

Inferencias paleoclimáticas para el Mioceno tardío en la cuenca de Angastaco basadas en el análisis fisionómico foliar: Formación Palo Pintado, Salta, Argentina

***Juan M. Robledo^{1,2}, Maricel Y. Horn¹, Claudia I. Galli^{3,4}, Luisa M. Anzótegui¹**

¹ Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CECOAL), CONICET, Ruta 5, km 2,5, Casilla correo 291, 3400, Corrientes, Argentina. manuelrobledo@conicet.gov.ar; yaninamaricelh@gmail.com; luisaanzotegui@yahoo.com.ar.

² Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, Universidad Nacional del Nordeste (FaCENA-UNNE), Av. Libertad 5470, 3400, Corrientes, Argentina.

³ INECO-Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Argentina.

⁴ INECO-CONICET, Instituto de Geología y Minería, S.S. de Jujuy, Universidad Nacional de Salta, Argentina. cgalli1801@gmail.com.

* Autor de correspondencia: manuelrobledo@conicet.gov.ar

RESUMEN. Las rocas sedimentarias continentales que constituyen la Formación Palo Pintado, de edad del Mioceno tardío, afloran en la provincia de Salta y suscitan un gran interés paleoclimático, dadas las condiciones ambientales reinantes durante ese intervalo geocronológico. Los registros geológicos y paleobotánicos sugieren que durante la acumulación de las rocas sedimentarias de la Formación Palo Pintado (cuenca de Angastaco) habrían existido condiciones más húmedas en comparación a las de otras formaciones cercanas y coetáneas, por ejemplo, la Aloformación Playa del Zorro y la Formación Chiquimil (Mioceno tardío, provincias de Catamarca y Tucumán) y las formaciones Salicas y Toro Negro (Mioceno tardío, provincia de La Rioja). En este estudio se analizaron el margen y el área foliar de las hojas fósiles contenidas en las rocas de la Formación Palo Pintado, a fin de obtener la temperatura media anual (TMA) y la precipitación media anual (PMA). Los valores resultantes fueron los siguientes: TMA=23,98 °C y PMA=330,8 mm. Estos resultados se condicen con la interpretación de diferentes autores quienes consideran que la Formación Palo Pintado se habría depositado bajo un ambiente relativamente húmedo, posiblemente como consecuencia de las lluvias caídas localmente en la región de la cuenca de Angastaco.

Palabras clave: Neógeno, Paleoclima, Noroeste de Argentina, Mioceno tardío, Salta.

ABSTRACT. Paleoclimatic inferences for the late Miocene of the Angastaco Basin based on the foliar physiognomic analysis: Palo Pintado Formation, Salta, Argentina. The continental sedimentary rocks that constitute the Palo Pintado Formation of the late Miocene from Salta province, presents a great paleoclimatic interest due to the environmental conditions prevailing during this geochronologic interval. The geological and paleobotanical data suggest that during the sedimentary rocks accumulation of the Palo Pintado Formation (Angastaco Basin), wetter conditions would have existed comparing with other nearby and contemporary Formations, for example the Playa del Zorro Aloformation (late Miocene of Catamarca) and the Chiquimil (late Miocene of Tucumán), Salicas and the Toro Negro Formations (both from the late Miocene of La Rioja). In this study, the margin and the foliar area of the leaves contained on rocks from the Palo Pintado Formation are analyzed, in order to obtain the mean annual temperature (MAT) and the mean annual precipitation (MAP). The resulting values were: 23.98 °C and 330.8 mm. These results are coincident by the interpretation of different authors, who consider that the Palo Pintado Formation would have been deposited under a relatively humid environment, possibly as a consequence of the rains that affected locally the Angastaco basin region

Keywords: Neogene, Paleoclimate, Northwestern Argentina, Late Miocene, Salta Province.

1. Introducción

Las rocas sedimentarias de la Formación Palo Pintado (Salta, Argentina) contienen una importante diversidad de fósiles, entre los que predominan las improntas foliares y los palinomorfos (Anzótegui *et al.*, 2017). La inferencia paleoclimática, realizada a través del análisis de estos fitofósiles y de la sedimentología (Herbst *et al.*, 1987; Acevedo *et al.*, 1997; Starck y Anzótegui, 2001; Anzótegui, 2006; Galli *et al.*, 2011), señala que la deposición de las rocas de esta formación se habría desarrollado bajo un clima cálido-húmedo, semejante a las condiciones halladas actualmente en las estribaciones andinas orientales y en el “Chaco Salteño”. En esta formación se describen las siguientes paleocomunidades vegetales: dulciacuicola, palustre y bosque higrófilo (Galli *et al.*, 2011). Durante el Mioceno tardío, estas condiciones ambientales resultan atípicas para el ambiente predominante en la región y a escala global (Zachos *et al.*, 2001; Herbert *et al.*, 2016). Para esta época, se infiere un ambiente preferentemente seco que persiste desde el Mioceno temprano (Garralla *et al.*, 2016), el cual queda evidenciado en los registros paleobotánicos de la Formación Chiquimil y la Aloformación Playa del Zorro (Anzótegui, 2004; Garralla *et al.*, 2012), ambas coetáneas a la Formación Palo Pintado. Starck y Anzótegui (2001) sostienen que la Formación Palo Pintado se depositó bajo condiciones climáticas relativamente más húmedas que las del resto de la región y que este aporte de humedad facilitó el desarrollo de lagunas y pantanos (Galli *et al.*, 2010, 2011). A pesar de una variada evidencia de mayor humedad en la Formación Palo Pintado (Bywater-Reyes *et al.*, 2010; Galli *et al.*, 2011; Bona *et al.*, 2014; Anzótegui *et al.*, 2017; Robledo, 2017; Zimicz *et al.*, 2018), todavía no queda claro el o los factores que determinaron estas condiciones ambientales. No obstante, Starck y Anzótegui (2001) sugieren que los vientos húmedos provenientes del Atlántico se habrían encontrado con barreras orográficas, lo que pudo generar que estos descargaran su humedad y provocaran intensas lluvias en la región.

