

Revisión de la Formación La Veteada en su estratotipo (La Rioja, Argentina): edad, estratigrafía y significado paleoambiental

***Carlos O. Limarino^{1,2}, Leonardo R. Scarlatta³, Patricia L. Ciccioli^{1,2},
Sabrina S. Miyno³, Fanny C. Bello³, Silvia N. Césari⁴**

¹ Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA-CONICET- UBA), Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

limar@gl.fcen.uba.ar; patriciaciccioli@gmail.com

² Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

³ Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA), Espinel 902-B° Alta Córdoba, Argentina.

lrscarlatta@yahoo.com.ar; sabriminyo@gmail.com; bellocarina@hotmail.com

⁴ Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"-CONICET, Avda. Ángel Gallardo 470, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

scesari@macn.gov.ar

* Autor para correspondencia: limar@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. La Formación La Veteada, en la sierra de Famatina (oeste de Argentina), es uno de los pocos registros de edad triásica temprana en América del Sur comprobada por dataciones radiométricas y asociaciones palinológicas. Esta unidad está compuesta por areniscas, lutitas, fangolitas, calizas y margas, con algunas intercalaciones de yeso, chert y toba. En su estratotipo, descansa sobre bancos rojos de la Formación Talampaya (Pérmico tardío) y está cubierta por brechas y conglomerados del Neógeno pertenecientes a la Formación Del Crestón. La unidad es dividida en tres asociaciones de facies sedimentarias. La asociación de facies A (80 m de espesor) es una sucesión de capas rojas compuestas por fangolitas y areniscas de grano fino, junto con algunos niveles de chert y yeso. La asociación de facies B (58 m de espesor) es de color gris verdoso a gris amarillento y comprende calizas, margas, lutitas y areniscas de grano fino a grueso. Esta facies incluye estromatolitos y varios niveles de lutitas y margas donde se recuperaron ricas asociaciones palinológicas. Finalmente, la asociación de facies C (24 m de espesor) está compuesta por margas, lutitas y areniscas de color gris amarillento. En esta sección, faltan estromatolitos, aparecen niveles delgados de yeso y son frecuentes las evidencias de exposición subaérea, como grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia, especialmente en la parte superior de la facies. La litología, las estructuras sedimentarias y el apilamiento vertical de facies sugieren que la Formación La Veteada se depositó en un ambiente lacustre, que evolucionó de un sistema lacustre efímero poco profundo (asociación de facies A) a un lago perenne, en el que la producción de carbonato aumentó en comparación con la sedimentación clástica (asociación de facies B). En la asociación de facies C, el aumento en el suministro clástico, la ausencia de estromatolitos y la presencia de niveles de yeso indicarían una progresiva somerización del lago y la probable transición a un ambiente palustre. La edad triásica temprana de la Formación La Veteada es determinada desde dos líneas de investigación diferentes. En primer lugar, una edad U-Pb sobre circón de $249,66 \pm 0,11$ Ma obtenida a partir de un nivel de toba en la parte media de la asociación de facies A. En segundo lugar, la presencia de especies palinológicas identificadas en otras unidades del Triásico temprano a nivel mundial. La unidad registra el relleno de las embrionarias cuencas extensionales formadas a comienzos del Triásico. Por otro lado, la Formación La Veteada muestra la evolución de los ambientes depositacionales con posterioridad al evento de extinción masiva ocurrido a fines del Pérmico.

Palabras clave: Argentina, Triásico Inferior, Datación U-Pb, Estratigrafía, Paleoambiente.

ABSTRACT. Revision of the La Veteada Formation in its stratotype (La Rioja, Argentina): age, stratigraphy and paleoenvironmental significance. The La Veteada Formation, in the Sierra de Famatina (west of Argentina), is one of the few records of Early Triassic age in South America verified by isotopic age and palynological assemblages. This unit is composed of sandstones, mudstones, shales, limestones, and marls, with some levels of gypsum, chert, and tuff levels. In its stratotype, the La Veteada Formation rests on Late Permian red beds of the Talampaya Formation and is covered by Neogene breccias and conglomerates belonging to the Del Crestón Formation. The unit is divided into three associations of sedimentary facies. Facies association A (80 m thick) is a red bed succession composed of mudstone and fine-grained sandstone, together with some levels of chert and gypsum. Facies association B (58 m thick) is greenish-gray to yellowish-gray and comprises limestones, marls, shales, and fine- to coarse-grained sandstones. This facies includes stromatolites and several levels of shales and marls where rich palynological assemblages were recovered. Finally, facies association C (24 m thick) is made up of yellowish-gray marls, mudstones, and sandstones. In this section, stromatolites are missing, thin levels of gypsum appear, and evidence of subaerial exposition as mud cracks and raindrop imprints are frequent at the top of the facies. The lithology, sedimentary structures, and vertical stacking of facies suggest that the La Veteada Formation was deposited in a lacustrine environment, which evolved from a shallow ephemeral playa lake system (facies association A) to a perennial lake, in which carbonate production increased compared to clastic sedimentation (facies association B). Regarding the facies association C, the increase in clastic supply, the missing stromatolites, and the presence of gypsum levels suggest a progressive shallowing of the lake and the likely transition to a palustrine environment. The Early Triassic age of the La Veteada Formation is indicated from two different lines of research. Firstly, a zircon U-Pb age of 249.66 ± 0.11 Ma obtained from a tuff level at the middle part of the facies association A. Secondly, the presence of palynological species identified in other Early Triassic units worldwide. The La Veteada Formation records the filling of the embryonic extensional basins formed at the earliest Triassic. Moreover, this unit shows the evolution of depositional environments after the late Permian massive extinction event.

Keywords: Argentina, Lower Triassic, U-Pb dating, Stratigraphy, Paleoenvironment.

