251-254.
- Ciccioioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M. y Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de La Cuenca de Vinchina, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Noroeste de La Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 146-155.
- Ciccioioli, P.L., O'Connell, M. G., Limarino, C.O. y Marensi, S.A. 2013. La sucesión terciaria de la quebrada de Los Pozuelos (Cuenca de Vinchina): su importancia estratigráfica y paleogeográfica para el antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 451-464.
- Ciccioioli, P.L., Limarino, C.O., Friedman, R. y Marensi, S.A. 2014. New high precision UPb ages for the Vinchina Formation: Implications for the stratigraphy of the Bermejo Andean Foreland Basin (La Rioja Province, Western Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 56: 200-213.
- Ciccioioli, P.L., Marensi, S.A., Amidon, W.H., Limarino, C.O. y Kylander-Clark, A. 2018. Alluvial to lacustrine sedimentation in an endorheic basin during the Mio-Pliocene: the Toro Negro Formation, Central Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 84: 69-87.
- Ciccioioli, P. L., Ré, G. H., Amidon, W. H., Marensi, S. A. y Limarino, C. O. 2020. Cronología depositacional del miembro inferior de la Formación Toro Negro (Mio-plioceno), antepaís andino, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77: 475-489.
- Collo, G., Dávila, F.M., Teixeira, W., Nóbile, J.C., Sant' Anna, L.G. y Carter, A. 2017. Isotopic and thermochronologic evidence of extremely

- cold lithosphere associated with a slab flattening in the Central Andes of Argentina. *Basin Research* 29: 16-40.
- Dalrymple, M., Prosser, J. y Williams, B. 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Staffjord Formation (United Kingdom, Northern North Sea). En *Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks*, SEPM Special Publication 59: 65-81
- Dávila, F.M. 2010. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: an integrated study of the Neogene Fiambalá Basin, NW Argentina: comment and discussion. *Geological Society of America, Bulletin* 122: 946-949.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2007. Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina belt): implications for Central Andean foreland development. *Geological Society of America, Bulletin* 119: 609-622.
- Dávila, F.M., Collo, G., Nobile, J., Astini, R.A. y Gehrels, G. 2008. U-Pb detrital ages on a tuffaceous sandstone sheet in the Vinchina Formation, La Rioja: deposition and exhumation implications. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 95-96, Jujuy.
- Deri, M., Ciccioli, P. y Marensi, S. 2018. Depósitos de interacción fluvio-eólica de la Formación Tambería, cuenca de Fiambalá (Catamarca). 16° Reunión Argentina de Sedimentología; Actas: 107, Río Negro.
- Deri, M., Ciccioli, P., Amidon W. y Marensi, S. 2019a. Estratigrafía y edad máxima de depositación de la Formación Tambería en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca. 5° Simposio del Mioceno – Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Actas: 53-56, Jujuy.
- Deri, M., Ciccioli, P., Amidon W. y Marensi, S. 2019b. Procedencia a partir de edades U-Pb y conteos de conglomerados de la Formación Tambería, Bolsón de Fiambalá, Catamarca. 5° Simposio del Mioceno – Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Actas: 75-78, Jujuy.
- Dickinson, W. R. y Gehrels, G. E. 2009. U-Pb ages of detrital zircons in Jurassic eolian and associated sandstones of the Colorado Plateau: Evidence for transcontinental dispersal and intraregional recycling of sediment. *Geological Society of America Bulletin* 121(3-4): 408-433.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society* 129(2): 93-131.
- Fosdick, J. C., Reat, E. J., Carrapa, B., Ortiz, G. y Alvarado, P. M. 2017. Retroarc basin reorganization and aridification during Paleogene uplift of the southern central Andes, *Tectonics* 36: 493-514.
- González Bonorino, F. 1972. Descripción geológica de la hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 127, 73 p., Buenos Aires.
- Gehrels, G. E., Blakey, R., Karlstrom, K. E., Timmons, J. M., Dickinson, B. y Pecha, M. 2011. Detrital zircon U-Pb geochronology of Paleozoic strata in the Grand Canyon, Arizona. *Lithosphere*, 3, pp. 183-200.
- Horstwood, M.S.A., Kosler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Slyvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J. y Schoene, B. 2015. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-) Pb geochronology – Uncertainty propagation, age interpretation, and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40(3): 311-332.
- Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. y Ramos, V.A. 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 587-606, Buenos Aires.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins- En: Busby, C. y Ingersoll, R. (eds.) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Scientific Publications: 331-362, Cambridge.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A. y Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Bulletin of the Geological Society of America* 94: 341-61
- Limarino, C.O., Marensi, S.A., Ciccioli, P.L. y Tedesco, A.M. 2017. Estratigrafía cenozoica de las cuencas de antepaís de las Sierras Pampeanas Noroccidentales y Precordillera de La Rioja. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA*. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 269-290, Tucumán.