Por otra parte, tradicionalmente en la paleobotánica se utiliza el afín actual más cercano de una especie fósil como método para inferir los climas pasados. Sin embargo, el inconveniente que puede surgir con este método es que las asignaciones taxonómicas resulten erróneas, por lo tanto, las inferencias paleoclimáticas se alterarían (Wolfe y Hopkins,

1967; Dilcher, 1971, 1973). Debido a lo anterior, en las últimas décadas ha resurgido un método alternativo del cual se pueden obtener condiciones paleoclimáticas independientes de la taxonomía (Roth y Dilcher, 1978; Wing y Greenwood, 1993; Su *et al.*, 2010; Hinojosa *et al.*, 2011; Peppe *et al.*, 2011; Breedlovestrout *et al.*, 2013; Hernández-Villalva *et al.*, 2013; Spicer *et al.*, 2016). Este método consiste en el análisis de la fisionomía foliar, que se centra en el estudio de las características del margen y el tamaño del área foliar. Bailey y Sinnott (1916), en un trabajo pionero, proponen que la mayor proporción de hojas con margen entero se relaciona de forma positiva con la temperatura, es decir, que se hallará un mayor porcentaje de hojas con margen entero en regiones tropicales y fisiológicamente secas que en zonas templadas. De la misma forma, Raunkiaer (1934) demostró que la mayor humedad del suelo se relaciona directamente con la proporción de hojas de mayor área foliar. De este modo, concluyó que existe una correlación positiva entre el tamaño del área de la hoja y las precipitaciones.

El objetivo de este trabajo es analizar la fisionomía de las hojas fósiles procedentes de la Formación Palo Pintado (Mioceno superior), a fin de obtener la temperatura media anual (TMA) y la precipitación media anual (PMA). De esta forma se podría comprobar la hipótesis de que en la región existió un ambiente húmedo a causa de las lluvias que propiciaron la permanencia de los cuerpos de agua. Los resultados preliminares del análisis (alta proporción de hojas de margen entero y sobre todo leptófilas/micrófilas) arrojarían valores elevados de TMA y PMA, coincidentes con el clima inferido previamente a través del registro fósil y sedimentológico.

1.1. Marco geológico

La Formación Palo Pintado aflora en la provincia de Salta, entre las localidades de San Carlos y Angastaco, y está constituida por una secuencia de rocas sedimentarias de origen fluvial de ~1.200 m de espesor (Fig. 1). Yace de manera concordante sobre la Formación Angastaco (Mioceno medio) y su contacto superior es concordante con la Formación San Felipe (Plioceno). La secuencia sedimentaria granodecreciente, formada por conglomerados, areniscas y rocas pelíticas, ha sido interpretada como un sistema fluvial con depósitos desarrollados dentro del canal o intracanal y de

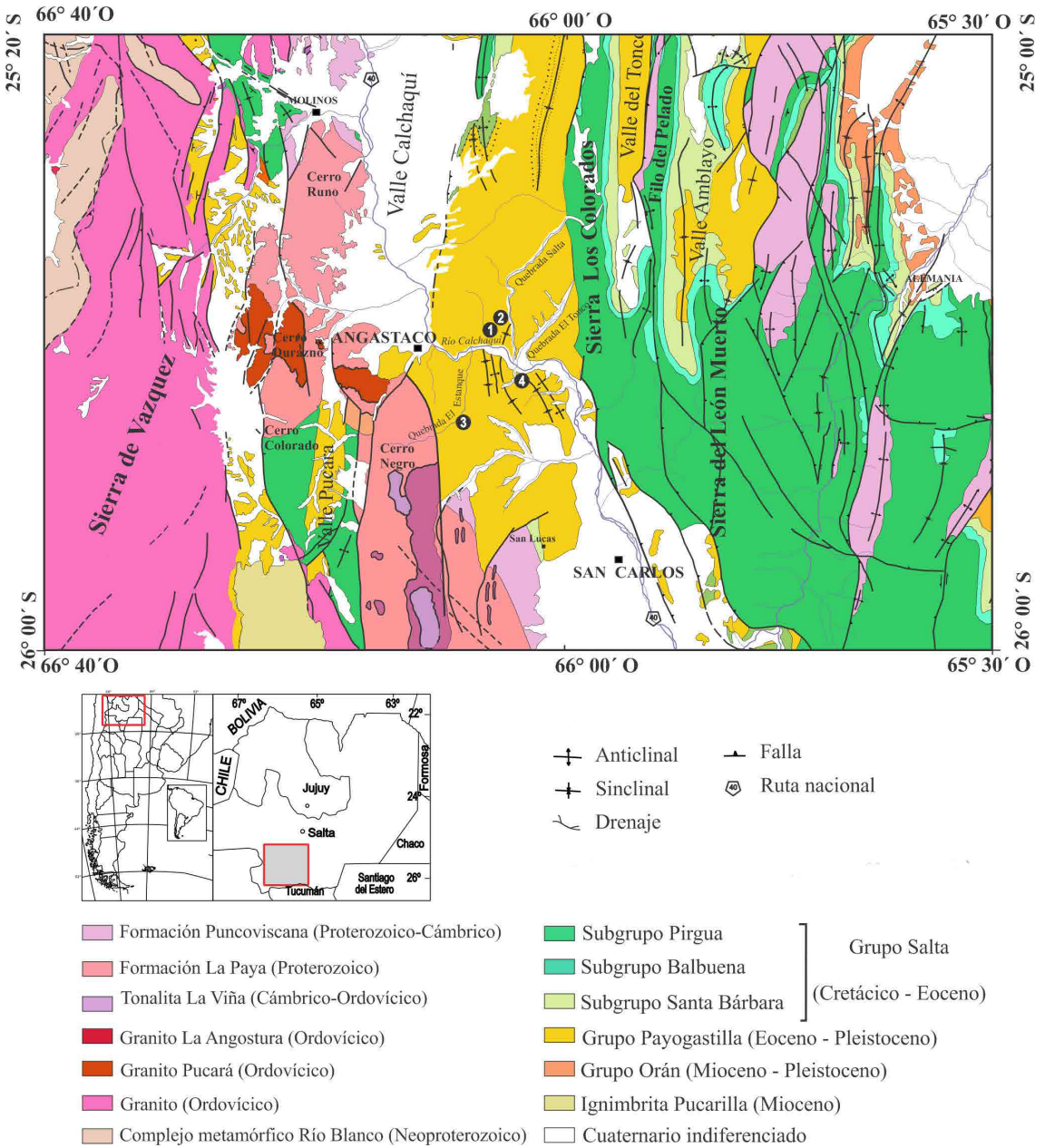


FIG. 1. Mapa geológico que señala la ubicación de las localidades donde provienen las muestras. 1. Peñas Blancas; 2. Quebrada Salta; 3. Quebrada El Estanque; 4. Quebrada del Horno. Modificado de Hong y Seggiaro (2001) y Salfity y Monaldi (2006).

overbank (Galli *et al.*, 2011). Las acumulaciones intracanal están compuestas por depósitos de barras gravosas y formas de lecho que se relacionan con barras transversas y *sand wave*. Por otro lado, los depósitos de *overbank* están representados por los siguientes elementos: **a)** barras de acreción lateral,

en donde la superposición lateral y vertical muestra repetidos procesos de erosión y acreción lateral en la llanura de inundación; **b)** canales pequeños, producto de la erosión en los bordes del canal principal durante eventos de inundación, que son asignados a *crevasse channel* y **c)** desarrollo de una amplia llanura de

inundación (Galli *et al.*, 2011). La presencia de minerales de arcilla en el subambiente de llanura de inundación, como illita, esmectita y caolinita indican que han sido generados por hidrólisis en un clima templado-húmedo (Starck y Anzótegui, 2001; Galli *et al.*, 2011, 2014a y b). La formación de estos niveles arcillosos durante la depositación de la Formación Palo Pintado, evidencia un cambio climático importante entre los 10 y 5 Ma, que no se registra en los niveles más antiguos de la misma cuenca de depósito (Galli *et al.*, 2017).