1. Introducción

La Formación La Veteada, definida por Dávila *et al.* (2005), aflora en la sierra de Famatina, provincia de La Rioja, en el oeste de Argentina (Fig. 1). La unidad conforma una secuencia heterolítica de unos 162 m de espesor, mayormente compuesta por margas, fangolitas, calizas y areniscas, que intercalan en la parte inferior escasos niveles de chert, tobas y un potente depósito de yeso. Probablemente la primera mención sobre estas rocas se deba a Bodenbender (1922) quien, en la sierra de Famatina, identificó un conjunto que por sus características litológicas diferenció del Piso II de los Estratos de Paganzo e incluyó en sus Estratos Famatinenses. Bodenbender tuvo dudas acerca de la ubicación estratigráfica de esta secuencia sedimentaria, considerándola inicialmente incluida en el Piso III de sus Estratos de Paganzo, aunque posteriormente los consideró una unidad independiente (Bodenbender, 1924). Años más tarde Turner (1964) reconoció esta secuencia, ubicándola en la base de la Formación del Crestón, aunque identificó un intervalo de similar composición litológica en el techo de la Formación De La Cuesta, perteneciente a la sección superior del Grupo Paganzo (Turner, 1964: p. 38).

Dávila *et al.* (2005) retomaron el análisis del intervalo en cuestión y plantearon su identificación

como una unidad independiente, para la que propusieron el nombre de Formación La Veteada, y fijaron su estratotipo en el flanco oriental del anticlinal Los Colorados. Aunque los mencionados autores inicialmente señalaron la edad imprecisa de la formación, indicaron que “podría tentativamente correlacionarse con secuencias triásicas, jurásicas, cretácicas o eventualmente paleógenas del oeste argentino” (Dávila *et al.*, 2005: p. 94). Posteriormente, Zavattieri *et al.* (2008) y Gutiérrez *et al.* (2014) sugieren una edad pérmica tardía, sin descartar que pudiera alcanzar el Triásico más temprano.

La Formación La Veteada es una pieza clave para entender el inicio de la sedimentación de las cuencas extensionales que caracterizaron la mayor parte del Triásico en el oeste y noroeste argentino (López-Gamundí *et al.*, 1989; Kokogian *et al.*, 2001; Rossello *et al.*, 2005). Sin embargo, la unidad no contaba hasta la fecha con dataciones isotópicas que permitieran tener mayor certidumbre sobre su antigüedad; además, no han sido presentados esquemas de correlación estratigráfica con unidades vecinas. Por otro lado, sus relaciones estratigráficas no están totalmente resueltas, especialmente en lo concerniente a la unidad subyacente.

Con el propósito de contribuir a dar respuesta a los puntos señalados, la Formación La Veteada se

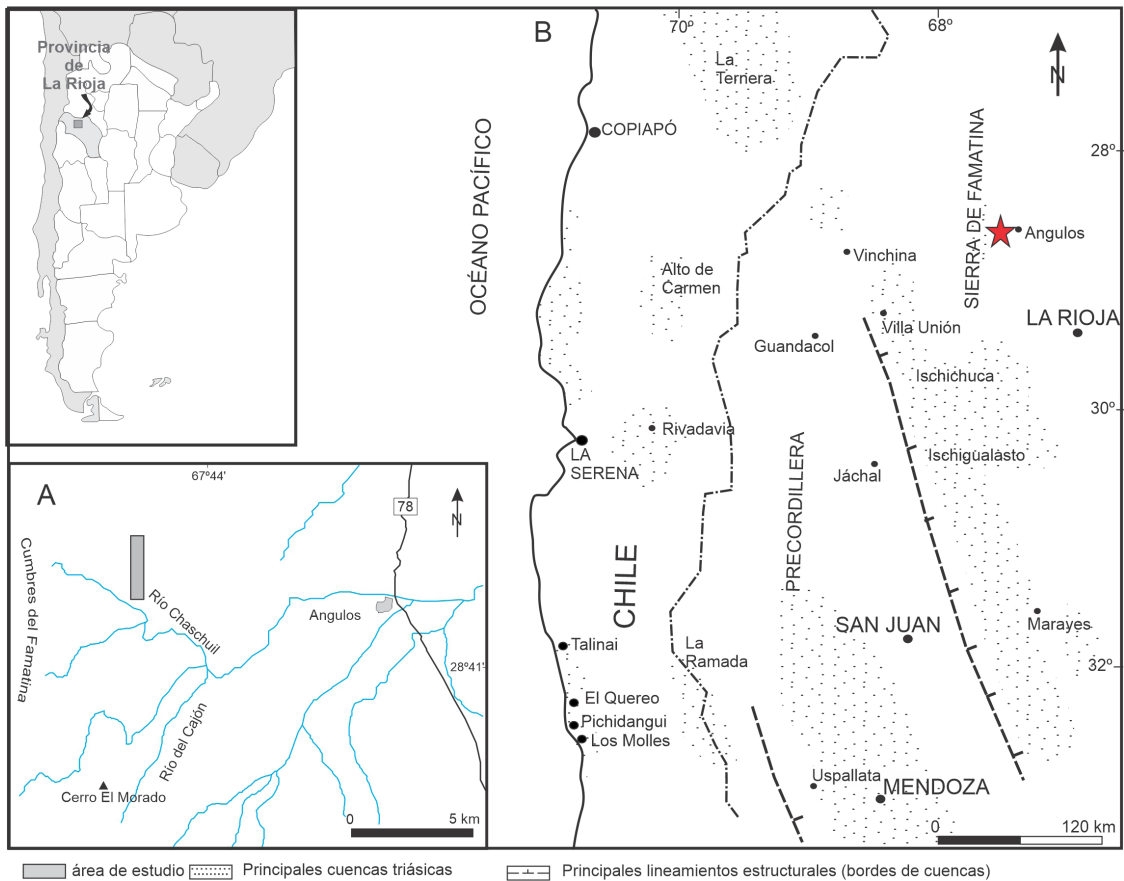


FIG. 1. Ubicación del área estudiada. A. Detalle de la ubicación de la localidad tipo. B. Bosquejo de la distribución de cuencas triásicas en la región y ubicación del área estudiada (estrella roja).

estudió en su estratotipo localizado en la quebrada de La Yesera, sobre el flanco oriental de la sierra de Famatina, al oeste del poblado de Angulos (Fig. 1).

2. Marco geológico

El área tipo de la Formación La Veteada se encuentra sobre el faldeo occidental de la sierra de Famatina, unos 11 km al oeste de la localidad de Angulos, en la culminación septentrional del anticlinal de Los Colorados (Fig. 1). Allí la unidad se dispone formando una estrecha faja de afloramientos desde las inmediaciones del arroyo de La Torre por el sur, hasta la quebrada Redonda por el norte (Fig. 2).