- Ludwig, K.R. 2012. Isoplot: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5, University of California at Berkeley. http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot/Isoplot3_75-4_15 manual.pdf.
- Mather, A. E. y Hartley, A. 2005. Flow events on a hyper-arid alluvial fan: Quebrada Tambores, Salar de Atacama, northern Chile. En: Harvey, A.M., Mather, A.E. y Stokes, M. (eds) *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, Special Publications 251: 9-24, London.
- McPherson, H. M. 2008. Climate and tectonic controls on sedimentation and deformation in the Fiambalá Basin of the southern Puna Plateau, Northwest Argentina. Ph. D Thesis, The Ohio State University (inédito), 91 p., Ohio.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer: 582 p., Berlin.
- Mon, R. 1993. Influencia de la orogénesis oclóyica (Ordovícico-Silúrico) en la segmentación andina en el noroeste argentino. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 65-71.
- Muruaga, C. 2001. Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroccidental de la Puna, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 8: 27-50.
- Nemec, W. y Postma, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. En: Marzo, M. y Puigdefábregas, C. (eds.), *Alluvial sedimentation*. International

- Association of Sedimentologists, Special Publication 17: 235-276, Oxford.
- Penck, W. 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentinien): Leipzig, Germany, Abhandlungen Mathematisch-Physikalische Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften 37, 420 p.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean Flat-Slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, Special Publications* 327: 31-54.
- Reynolds, J.H. 1987. Chronology of Neogene Tectonics in Western Argentina (27°-33°S) Based on the Magnetic Polarity Stratigraphy of Foreland Basin Sediments. Ph.D. thesis, Cornell University (inédito), 353 p., New York.
- Reynolds, J.H. 1990. Magnetoestratigrafía de dos perfiles neógenos: Sierras Pampeanas del noroeste. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 271-274; San Juan.
- Rubiolo, D.G. 2000. Características del volcanismo cenozoico en los Andes entre 27° y 28° S (Argentina). 17° Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Band 18: 36-37, Stuttgart.
- Rubiolo, R., Martínez L. y Pereyra, F. 2003. Fiambalá 2769-IV, Provincias de Catamarca y Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 421, 77 p., Buenos Aires.
- Safipour, R., Carrapa, B., DeCelles, P. G. y Thomson, S. N. 2015. Exhumation of the Precordillera and northern Sierras Pampeanas and along-strike correlation of the Andean orogenic front, northwestern Argentina. En: DeCelles, P. G., Ducea, M.N., Carrapa, B. y Kapp, P.A. (eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, Memoirs 212: 181-199, Colorado.
- Slama, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. y Whitehouse, M.J. 2008. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1-2): 1-35.
- Schoenbohm, L.M., Carrapa, B., McPherson, H.M., Pratt, J.R., Reyes-Bywater, S. y Mortimer, E. 2015. Climate and tectonics along the southern margin of the Puna Plateau, NW Argentina: origin of the late Cenozoic Puna Schotter conglomerates. En: DeCelles, P. G., Ducea, M.N., Carrapa, B. y Kapp, P.A. (eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, Memoir 212: 251-260, Colorado.
- Stacey, J.S. y Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26: 207-221.
- Stevens Goddard, A.L. y Carrapa, B., 2017. Using basin thermal history to evaluate the role of Miocene-Pliocene flat-slab subduction in the southern Central Andes (27° S-30° S). *Basin Research* 30: 564-585.
- Tabbutt, K; C.W., Naeser, C.W., Jordan, T.E. y Cervený, P.F. 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas Mio-Pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera de Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 222-224, Tucumán.
- Tedesco, A.M. 2007. Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca de La Troya (Paleógeno y Neógeno, Precordillera de La Rioja). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 303 p., Buenos Aires.
- Tedesco, A.M., Limarino, C.O., Tripaldi, A. y Suriano, J. 2013. Dinámica de la acumulación sedimentaria de los depósitos de cima de cuña (wedge top deposits) de la Formación El Corral, provincia de La Rioja, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30: 552-568.
- Tripaldi, A. y Limarino, C. O. 2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 19: 343-357.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja). *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín* 42: 77-126.
- Turner, J.C.M. 1967. Descripción geológica de la hoja Chaschuil, 13b. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, Buenos Aires.
- Villeneuve, M. 1999. Progress Report on 40Ar/39Ar and U/Pb Geochronology. Multinational Andean Project (April 1999), GSC e IGRM, SEGEMAR (inédito).
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., y Spiegel, W. 1995 Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and Re analyses. *Geostandards Newsletter* 19: 1-23.