Tanto la correlación estratigráfica (Miserendino Fuentes y Díaz, 1988) como las dataciones radiométricas (Grier y Dallmeyer, 1990; Galli *et al.*, 2008; Coutand *et al.*, 2006) confieren a la Formación Palo Pintado una edad del Mioceno superior-Plioceno inferior. Galli *et al.* (2008) en niveles de tobas datados señalan una edad $10,29 \pm 0,11$ Ma (K-Ar) y para otros próximos al techo se sugiere una edad de $5,27 \pm 0,28$ Ma (U-Pb en circón) (Coutand *et al.*, 2006).

1.2. Antecedentes paleobotánicos y geológicos del área

Garralla *et al.* (2016) sostienen que durante el Mioceno-Plioceno se distinguen dos situaciones ambientales en el noroeste argentino que comprenden los afloramientos de las Formaciones Anta, San José, del Buey, Chiquimil, Playa del Zorro, pozo YPF.SE. LH.x-2 Los Horcones, Palo Pintado y Andalhuala. Por un lado, la prevalencia de condiciones secas desde el Mioceno al Plioceno, y por el otro, un mejoramiento de las condiciones climáticas, más húmedas en el momento de la depositación de las rocas pertenecientes a las formaciones San José y Palo Pintado; incluso en el caso de la última, predominan los bosques de ribera y pantanos, con escasos representantes xéricos (Starck y Anzótegui, 2001; Galli *et al.*, 2011; Anzótegui *et al.*, 2017). Además, Anzótegui (2006) y Mautino (2010) sostienen que las provincias fitogeográficas actuales del centro-norte de la Argentina (de las Yungas, Paranaense, Chaqueña, del Monte y del Espinal) y del sur de Brasil (Atlántica) no estuvieron delimitadas durante este lapso, como lo están en la actualidad. Por lo que se considera que estas paleofloras contienen antecesores de las actuales provincias fitogeográficas del norte argentino y sur brasileño con bosques en galería, sabanas arboladas o herbáceas.

Por otra parte, estudios de isótopos estables de hidrógeno, en vidrio volcánico de tobas de la

Formación Palo Pintado proporcionaron datos de precipitaciones y aridización de ella (Pingel *et al.*, 2016). La fracción de vidrio de los niveles de ceniza volcánica intercalados en la secuencia sedimentaria constituye un *proxy* ambiental que conserva una señal de la composición isotópica de hidrógeno en la precipitación antigua. Esta composición isotópica ayuda a dilucidar los procesos climáticos y tectónicos combinados, los cuales están asociados a la evolución topográfica, que en última instancia controla los patrones espaciales de la precipitación en los cinturones montañosos. Las variaciones de la composición isotópica de hidrógeno, asociadas con el cambio paleoambiental (hace aproximadamente unos 13 Ma) que significó la formación de la cuenca de Angastaco como una cuenca intermontana limitada por fallas durante el Mioceno-Plioceno tardío (Pingel *et al.*, 2016), sugieren que: **a)** las condiciones ambientales de la cuenca de Angastaco se vuelven semiáridas, propensas al calentamiento solar y ubicadas en elevaciones transicionales en el antepaís (Strecker *et al.*, 2009; Pingel *et al.*, 2016); y/o **b)** las condiciones atmosféricas no favorecieron la lluvia convectiva (Pingel *et al.*, 2016). La Formación Palo Pintado junto con la Formación San Felipe (de edad pliocena) están excepcionalmente bien expuestas (Rohrmann *et al.*, 2016) y presentan una historia estructural conocida en detalle (Carrera y Muñoz, 2008; Trimble *et al.*, 2008; Galli *et al.*, 2014a). Según Rohrmann *et al.* (2016), previo a la depositación de la Formación Palo Pintado, existían condiciones áridas en la zona, las que se tornaron más húmedas hacia el Mioceno tardío. Posteriormente se registra una nueva etapa de aridez durante el Plioceno, hace aproximadamente 3,5 Ma (Coutand *et al.*, 2006). Esto se debió al levantamiento de las sierras León Muerto y Los Colorados (Fig. 1), ubicadas al este de la cuenca de Angastaco (donde aflora la Formación Palo Pintado), las que al alcanzar los 2.000 m de altura bloquearon el 90% de la humedad que previamente arribaba desde el este hasta esta cuenca (Bookhagen y Strecker, 2008; Hain *et al.*, 2011; Rohrmann *et al.*, 2016). Esta interpretación es objeto de debate, ya que estudios previos evidencian el levantamiento de estas sierras durante la depositación de la Formación Angastaco, en el Mioceno medio tardío (Galli *et al.*, 2014b). Por otro lado, Bywater-Reyes *et al.* (2010), también sugieren que las condiciones de aridez se habrían originado antes del alzamiento de la exhumación de dichas sierras.

2. Materiales y métodos

Las impresiones provienen de muestras obtenidas en las localidades de Peñas Blancas, Quebrada Salta, Quebrada El Estanque y Quebrada del Horno, donde aflora la Formación Palo Pintado, en la provincia de Salta (Fig. 1). Algunas de las impresiones que fueron analizadas aquí cuentan con una descripción taxonómica y han sido identificadas a nivel de especies (Anzótegui, 1998; Anzótegui y Cristalli, 2000; Anzótegui y Horn, 2011). En general, tienen un buen estado de preservación y no muestran signos de arrastre hasta el lugar de depositación. Entre las especies que más abundan se hallan frondes estériles y fructificadas de *Thelypteris interrupta* (Willd.) Iwatsuki 1963 (Thelypteridaceae) y hojas de *Schinus herbstii* Anzótegui 1998 (Anacardiaceae), *Scirpitis* sp. Anzótegui 2006 (Cyperaceae), *Cedrela fissiliformis* Anzótegui y Horn 2011 (Meliaceae), *Nectandra saltensis* Anzótegui 1998 (Lauraceae) y *Ficus tressensii* Anzótegui 1998 (Moraceae). Para el análisis fisionómico se utilizaron solo hojas de dicotiledóneas, excluyendo las de monocotiledóneas y helechos. Se analizaron 10 ejemplares de cada especie para determinar el tipo de margen foliar (entero o dentado). En el caso de aquellas especies que no sumaban 10 ejemplares se observaron todas las disponibles. Las hojas de margen entero recibieron una puntuación de 1; las de margen dentado 0 y las que presentaron ambos tipos 0,5. Con estos datos se obtuvo la temperatura media anual con la fórmula propuesta por Peppe *et al.* (2011), quienes utilizaron muestras provenientes de 92 localidades actuales distribuidas en todo el mundo.