Las rocas más antiguas afloran en el núcleo de la estructura y corresponden a una secuencia abigarrada compuesta de sabulitas, conglomerados, fangolitas y areniscas pertenecientes a la sección

inferior del Grupo Paganzo (Bodenbender, 1911; Azcuy y Morelli, 1970), las que en la región se incluyen en la Formación Agua Colorada (Turner, 1960; Limarino, 1987; Limarino *et al.*, 2021b). La secuencia, de edad carbonífera, se encuentra bien expuesta en el arroyo de La Torre, y desaparece hacia el norte, en las cercanías del río Chaschuil, debido al buzamiento del pliegue.

Sobre la Formación Agua Colorada se apoya, en concordancia, una espesa secuencia de bancos rojos del Carbonífero tardío-Pérmico temprano incluida en la Formación De La Cuesta (Turner, 1960). La unidad está compuesta por areniscas y fangolitas, con menor participación de conglomerados que resultan más abundantes en la base de la unidad. En trabajos anteriores (Turner, 1964; Dávila *et al.*, 2005) la totalidad de la sucesión de bancos rojos aflorante en la región fue incorporada en la

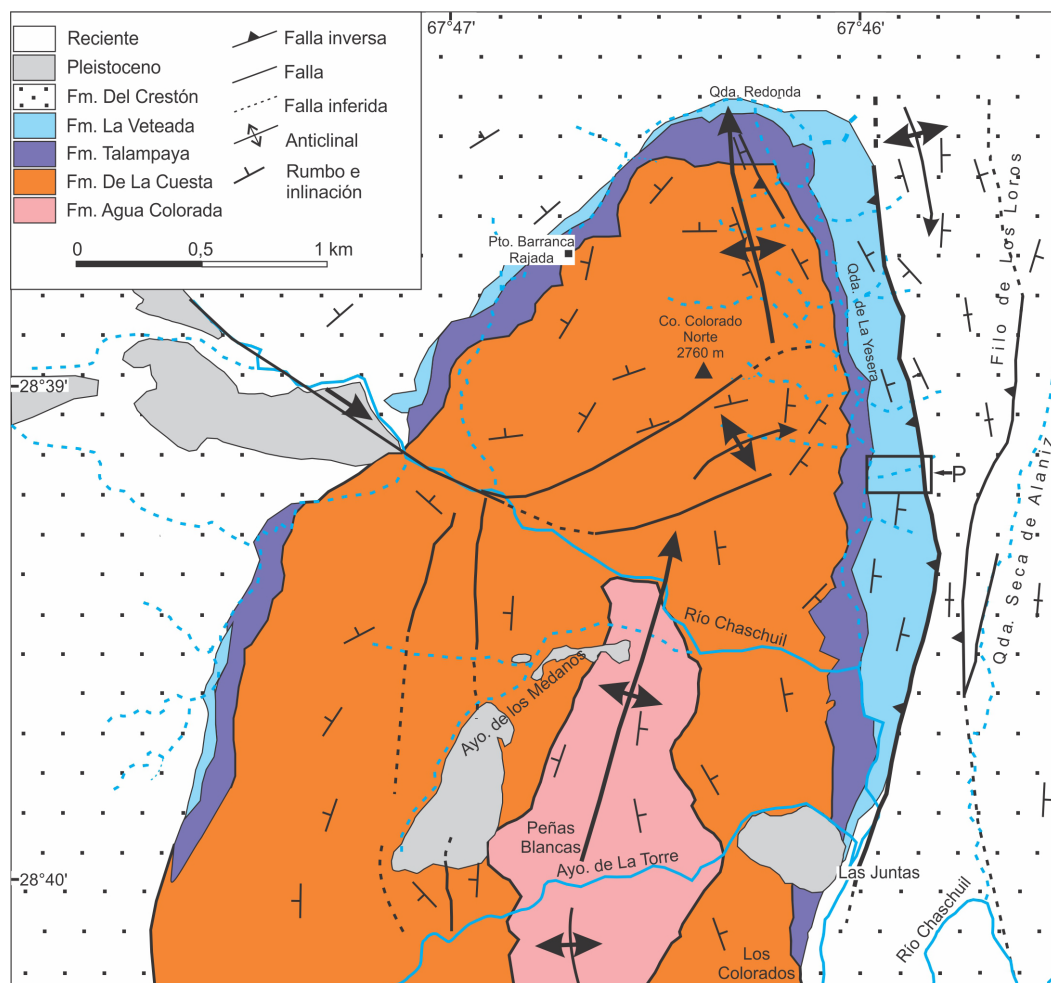


FIG. 2. Mapa geológico de la culminación septentrional del anticlinal de Los Colorados y la quebrada de La Yesera. El recuadro con la letra P indica la quebrada donde fue analizada la sección estratigráfica mostrada en la figura 6.

Formación De La Cuesta. Sin embargo, como se verá más adelante, el tramo superior de estos bancos es separado de la Formación De La Cuesta debido a la presencia de una discordancia, e incluido en la Formación Talampaya de edad pérmica superior (Romer y Jensen, 1966; Gulbranson *et al.*, 2015).

En la región aquí estudiada la Formación Talampaya está exclusivamente constituida por areniscas y fangolitas, las que forman una sucesión equivalente a las asociaciones de facies 6 y 7 descritas por Gulbranson *et al.* (2015) en la Cuesta de Miranda para la misma formación. Solo escasos bancos de conglomerados portan clastos de areniscas rojas, presumiblemente derivados de la subyacente Formación De La Cuesta y han sido identificados

a lo largo del arroyo de La Torre (Fig. 3A). Otro rasgo de la Formación Talampaya es la presencia de huellas de tetrápodos (Melchor y De Valais, 2006), incluyendo algunas rastrilladas en la base de los bancos arenosos (Fig. 3B).