$$TMA=20,4xpE+4,6$$

Donde pE corresponde a la proporción de hojas con margen entero. Además, se estimó el error estándar (ES), pero como este valor resultó menor a 2 °C se utilizó ± 2 °C de ES, como sugiere Wilf (1997). También se obtuvieron otros resultados de TMA a partir de las ecuaciones propuestas por diferentes autores (Wing y Greenwood, 1993; Hinojosa *et al.*, 2011; Breedlovestrout *et al.*, 2013). Para conseguir el valor de la precipitación media anual (PMA), se obtuvieron los tamaños foliares de cada uno de los morfotipos de acuerdo con las categorías de Raunkiaer-Webb (Webb, 1959). Las especies que presentaban tamaños de hojas en una sola categoría se las puntuó con un 1, aquellas que mostraron dos categorías

diferentes con 0,5 y las que se ajustaban a más de dos categorías se las puntuó con 0,25 en cada una de las categorías correspondientes. Posteriormente se calculó el MlnA (promedio de los logaritmos naturales de las áreas foliares de las especies) (Wilf *et al.*, 1998), que se define según la siguiente fórmula:

$$MlnA=\sum a_i p_i$$

Donde a_i corresponde a los siete promedios del logaritmo natural de cada una de las categorías de tamaños del área foliar (leptófila=2,12; nanófila=4,32; micrófila=6,51; notófila=8,01; megáfila=9,11; macrófila=10,9; mesófila=13,1) y p_i representa las proporciones de especies en cada categoría. Una vez obtenido el valor de MlnA (mm²), se calculó la PMA (cm) a través de la siguiente fórmula (Wilf *et al.*, 1998):

$$MlnA=1,39xln(PMA)+0,786$$

Las hojas fueron analizadas con una lupa binocular marca Nikon, modelo SMZ-445 y fotografiadas con una cámara montada Nikon 590CU. Posteriormente las fotografías fueron procesadas (mejoramiento de las imágenes y toma de medidas) con los programas digitales *Micrometrics* y *Corel Draw* (versión x8). El material fósil se encuentra depositado en las Colecciones Paleontológicas de la Universidad Nacional del Nordeste, Dr. Rafael Herbst, bajo las siglas CTES-PB (Corrientes Paleobotánica), entre los números 6654 y 14150.

3. Resultados

Se analizaron 20 morfotipos de hojas (Tabla 1), algunas ya identificadas, las que presentan mayormente márgenes enteros y tamaños de áreas que varían desde leptófilas a notófilas (Fig. 2); se observa mayor proporción de micrófilas (0,525), seguidas de las nanófilas (0,225). La TMA obtenida es de 23,98 °C, con un error estándar (ES) de 1,16 °C. Los valores de TMA conseguidos mediante las diferentes ecuaciones propuestas por otros autores arrojan una temperatura máxima de 30,21 °C y un promedio de 26,66 °C. El MlnA es de 5,65 mm², mientras que el valor de la PMA corresponde a 33,08 cm (Tabla 2). Por otro lado, en la tabla 1 se observa que en la lista taxonómica se encuentran identificadas solo 10 especies, mientras que 12 restan aún por identificar, a las que se suman frutos, semillas y hojas de monocotiledóneas.

TABLA 1. LISTADO DE LOS MORFOTIPOS ANALIZADOS.

Especies	Margen foliar	Tamaño foliar			
		Leptófilas	Nanófilas	Micrófilas	Notófilas
<i>Aeschynomene</i> sp. Hutch, 1964	1	1	0	0	0
<i>Caesalpinia</i> cf. <i>stuckerti</i>		0	1	0	0
<i>Cedrela fossiliformis</i>	1	0	0	0	1
<i>Ficus tressensii</i>	1	0	0	1	0
Indet. 1	1	0	0	0	1
Indet. 2	1	0	1	0	0
Indet. 3	1	0	0	1	0
Indet. 4	1	0	0	1	0
Indet. 5	1	0	0	1	0
Indet. 7	1	0	1	0	0
Indet. 8	1	1	0	0	0
Indet. 9	1	0	0	1	0
Indet. 11	1	0	0	1	0
Indet. 12	1	0	0	1	0
<i>Inga</i> sp. Mill, 1754	1	0	0,5	0,5	0
<i>Malvaciphyllum quenquiadensis</i> Anzótégui y Cristalli, 2000	0,5	0	0	1	0
<i>Nectandra saltensis</i>	1	0	0	0,5	0,5
<i>Sapium haematospermoides</i>	1	0	0	1	0
<i>Schinus herbstii</i>	0,5	0	0,5	0,5	0
<i>Zornia</i> sp.	1	0,5	0,5	0	0
Suma	19	2,5	4,5	10,5	2,5
$pE-p_i$	0,95	0,125	0,225	0,525	0,125
a_i	-	2,12	4,32	6,51	8,01
$a_i p_i$	-	0,265	0,972	3,417	1,001

En la primera columna se identifica la especie y en la segunda se describe el tipo de margen foliar presentes en los morfotipos (margen entero: 1; margen entero y dentado presentes: 0,5). Las columnas restantes corresponden a las diferentes categorías de tamaños del área foliar. pE : proporción de margen entero, este término aplica exclusivamente para la segunda columna; p_i : proporción de hojas presentes en cada categoría de tamaño foliar; a_i : corresponde a las medias de los logaritmos naturales de las áreas para cada categoría (ver Wilf, et al., 1998).

TABLA 2. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA MEDIA ANUAL (TMA) Y PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL (PMA) OBTENIDAS A PARTIR DEL ANÁLISIS FOLIAR, PARA EL ÁREA DE LA CUENCA DE ANGASTACO.

Formación	Nº de morfotipos analizados	TMA ¹	TMA ²	TMA ³	TMA ⁴	ES	MLNA	PMA
Palo Pintado	20	23,98	26,03	26,43	30,21	2,00	5,65	33,08

TMA¹: Peppe et al. (2011); TMA²: Hinojosa et al. (2011), aplicado para paleofloras de Sudamérica; TMA³: Breedlovestrout et al. (2013), ecuación obtenida a partir de la base de datos originales del CLAMP (*Climate Leaf Analysis Multivariate Program*) (Wolfe, 1993); TMA⁴: Wing y Greenwood (1993), basada en el análisis de hojas colectadas por Wolfe (1979), en 39 localidades al este de Asia. Los valores de MlnA y PMA se expresan en mm² y cm, respectivamente. ES: corresponde al error estándar.

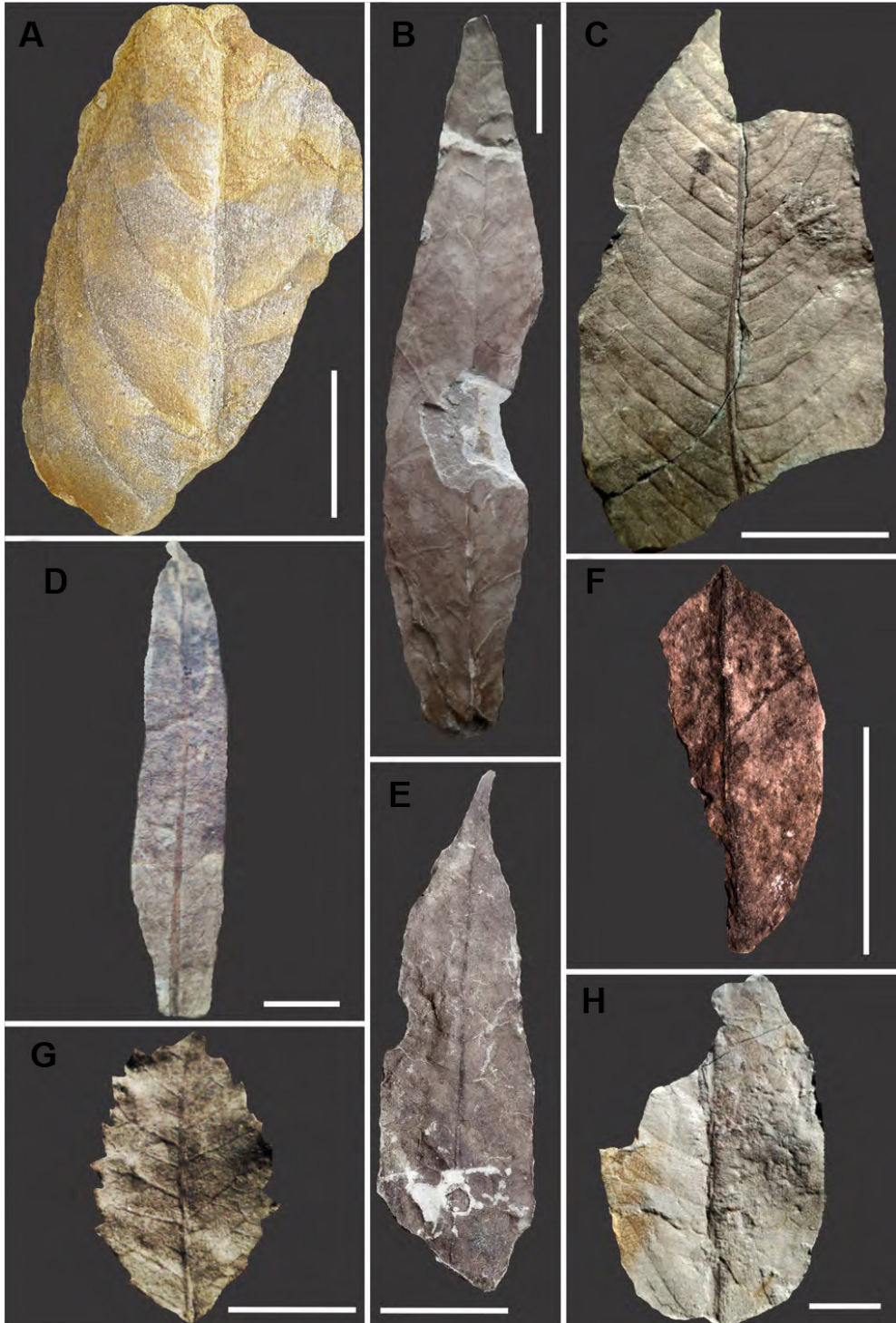


FIG. 2. Impresiones foliares de algunos de los ejemplares estudiados. **A.** *Inga* sp. (Fabaceae) (CTES-PB 14129a); **B.** *Nectandra saltensis* (Lauraceae) (CTES-PB 14393); **C.** Dicotiledónea indeterminada (Indet. 4, en la Tabla 1) (CTES-PB 14395); **D.** *Sapium haematospermoides* Anzótégui y Horn 2011 (Euphorbiaceae) (CTES-PB 10779b); **E.** *Cedrela fissiliformis* (Meliaceae) (CTES-PB 8028a); **F.** *Zornia* sp. Gmelin 1791 (Fabaceae) (CTES-PB 14394); **G.** *Schinus herbstii* (Anacardiaceae) (CTES-PB 8033); **H.** *Ficus tressensii* (Moraceae) (CTES-PB 8076). Escala gráfica: 1 cm.

4. Discusión

Starck y Anzótegui (2001) proponen que durante el periodo de depositación de las rocas sedimentarias que constituyen la Formación Palo Pintado, existía una barrera orográfica al oeste del valle Calchaquí (Fig. 1) que impedía el paso de los vientos húmedos provenientes del Atlántico. En consecuencia, los vientos habrían descargado su humedad posibilitando la existencia de los pantanos formados en las llanuras de inundación durante las estaciones lluviosas (Galli et al., 2011). Starck y Anzótegui (2001) especulan, además, que las lluvias podrían haber alcanzado los 1.000 mm anuales y que estas condiciones de humedad y temperaturas altas habrían prevalecido aproximadamente hasta los últimos 4 (Starck y Anzótegui) a 3,5 Ma (Coutand et al., 2006), en el límite entre el Plioceno inferior y superior. Durante este periodo de tiempo, tuvo lugar el levantamiento de una nueva barrera orográfica, esta vez al este del valle Calchaquí (configuración que se observa en la actualidad), constituida por las sierras Los Colorados y León Muerto; lo que dejó al valle en una depresión parcialmente aislada (Coutand et al., 2006; Carrapa et al., 2011, 2012; Rohrmann et al., 2016). Bona et al. (2014) sostienen que el levantamiento de este frente orogénico, habría desplazado las condiciones húmedas unos 150 km hacia el este, lo cual queda confirmado por las similitudes entre la paleoflora encontrada en las rocas sedimentarias de la Formación Palo Pintado (Anzótegui, 1998; Anzótegui y Horn, 2011; Anzótegui et al., 2017) y la flora observada actualmente en el Chaco Occidental (Sarmiento, 1972).