Sobre la Formación Talampaya, y en concordancia, se dispone un nivel de chert que ha sido utilizado para señalar la base de la Formación La Veteada (Dávila *et al.*, 2005, Fig. 3C). La Formación La Veteada comprende un intervalo inferior de bancos rojos, mayormente compuesto por areniscas y fangolitas, y un intervalo superior de color gris verdoso dominado por margas, areniscas con cemento carbonático, fangolitas y calizas. Aunque esta última formación aflora sobre ambos flancos de la estructura anticlinal,



FIG. 3. **A.** Aspecto de uno de los escasos bancos de conglomerados de la Formación Talampaya que porta clastos de areniscas rojas presumiblemente derivados de la Formación De La Cuesta (flecha). **B.** Rastros de huellas y probables rastrilladas en la base de un banco arenoso perteneciente a la Formación Talampaya. **C.** Nivel de chert del tipo brechoso que marca la base de la Formación La Veteada. **D.** Aspecto de las brechas dominadas por clastos de volcanitas de la Formación Del Crestón, próximas al contacto con la Formación La Veteada. **E.** Vista general del contacto entre las formaciones Talampaya (**T**) y La Veteada (**LV**) marcado por el nivel de chert (**C**), **AFA** y **AFB** indican las asociaciones de facies 1 y 2 respectivamente. **F.** Localización del nivel de toba (**Tb**) datado en este trabajo dentro de la asociación de facies **AFA**. **G.** Aspecto de los niveles de evaporitas (yeso laminado) presentes en la Formación La Veteada. **H.** Contacto (piqueta) entre las asociaciones **AFA** y **AFB** que indica una profundización del cuerpo lacustre.

las exposiciones del ala occidental son muy escasas y el grado de exposición muy pobre. Por esta razón el área tipo de la unidad corresponde a las exposiciones del flanco oriental como fuera señalado por Dávila *et al.* (2005).

Finalmente, la Formación Del Crestón (Turner, 1960), de edad neógena, se dispone cubriendo en discordancia, o bien en contacto tectónico, sobre las unidades neopaleozoicas. Está básicamente formada por gruesos paquetes de brechas y conglomerados dominados por clastos de volcanitas junto a arenitas líticas y menor proporción de fangolitas (Fig. 3D).

3. La Formación La Veteada: antecedentes y nomenclatura

La presencia en la sierra de Famatina de un intervalo compuesto por areniscas, fangolitas y calizas de colores morados, que contrasta con los bancos rojos pérmicos del Grupo Paganzo, llamó la atención de Bodenbender (1922) quien incluyó esta sección en sus “Estratos Famatinenses”. En su definición original los mencionados estratos fueron descritos como formados por conglomerados y areniscas con clastos porfíricos o andesíticos, pero que en su base mostraban una sucesión compuesta de fangolitas, margas y caliza (Bodenbender, 1922).

Así definidos, los Estratos Famatinenses comprenden una delgada sección basal de grano fino, equivalente a la posteriormente denominada Formación La Veteada, y una superior areno-conglomerádica que integra la mayor parte de la unidad. Esta diferencia fue destacada por Bodenbender (1922) al incorporar en su “sección 2” las “areniscas parduscas con esquistos, margas y calizas sobrepuestas al Paganzo 2”. De cualquier forma, incluyó tanto la sección basal de grano fino como el espeso intervalo de grano grueso dentro de sus Estratos Famatinenses. En lo que respecta a la edad del conjunto, Bodenbender (1922) la consideró incierta refiriéndola al intervalo comprendido entre piso III de sus Estratos de Paganzo y el Cretácico.

Aunque en principio Turner (1960) aceptó la división de Bodenbender (1922), una postura diferente fue adoptada por el autor años más tarde (Turner, 1964, 1971) al incluir ese intervalo de fangolitas y calizas abigarradas en la parte alta de la Formación De La Cuesta. Así, Turner incorporó “las areniscas y lutitas moradas que pasan en perfecta transición a margas y banquitos de caliza de color amarillo,

con intercalaciones moradas y verdes” en el tope de la Formación De La Cuesta (Turner, 1964: p. 41), aunque sorprendentemente refirió a los niveles de yeso dentro de la suprayacente Formación Del Crestón.

La Formación Del Crestón fue definida por Turner (1960) básicamente para identificar las sedimentitas de grano grueso incluidas en el Famatinense por Bodenbender (1922), pero excluyó el término basal formado por sedimentos areno-fangosos y calcáreos, incluidos en la Formación De La Cuesta (Turner, 1964, véase también de Alba, 1979). En el caso particular de las nacientes de la quebrada de La Yesera, la inclusión de potentes bancos de yeso dentro de la Formación Del Crestón se justifica debido a que, en esta área se observan tanto el cierre de la estructura como capas de yeso removilizado, o engrosadas tectónicamente, que penetran en algunos sectores a la Formación Del Crestón a través de planos de falla.

Dávila y Astini (2002) analizaron la estratigrafía de la Formación Del Crestón, a la que consideraron Paleógena *sensu lato*, y la dividieron en cuatro miembros informales, de los cuales el basal (miembro limoarenoso inferior) es equivalente a la aquí estudiada Formación La Veteada. Esta última unidad fue definida por Dávila *et al.* (2005) quienes fijaron su estratotipo en el área conocida como La Yesera, sobre el flanco oriental del anticlinal Los Colorados, próximo al cierre de la estructura (Fig. 2). De acuerdo con Dávila *et al.* (2005) la formación presenta un espesor mínimo de 179 m y está compuesta por escasos niveles de chert ubicados en la base de la unidad, fangolitas rojas, bancos de yeso y una sección morada abigarrada de areniscas finas y pelitas varicolores con algunos bancos dolomíticos y margosos.

Las rocas de la Formación La Veteada en su localidad tipo contienen palinomorfos que fueron referidos inicialmente al Pérmico tardío (Zavattieri *et al.*, 2008) y más tarde acotados por Gutiérrez *et al.* (2014, 2018) al Lopingiano (Changhsingiano).

La figura 4 sintetiza la historia de los nombres aplicados a la secuencia aquí analizada, donde se mantiene, aunque con reservas, la categoría de formación para La Veteada.