Si se considera que la conformación orográfica actual no presenta cambios desde el Plioceno (~4 Ma), los resultados de este estudio estarían sustentando la existencia de un ambiente de mayor humedad en la cuenca de Angastaco; en comparación a lo que se registra después del levantamiento de las sierras Los Colorados y León Muerto, lo que se ve avalado por los datos actuales de precipitaciones obtenidos en la región de la misma cuenca (~200 mm anuales) (Galván, 1981; Garleff y Stingl, 1983; Haselton et al., 2002). Si bien estos resultados no indican un ambiente netamente húmedo, se puede concluir que las rocas sedimentarias continentales de la Formación Palo Pintado se habrían depositado bajo condiciones de humedad relativamente altas con precipitaciones que permitieron el desarrollo de cuerpos de agua en las llanuras de inundación de los ríos. Dicha interpretación está sustentada en

los registros sedimentológicos y paleobotánicos previamente mencionados. En este último caso, junto con las especies hidrófilas, como por ejemplo *Thelypteris interrupta* (Thelypteridaceae), *Cedrela fissiliformis* (Meliaceae), *Acrostichum paleoaurum* Beauchamp et al., 1973 (Pteridaceae), entre otras, también se registran especies vegetales asociadas a ambientes secos, como *Caesalpinia* cf. *stuckertii* Hassl. 1913 (Fabaceae) y los palinomorfos *Tubulifloridites antipodica* (Asteraceae), *Graminidites* sp. (Poaceae), *Periporopollenites vivianae* (Cactaceae), *Echiperiporites parviechinatus* (Malvaceae), *Margocolporites vanwijhei* (Fabaceae-Caesalpinioideae), *Equisetosporites* sp. (Ephedraceae), *Tubulifloridites antipodica* (Asteraceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Chenopodiaceae), *Psilatricolporites* sp. (Solanaceae), *Triorites orbiculatus* (Celtidaceae) *Striaticolporites gamerroi* (Anacardiaceae), *Arecipites* sp. (Arecaceae) (Horn, 2014), *Chenopodiipollis multicavus* Anzótegui y Cuadrado (complejo Amaranthaceae/Chenopodiaceae), *Retistephanocolpites microreticulatus* (Rubiaceae) (Anzótegui y Cuadrado, 1996) y *Equisetosporites notensis* (Ephedraceae) (Galli et al., 2011). Lo anterior confirma la coexistencia de estas dos paleocomunidades vegetales (hidrófila y xerófila), aunque la comunidad xerófila se habría desarrollado en zonas alejadas de los cuerpos de agua, y la presencia de sus palinomorfos junto a las especies hidrófilas, se debería a la gran capacidad de dispersión que presentan los granos de polen.

En el estudio realizado por Wilf et al. (1998), se analizaron las áreas foliares de ejemplares provenientes de 50 sitios actuales en Estados Unidos, África, América Central y Sudamérica. Una de esas muestras fue colectada en el bosque del Chaco Occidental (Sarmiento, 1972), lo que correspondería a la región del “Chaco Salteño”. Si se comparan los resultados obtenidos por Wilf et al. (1998) con los de este trabajo, los valores son similares. La PMA para la región del bosque chaqueño es de 450-700 mm, mientras que en este estudio la PMA indicada por la flora fósil contenida en las rocas de la Formación Palo Pintado es de 330,8 mm. De la misma forma, el MlnA (ln del área foliar) es de 5,85 mm² para el primer caso y 5,65 mm² para el segundo. Por último, la TMA actualmente en la región es de ~20 °C (Bianchi y Yáñez, 1992), mientras que en la que se depositaron las rocas de la Formación Palo Pintado era de 23,98 °C. Estos resultados confirmarían la interpretación de algunos autores

(Herbst *et al.*, 1987; Acevedo *et al.*, 1997; Starck y Anzótegui, 2001; Anzótegui, 2006; Galli *et al.*, 2011) que consideran que la secuencia sedimentaria incluida en la Formación Palo Pintado se habría depositado bajo un clima semejante al que se manifiesta en la región del Chaco Occidental.

5. Conclusiones

El análisis fisionómico foliar realizado en este trabajo, junto con los registros sedimentológicos y paleobotánicos es una prueba más de que las condiciones ambientales durante la deposición de la Formación Palo Pintado fueron más húmedas que en las regiones cercanas, y presentaron un clima similar al observado actualmente en el Chaco Occidental. Aunque en este caso, el clima habría sido semiárido, con mayor temperatura y menos precipitaciones. Sin embargo, estos valores de precipitaciones fueron suficientes para mantener los cuerpos de agua y la flora asociada a ella.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer al Dr. F. Hinojosa del Laboratorio de Paleoecología, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, por sus valiosos comentarios; a la Dra. E. Pinheiro del Geological Museum, de la Universidad de Wyoming, por su constante colaboración en la obtención de los resultados; al Dr. I. Contreras del Centro de Ecología Aplicada del Litoral (Argentina), por su aporte en la comprensión de los resultados. Este trabajo fue financiado en el marco del proyecto PI 16F008 (Secretaría General de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional del Nordeste) otorgado a la Dra. L.R. Mautino.

Referencias

Acevedo, T.L.; Mautino, R.L.; Anzótegui, L.M.; Cuadrado, G.A. 1997. Estudio palinológico de la Formación Palo Pintado (Mioceno Superior), Provincia de Salta, Argentina. Parte II: Esporas. *Geociencias* 2: 112-120.

Anzótegui, L.M. 1998. Hojas de angiospermas de la Formación Palo Pintado, Mioceno Superior, Salta, Argentina. Parte I: Anacardiaceae, Lauraceae y Moraceae. *Ameghiniana* 35: 25-32.

Anzótegui, L.M. 2004. Megaflora de la Formación Chiquimil (Mioceno Superior), en los valles de Santa María y Villavil, provincias de Catamarca y Tucumán, Argentina. *Ameghiniana* 41 (3): 303-314.

Anzótegui, L.M. 2006. Paleofloras del Mioceno en los valles Calchaquíes, noroeste de Argentina. Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad Nacional del Nordeste, Facultad de Ciencias Exactas, Naturales y Agrimensura: 266 p.

Anzótegui, L.M.; Cuadrado, G.A. 1996. Palinología de la Formación Palo Pintado, Mioceno superior, Provincia de Salta, República Argentina. Parte I: Taxones nuevos. *Revista Española de Micropaleontología* 28: 77-92.

Anzótegui, L.M.; Cristalli, P. 2000. Hojas de Malvaceae en el Neógeno de Argentina y Brasil. *Ameghiniana* 37: 169-180.

Anzótegui, L.M.; Horn, M.Y. 2011. Megaflora de la Formación Palo Pintado (Mioceno Superior) Salta, Argentina. Parte II. *Revista Brasileira de Paleontología* 14 (3): 239-254.

Anzótegui, L.M.; Mautino, L.R.; Garralla, S.S.; Herbst, R.; Robledo, J.M.; Horn, M.Y. 2017. Paleovegetación cenozoica del Noroeste Argentino. *In Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. In Relatorio del Congreso Geológico Argentino, No. 20 (Murua, C.; Grosse, P.; editores). Asociación Geológica Argentina: 767-781. Tucumán.*

Bailey, I.W.; Sinnott, E.W. 1916. The climatic distribution of certain types of angiosperm leaves. *American Journal of Botany* 3 (1): 24-39.