4. Metodología

La Formación La Veteada fue estudiada en su estratotipo, en el flanco oriental del anticlinal Los Colorados, en la quebrada de La Yesera. En esta área fue levantada una columna estratigráfica de

Bodenbender (1922)	Turner (1964,1971)	Dávila y Astini (2002)	Dávila <i>et al.</i> (2005)	Este trabajo
Estratos Famatinenses	Sección superior Fm. Del Crestón	↑ Miembro de conglomerados superiores Miembro arenoso intermedio Miembro de conglomerados inferiores Fm. Del Crestón ↓ Miembro limoarenoso inferior	Fm. Del Crestón	Fm. Del Crestón
	Sección inferior Fm. De La Cuesta		Fm. La Veteada	Fm. La Veteada
Piso II Estratos de Paganzo	Fm. De La Cuesta	Fm. De La Cuesta	Fm. De La Cuesta	Fm. Talampaya
				Fm. De La Cuesta

FIG 4. Síntesis de la nomenclatura aplicada por diferentes autores al intervalo estratigráfico analizado en este trabajo, el que se indica en letra cursiva.

detalle de aproximadamente 162 m de espesor, se realizaron estudios sedimentológicos de sus unidades litológicas y se obtuvieron muestras para dataciones radiométricas. Para aclarar sus relaciones estratigráficas fue realizado un mapa geológico de detalle escala 1:12.000, que incluye, además del área del estratotipo, la culminación septentrional del anticlinal de Los Colorados, el arroyo de La Torre y el río Chaschuil (Fig. 2). También se efectuó un muestreo petrográfico de detalle con el objeto de caracterizar las principales litofacies que forman la unidad y a modo de síntesis se formuló un modelo de evolución paleoambiental.

La edad de un nivel de toba, ubicada a aproximadamente 50 m sobre la base de la formación, se obtuvo por medio de análisis U-Pb CA-TIMS sobre circones. Los análisis fueron realizados en el Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research de la Universidad de British Columbia (Canadá). Seis circones prismáticos, sin inclusiones fueron seleccionados a partir de datos LA-ICP-MS, para análisis CA-TIMS de un conjunto de abundantes circones. El método de geocronología U-Pb para la espectrometría de masas de ionización térmica

por dilución de isótopos se efectuó de acuerdo con Wall *et al.* (2018).

Además, se recuperaron tres asociaciones palinológicas a partir del procesamiento de muestras de rocas mediante la disolución de carbonatos y silicatos por CIH y FH respectivamente y la posterior concentración del residuo orgánico por filtrado con malla de 20 µm. Los preparados palinológicos se encuentran depositados en la Colección de Paleopalinología del Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia, bajo los números BA Pal 6590-6592. Los ejemplares ilustrados en esta contribución se ubican en el preparado utilizando las coordenadas England Finder.

5. Resultados

5.1. Relaciones estratigráficas de la Formación La Veteada

Aunque originalmente considerada como el miembro inferior de la Formación Del Crestón (Dávila y Astini, 2002), en la actualidad parecen haber pocas dudas sobre la relación discordante que

guardan los estratos de la Formación La Veteada con los conglomerados y areniscas miocenas de la suprayacente Formación Del Crestón (Candiani *et al.*, 2011). En el área en estudio la relación discordante entre ambas formaciones es evidente, aunque localmente, y tal cual lo señalara Turner (1964), el contacto es tectónico y resultado de una falla inversa que monta la sucesión neógena sobre los estratos de la Formación La Veteada como puede observarse en las cercanías del Filo de Los Loros y al poniente de la quebrada Seca de Alaniz (Fig. 2).

El mayor problema surge al analizar las relaciones estratigráficas basales de la Formación La Veteada. En el trabajo en el que se define la unidad se señala un contacto neto y sin rasgos de notable erosión entre las formaciones De La Cuesta y La Veteada (Dávila *et al.*, 2005), criterio que fue seguido en contribuciones posteriores (Candiani *et al.*, 2011). Sin embargo, años más tarde la presencia de una paraconcordancia fue sugerida por Gutiérrez *et al.* (2014).

El estudio detallado de la parte superior del intervalo anteriormente mapeado como Formación De la Cuesta en el área de estudio, en nuestra opinión reúne dos conjuntos estratigráficos separados por una discordancia de bajo ángulo. La mayor parte de la sucesión efectivamente corresponde a los

estratos rojos de la Formación De La Cuesta, pero el tramo superior incluye una sucesión mayormente arenosa, con estratos de similar rumbo, pero diferente inclinación. Este último conjunto es, en este trabajo, incorporado por su posición estratigráfica y similitud litológica con sucesiones aflorantes en áreas vecinas dentro de la Formación Talampaya (Fig. 2).

La discordancia mencionada se ilustra en la figura 5A; allí se muestra una imagen inclinada aproximadamente 20° al este del sector central de la quebrada de La Yesera (recuadro en la Fig. 2). La discordancia no solo se manifiesta por el cambio en el valor de inclinación de los estratos infra- y suprayacentes, sino también por la disminución del espesor de la Formación De La Cuesta. Con respecto al primer punto, aunque el rumbo general de los estratos de las dos formaciones es similar, nort-sur a nornoroeste-sursureste, existen variaciones significativas en el ángulo de inclinación, ya que mientras los bancos de la Formación De La Cuesta inclinan 32° en promedio, los de la Formación Talampaya lo hacen a 39° , en ambos casos hacia el este.

Por otro lado, la discordancia bisela a la Formación De La Cuesta produciendo una supresión de unos 40 m estratigráficos en la zona correspondiente a

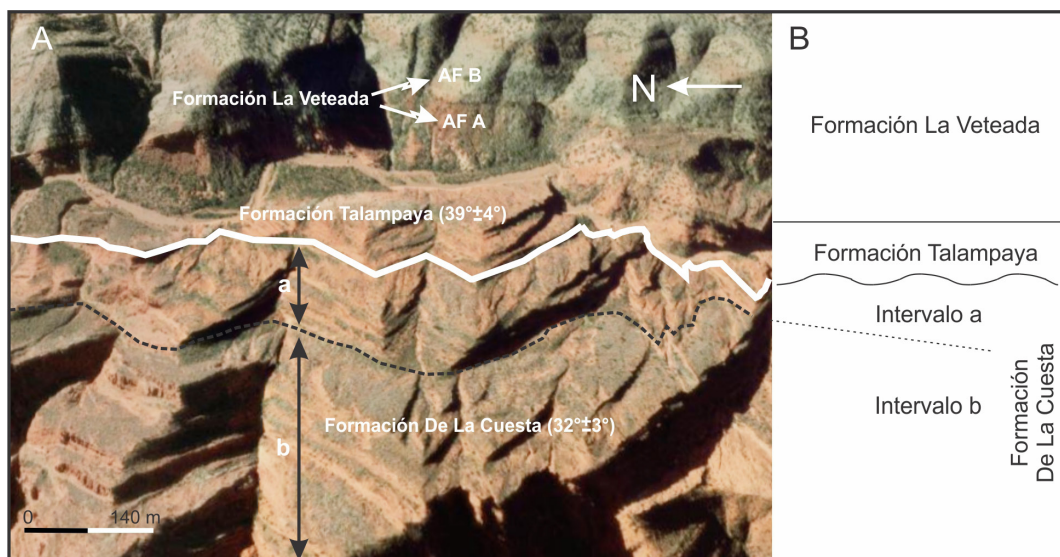


FIG. 5. A. Imagen inclinada aproximadamente 20° al este del sector central de la quebrada de La Yesera; obsérvese el diferente ángulo de inclinación que muestran los estratos de las formaciones De La Cuesta y Talampaya, separado por la discordancia marcada con línea blanca continua. AFA y AFB marcan las asociaciones de facies de la Formación La Veteada. B. Síntesis del arreglo estratigráfico mostrado en la parte A de la figura.

la figura 5A. Para mostrar lo dicho, se ha dividido la parte superior de la Formación De La Cuesta en dos intervalos separados por una línea punteada (Fig. 5A). El intervalo inferior (b en figura 5A) corresponde a areniscas y fangolitas alternantes, con escasos conglomerados y buen desarrollo de estratos tabulares, mientras que el superior (a en la figura 5A) es predominantemente arenoso, faltan casi por completo los conglomerados y los bancos exhiben menor continuidad lateral. Como muestra la figura 5A, en la parte norte el espesor del intervalo superior (a en la Fig. 5A) es de unos 45 m, pero por efecto de la discordancia solo alcanza 5 m en el extremo sur de la mencionada figura.

La identificación y separación de unidades de diferente edad dentro de los estratos rojos de la sección superior del Grupo Paganzo ha sido problemática y, en algunas oportunidades, sucesiones de capas rojas mesozoicas e incluso terciarias han sido mapeadas en conjunto como Formación Patquía (=De La Cuesta, e.g., Jordan *et al.*, 1993; Limarino *et al.*, 2000). Por ejemplo, aproximadamente 75 km al sur del área aquí estudiada, en Cuesta de Miranda, se planteó una situación semejante, ya que toda la secuencia de estratos rojos allí aflorante fue tradicionalmente asignada a la sección superior del Grupo Paganzo (Formación Patquía o su equivalente Formación La Cuesta, e.g., de Alba, 1954, 1979; Aceñolaza, 1978; Aceñolaza y Buatois, 1991; Zhang *et al.*, 1998). Sin embargo, la presencia de una discordancia dentro de la sucesión de bancos rojos y una datación radiométrica U-Pb en circones de $252,5 \pm 0,2$ Ma, permitieron a Gulbranson *et al.* (2015) separar los estratos pertenecientes a las formaciones Patquía (=De La Cuesta) y Talampaya (véase también Fauqué *et al.*, 2020).

En síntesis, se interpreta que la Formación La Veteada no sobreyace a la Formación de La Cuesta (Carbonífero tardío-Pérmico temprano), sino que lo hace sobre la Formación Talampaya de edad pérmica media a tardía.

5.2. Litología, asociaciones de facies y ambiente deposicional

Para el estudio de los paleoambientes sedimentarios de la Formación La Veteada fue levantado un perfil de detalle en la quebrada señalada en la figura 2 ($28^{\circ}39'11''\text{S}$ - $67^{\circ}45'59''\text{O}$, Fig. 6) y varias secciones parciales sobre todo en el flanco oriental

de la quebrada de La Yesera. De acuerdo con sus características litológicas tres asociaciones de facies sedimentarias fueron identificadas en la unidad (Fig. 7): **1.** Asociación de facies A (fangolitas y areniscas rojas junto a niveles de chert y yeso), **2.** Asociación de facies B (calizas, margas y areniscas) y **3.** Asociación de facies C (margas gris amarillentas, fangolitas y areniscas). Las asociaciones A y B son recurrentes, lo que le confiere cierto aspecto abigarrado a la formación.

Asociación de facies A (fangolitas, areniscas rojas junto a niveles de chert y yeso): esta asociación de facies forma la base de la Formación La Veteada a lo largo de toda la quebrada de La Yesera y se dispone en relación concordante sobre la Formación Talampaya. Presenta un espesor total de 60 m y es recurrente (Fig. 6). Está formada en más de un 80% por areniscas finas y fangolitas de color rojo intenso, acompañadas por escasos niveles de chert, delgados bancos de yeso, margas, algunos bancos conglomerádicos y al menos un nivel de toba.

Sin embargo, la composición litológica arriba descrita sufre algunas variaciones laterales, como que hacia el norte de la quebrada donde fue levantado el perfil (Figs. 2 y 6) se incrementa la proporción de yeso y fangolitas.

Las areniscas son divididas en dos tipos. Por un lado, las de tamaño de grano fino y muy fino (más abundantes), las que se presentan en bancos tabulares, de hasta 20 cm de espesor, que exhiben laminación paralela u ondulítica, principalmente de corriente y con menor frecuencia de oleaje. Un segundo grupo corresponde a areniscas de grano mediano y grueso, las que no solo difieren en el tamaño de grano, sino también en la forma de bancos y estructuras sedimentarias. Así predominan los bancos de forma lensooidal, de base plana y techo ligeramente convexo hacia arriba, los que en su interior muestran laminación horizontal o delgados paquetes de estratificación entrecruzada tanto tabular planar como en artesa. Raramente los niveles de areniscas gruesas muestran desperdigados clastos intraformacionales de fangolitas.