Bianchi, A.; Yáñez, C. 1992. Las precipitaciones en el Noroeste Argentino. Segunda Edición. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Estación Experimental Agropecuaria: 383 p. Salta.

Bona, P.; Starck, D.; Galli, C.I.; Gasparini, Z.; Reguero, M. 2014. *Caiman cf. latirostris* (Alligatoridae, caimaninae) in the late Miocene Palo Pintado Formation, Salta province, Argentina, Paleogeographic and Paleoenvironmental consideration. *Ameghiniana* 51: 26-36.

Bookhagen, B.; Strecker, M.R. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters* 35 (6): L06403. doi: 10.1029/2007GL032011.

Breedlovestrout, R.L.; Evraets, B.J.; Parrish, J.T. 2013. New Paleogene paleoclimate analysis of western Washington using physiognomic characteristics from fossil leaves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 392: 22-40.

Bywater-Reyes, S.; Carrapa, B.; Clementz, M.; Schoenbohm, L. 2010. Effect of late Cenozoic aridification on sedimentation in the Eastern Cordillera of northwest Argentina (Angastaco basin). *Geology* 38 (3): 235-238.

Carrapa, B.; Trimble, J.; Stockli, D. 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the

- Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics* 30: TC3003. doi: 10.1029/2010TC002707.
- Carrapa, B.; Bywater-Reyes, S.; DeCelles, P.G.; Mortimer, E.; Gehrels, G.E. 2012. Late Eocene-Pliocene basin evolution in the Eastern Cordillera of northwestern Argentina (25-26°S): Regional implications for Andean orogenic wedge development. *Basin Research* 24 (3): 249-268.
- Carrera, N.; Muñoz, J. 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentina Andes): Constraints from growth strata. *Tectonophysics* 459: 107-122. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.068.
- Coutand, I.; Carrapa, B.; Deeken, A.; Schmitt, A.K.; Sobel, E.; Strecker, M. 2006. Propagation of orographic barriers along an active range front: insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the intramontane Angastaco basin, NW Argentina. *Basin Research* 18: 1-26. doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00283.x.
- Dilcher, D.L. 1971. A revision of the Eocene flora of southeastern North America. *Palaeobotanist* 20: 7-18.
- Dilcher, D. 1973. A paleoclimatic interpretation of the Eocene floras of Southeastern North America. *In Symposium on Vegetation and Vegetational History of Northern Latin America* (Graham, A.; editor). Elsevier Scientific Publishing Company.: 39-59. Nueva York.
- Galli, C.; Ramírez, A.; Barrientos, C.; Reynolds, J.; Viramonte, J.G.; Idleman, B. 2008. Estudio de proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Mioceno Medio-Superior) aflorantes en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 17, Actas 1: 353-354. Jujuy.
- Galli, C.I.; Vides, M.; Flores, P. 2010. Sedimentological and climatic control in the clay minerals distribution in the fluvial deposits of the Palo Pintado Formation (upper Miocene), Salta Province, Argentina. *In International Sedimentological Congress "Sedimentology at the Food of the Andes"*, No. 18, Resúmenes: 376 p. Mendoza.
- Galli, C.I.; Anzótégui, L.M.; Horn, M.Y.; Morton, L.S. 2011. Paleoambiente y Paleocomunidades de la Formación Palo Pintado (Mioceno-Plioceno), provincia de Salta, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28: 161-174.
- Galli, C.I.; Coira, L.B.; Alonso, R.N.; Reynolds J.; Matteini, M.; Hauser, N. 2014a. Tectonic controls on the evolution of the Andean Cenozoic foreland basin: Evidence from fluvial system variations in the Payogastilla Group, in the Calchaquí, Tonco and Amblayo valleys, NW Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 52: 234-259. doi 10.1016/j.jsames.2014.03.003.
- Galli, C.I.; Coira, L.B.; Alonso, R.N.; Matteini, M.; Hauser, N. 2014b. El Grupo Payogastilla (Cenozoico) en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 26 (1): 30-52.
- Galli, C.I.; Alonso, R.N.; Coira, L.B. 2017. Integrated stratigraphy of the andean foreland basin (northern Argentina). *In Seismic and Sequence Stratigraphy and Integrated Stratigraphy-New Insights and Contributions* (Aiello, G.; editor). Intech Open Access: 129-156. doi: 10.5772/66242.
- Galván, A.F. 1981. Descripción geológica de la Hoja 10e, Cafayate (Provincias de Tucumán, Salta, y Catamarca). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 177: 47 p.
- Garleff, K.; Stingl, H. 1983. Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° Südlicher Breite. *In Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum* (Poser, H.; Schunke, E.; editores). *Abhandlungen Mathematisch-Physikalische Klasse der Akademie der Wissenschaften*: 425-434. Göttingen.
- Garralla, S.S.; Morton, L.S.; Anzótégui, L.M.; Moyano, S.; Herbst, R. 2012. Primeros registros paleontológicos de la localidad de Cerro Pampa (Formación Chiquimil, Mioceno Tardío), Provincia de Catamarca, Argentina. *Gaea: Journal of Geoscience* 8 (1): 18-25. doi: 10.4013/gaea.2012.81.03.
- Garralla, S.S.; Anzótégui, L.M.; Mautino, L.R. 2016. Relaciones paleoflorísticas del Mioceno-Plioceno del norte argentino. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 16 (1): 1-13.
- Grier, M.E.; Dallmeyer, R.D. 1990. Age of the Payogastilla Group: Implications for foreland basin development, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 3: 269-278.
- Hain, M.P.; Strecker, M.R.; Bookhagen, B.; Alonso, R.N.; Pingel, H.; Schmitt, A.K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25° S). *Tectonics* 30: TC2006.
- Haselton, K.; Hilley, G.E.; Strecker, M.R. 2002. Average Pleistocene climatic patterns in the southern central Andes: controls on mountain glaciation and paleoclimate implications. *The journal of Geology* 110 (2): 211-226. doi: 10.1086/338414.
- Herbert, T.D.; Lawrence, K.T.; Tzanova, A.; Peterson, L.C.; Caballero-Gill, R.; Kelly, C.S. 2016. Late Miocene

- global cooling and the rise of modern ecosystems. *Nature Geoscience* 9 (11): 843-847.
- Herbst, R.; Anzótégui, L.M.; Jalfin, G. 1987. Estratigrafía, paleoambientes y dos especies de *Salvinia* Adanson (Filicopsida) del Mioceno superior de Salta, Argentina. *Facena* 7: 15-42.
- Hernández-Villalva, D.V.; Calvillo-Canadell, L.; Cevallos-Ferriz, S.R. 2013. Inferencia del paleoclima de la Formación miocénica en Ixtapa Chiapas, utilizando la fisionomía foliar de los fósiles. *Paleontología Mexicana* 63: 48-65.
- Hinojosa, L.F.; Pérez, F.; Gaxiola, A.; Sandoval, I. 2011. Historical and phylogenetic constraints on the incidence of entire leaf margins: insights from a new South American model. *Global Ecology and Biogeography* 20 (3): 380-390.
- Hongn, F.D.; Seggiaro, R.E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, 1:250.000. Instituto de Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 248: 96 p. Buenos Aires.
- Horn, M.Y. 2014. Palinofloras de las formaciones El Morterito y Palo Pintado (Mioceno Superior-Plioceno Inferior), noroeste de Argentina. Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias y Museo: 141 p.
- Iwatsuki, K. 1963. Thelypterid ferns of Thailand and Laos collected by Dr. T. Tuyama in 1957-58. *The Journal of the Japanese Botany* 38 (10): 313-315.
- Mautino, L.R. 2010. Palinofloras de las formaciones San José y Chiquimil (Mioceno medio y superior), Noroeste de Argentina. Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad Nacional del Nordeste: 444 p.
- Miserendino Fuentes, A.; Díaz, J.I. 1988. Nuevas consideraciones sobre la edad y correlaciones del Grupo Payogastilla (Terciario Superior, Prov. de Salta, Rep. Argentina). *In* Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas 2: 69-86. Santiago.
- Peppe, D.J.; Royer, D.L.; Cariglino, B.; Oliver, S.Y.; Newman, S.; Leight, E.; Enikolopov, G.; Fernández-Burgos, M.; Herrera, F.; Adams, J.M.; Correa, E.; Currano, E.D.; Erickson, J.M.; Hinojosa, L.F.; Hoganson, J.W.; Iglesias, A.; Jaramillo, C.A.; Johnson, K.R.; Jordan, G.J.; Kraft, N.J.B.; Lovelock, E.C.; Lusk, C.H.; Niinemets, Ü.; Peñuelas, P.; Rapson, G.; Wing, S.L.; Wright, I.J. 2011. Sensitivity of leaf size and shape to climate: global patterns and paleoclimatic applications. *New Phytologist* 190 (3): 724-739.
- Pingel, H.; Mulch, A.; Alonso, R.N.; Cottle, J.M.; Hynek, S.A.; Poletti, J.; Rohrmann, A.; Schmitt, A.K.; Stockli, D.F.; Strecker, M.R. 2016. Surface uplift and convective rainfall along the southern Central Andes (Angastaco Basin, NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters* 440(C): 33-42. doi: 10.1016/j.epsl.2016.02.009
- Raunkiaer, C. 1934. *The Life Forms of Plants and Statistical Plant Geography*. Oxford University Press: 632 p. Londres.
- Robledo, J.M. 2017. Icnología de las asociaciones planta-insecto de paleofloras de las formaciones San José (Mioceno medio), Chiquimil y Palo Pintado (Mioceno tardío) de los valles Calchaquíes. Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad Nacional del Nordeste: 219 p.
- Rohrmann, A.; Sachse, D.; Mulch, A.; Pingel, H.; Tofelde, S.; Alonso, R.N.; Strecker, M.R. 2016. Miocene orographic uplift forces rapid hydrological change in the southern central Andes. *Scientific reports* 6: 35678.
- Roth, J.L.; Dilcher, D.L. 1978. Some considerations in leaf size and leaf margin analysis of fossil leaves. *Courier Forschungsinst, Senckenberg* 30: 165-171.
- Salfity, J.A.; Monaldi, C.R. 2006. Hoja Geológica N° 2566 IV Metán, 1:250000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 319: 74 p. Buenos Aires.
- Sarmiento, G. 1972. Ecological and floristic convergences between seasonal plant formations of tropical and subtropical South America. *Journal of Ecology* 60: 367-410.
- Spicer, R.A.; Yang, J.; Herman, A.B.; Kodrul, T.; Maslova, N.; Spicer, T.E.; Aleksandrova, G.; Jin, J. 2016. Asian Eocene monsoons as revealed by leaf architectural signatures. *Earth and Planetary Science Letters* 449: 61-68.
- Starck, D.; Anzótégui, L.M. 2001. The late climatic change persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern of Argentina. *Journal South American Earth Sciences* 14: 763-774.
- Strecker, M.R.; Alonso, R.N.; Bookhagen, B.; Carrapa, B.; Coutand, I.; Hain, M.; Hilley, G.E.; Mortimer, E.; Schoenbohm, L.; Sobel, E.R. 2009. Does the topographic distribution of the Central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology* 37 (7): 643-646. doi: 10.1130/G25545A.1.
- Su, T.; Xing, Y.W.; Liu, Y.S.; Jacques, F.M.; Chen, W.Y.; Huang, Y.J.; Zhou, Z.K. 2010. Leaf margin analysis: a new equation from humid to mesic forests in China. *Palaeos* 25 (4): 234-238.
- Trimble, J.; Carrapa, B.; Stockli, D.; Stutz, J. 2008. New constraints on the timing and magnitude of deformation and basin exhumation in the Eastern Cordillera of NW Argentina. *In* American Geophysical Union, Fall Meeting, Resúmenes: T53B-1925. San Francisco.

- Webb, L.J. 1959. A physiognomic classification of Australian rain forests. *The Journal of Ecology*: 551-570.
- Wilf, P. 1997. When are leaves good thermometers? A new case for leaf margin analysis. *Paleobiology* 23 (3): 373-390.
- Wilf, P.; Wing, S.L.; Greenwood, D.R.; Greenwood, C.L. 1998. Using fossil leaves as paleoprecipitation indicators: an Eocene example. *Geology* 26 (3): 203-206.
- Wing, S.L.; Greenwood, D.R. 1993. Fossils and fossil climate: the case for equable continental interiors in the Eocene. *Philosophical Transactions: Biological Sciences* 341 (1297): 243-252.
- Wolfe, J.A. 1979. Temperature parameters of humid to mesic forests of eastern Asia and relation to forests of other regions of the Northern Hemisphere and Australasia. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1106: 37 p. Washington.
- Wolfe, J.A.; Hopkins, D.M. 1967. Climatic changes recorded by Tertiary land floras in northwestern North America. *In* Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific (Hatai, K., editor): 67-76. Sendai, Sasaki, Japón.
- Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E.; Billups, K. 2001. Tunes, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma. to Present. *Science* 292: 686-693.
- Zimicz, N.; Payrola, P.; Del Papa, C. 2018. New, Late Miocene mammalian assemblage from the Palo Pintado Formation (Northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 81: 31-44.