Los niveles de chert son un rasgo propio de esta asociación de facies y, de hecho, el más potente fue utilizado por Dávila *et al.* (2005) como nivel guía para señalar la base de la unidad. Todos se encuentran en la base de la asociación de facies o cercanos a ella, y el de mayor espesor alcanza unos 90 cm de potencia. El chert se presenta en dos variedades

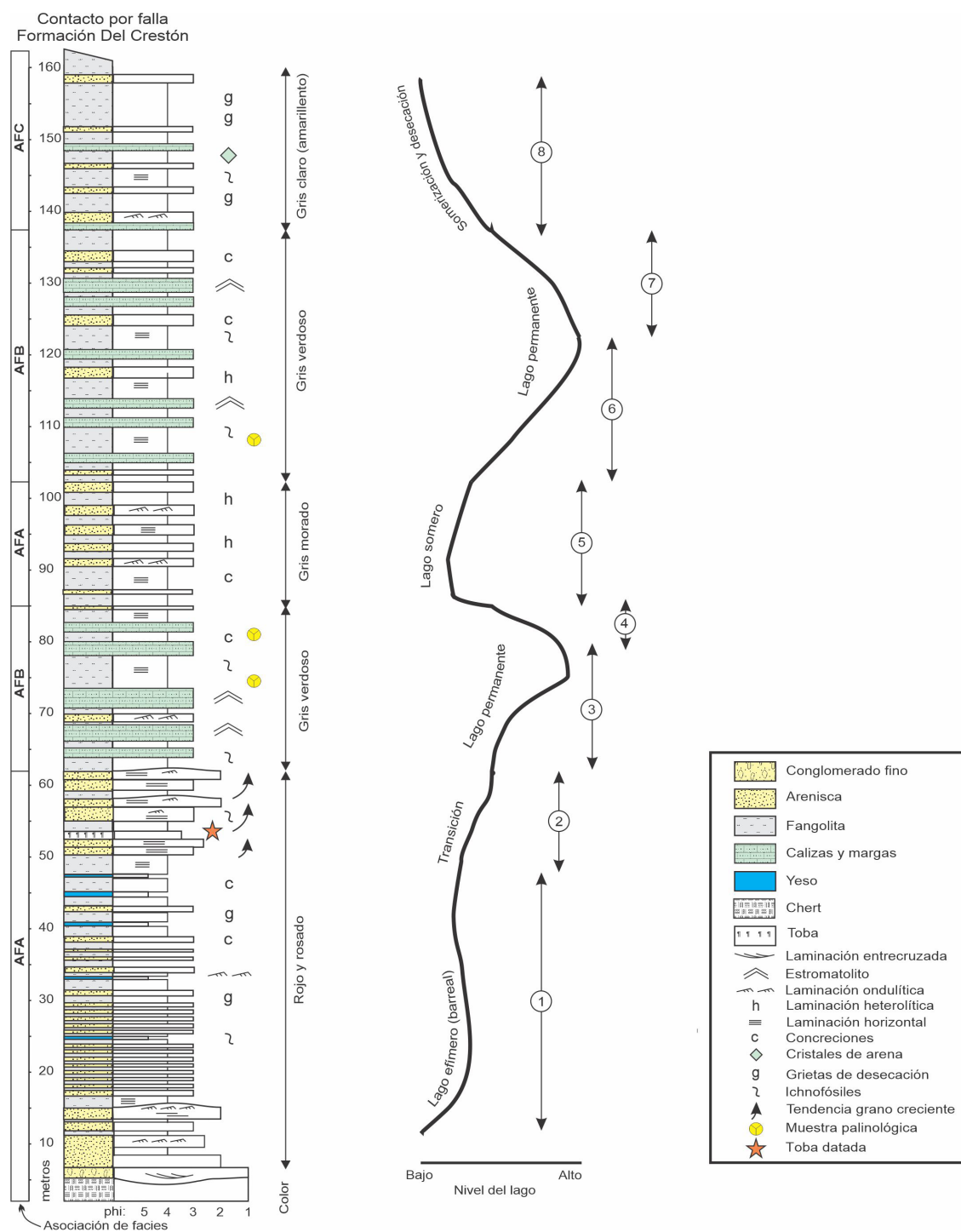


FIG. 6. Perfil estratigráfico esquemático de la Formación La Veteada en el que se representa la curva de desplazamiento del nivel del lago. El significado de los intervalos 1 a 8 es explicado en la sección evolución paleoambiental.

Asociación de facies	Litología	Interpretación
Asociación de facies A	Intervalo de color rojizo limitado en su base por un nivel de chert. La asociación está mayoritariamente formada por fangolitas y areniscas con intercalaciones de evaporitas (yeso).	La primera ocurrencia se inicia con sistemas fluviales de baja energía sucedidos por ambientes de barreal. La segunda recurrencia corresponde a la transición a un sistema lacustre permanente a efímero dominado por sedimentación clástica.
Asociación de facies B	Sucesión abigarrada compuesta por margas, calizas, areniscas y fangolitas. Se observan niveles de estromatolitos con estructura dómica.	Sistema lacustre permanente dominado por sedimentación carbonática. Indica periodos de máxima expansión lacustre.
Asociación de facies C	Intervalo gris amarillento que incluye margas, fangolitas y areniscas junto a escasas calizas.	Progresiva somerización del cuerpo lacustre y dominio de la sedimentación clástica. Evidencias de periodos de exposición subaérea.

FIG. 7. Síntesis de las características e interpretación de las asociaciones de facies reconocidas en la localidad tipo de la Formación La Veteada.

principales: masivo (en ocasiones muestra cierto bandeamiento) y brechoso (Fig. 3C y E). Ambos tipos conforman el nivel silíceo tomado como base de la formación (Fig. 6) y están compuestos por sílice microcristalina, que en el microscopio demuestra estar formada mayormente por microcristales de cuarzo con oquedades rellenas de calcedonia y más raramente por cristales mayores de cuarzo.

Delgados niveles semejantes a chert por su dureza y color se encuentran interestratificados con fangolitas. Su observación microscópica demuestra que se trata de areniscas finas fuertemente cementadas por sílice o en otros casos por muy probables niveles de ceniza volcánica silicificada.

El nivel silíceo basal está cubierto en algunos casos por brechas silíceas resultantes de la erosión parcial del banco de chert, o en otros casos, por ortoconglomerados polimícticos finos a medianos, parcialmente silicificados y con estratificación entrecruzada, principalmente tabular planar.

El yeso se presenta formando desde niveles milimétricos, aunque en ocasiones forma bancos tabulares de algunas decenas de centímetros. Las láminas milimétricas están frecuentemente dentro de intervalos fangolíticos y forman cristales de hábito prismático mezclados con el fango y en ocasiones parcialmente reemplazado por carbonato (Fig. 8A). En los niveles de mayor potencia, dos tipos de texturas prevalecen: el yeso masivo (más frecuente) y el laminado (Fig. 3G); en este último caso forma láminas con delgadas particiones de fangolitas o gipsilitas. Es necesario aclarar que no todos los niveles de yeso son primarios, de hecho, el espesor y número de los

bancos de yeso secundario aumenta hacia el norte a medida que nos acercamos al cierre de la estructura anticlinal, y es probable que el yeso sea secundario, originado por su migración posdeposicional durante la estructuración del anticlinal.

Finalmente, un nivel de toba ha sido identificado en la parte media de la asociación de facies A (52-53 m en Fig. 6); se trata de una toba vítroclástica parcialmente desvitrificada a microcuarzo (Figs. 3F y 8B).

La asociación de facies descrita sigue un patrón vertical en su mayoría granodecreciente, el que puede ser dividido en cuatro intervalos. El inferior comprende el nivel de chert basal junto con los conglomerados y areniscas gruesas previamente descritas; un segundo intervalo corresponde a areniscas finas intercaladas con pelitas que forman interlaminaciones de espesor en ocasiones milimétrico (Fig. 8C), las que son sucedidas por fangolitas y niveles de yeso, a los que ocasionalmente se asocian delgados niveles de chert (pocos centímetros de espesor) y fangolitas silicificadas (tercer intervalo).

La sección superior (cuarto intervalo) corresponde al apilamiento de al menos tres ciclos granocrecientes de escala métrica (entre 1,5 y 2 m, Fig. 8D), formados por fangolitas en su base (ocasionalmente margas con delgadas intercalaciones de yeso) y areniscas medianas, a veces gruesas en el techo. Las areniscas se encuentran pobremente seleccionadas y en muchos casos exhiben una transición continua entre clastos y matriz (Fig. 3D). El conjunto conforma una secuencia retrogradacional, con incremento en la proporción de fangolitas y margas versus areniscas hacia el tope de la facies.

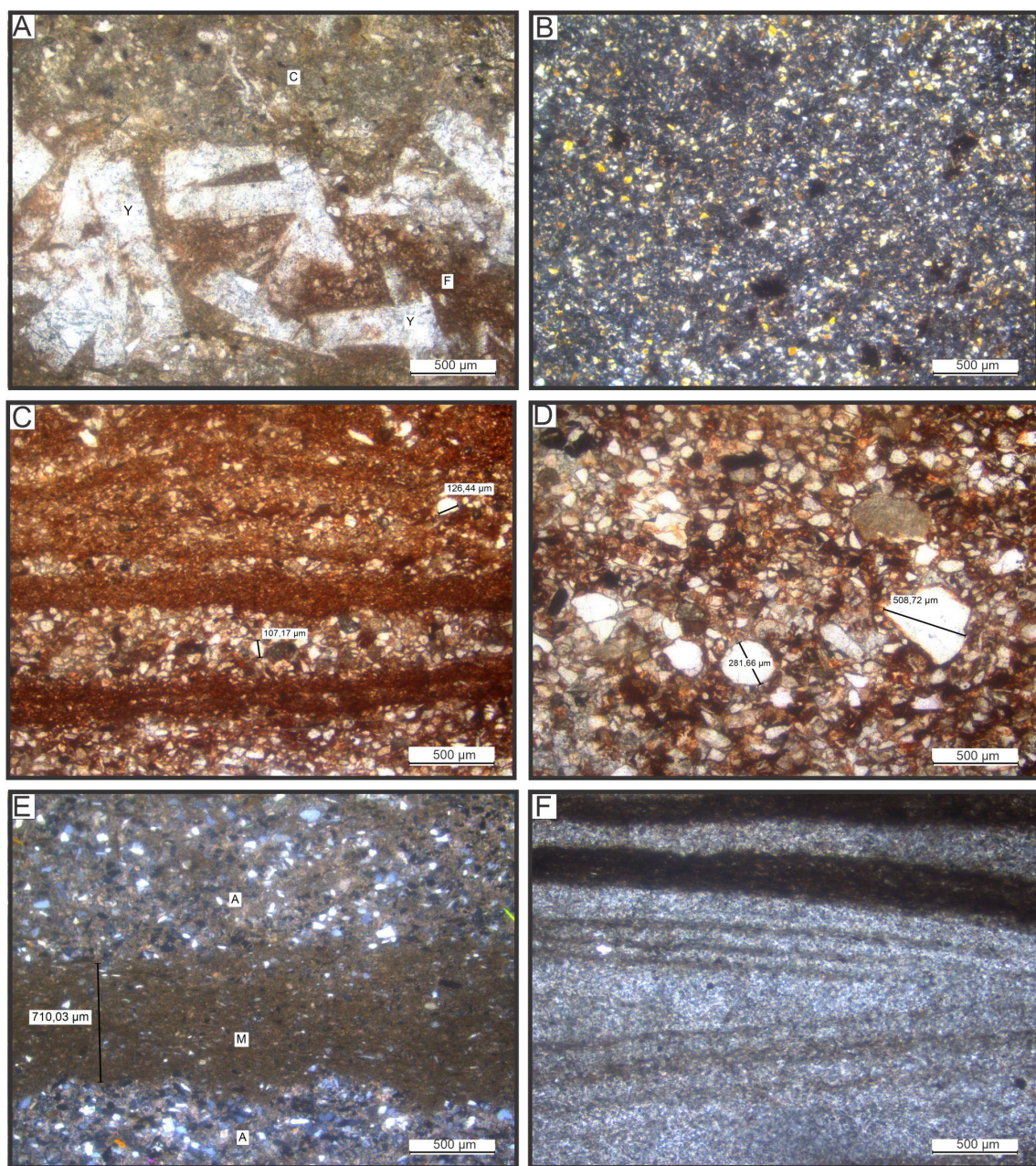


FIG. 8. **A.** Interlaminación de calizas micríticas (C) y capas de yeso (Y); nótese que este último aparece en grandes cristales tabulares dentro de una matriz fangosa (F, nicoles paralelos). **B.** Vista con bajo aumento del nivel de toba datado que muestra el microcuarzo como producto de la desvitrificación (nicos cruzados). **C.** Alternancia rítmica de areniscas muy finas y fangolitas; nótese que el espesor de las láminas es menor a 0,5 mm (nicos paralelos). **D.** Ejemplo de las areniscas que forman el techo de los ciclos granocrecientes de la parte superior de la asociación de facies A; nótese su pobre selección y la gradación continua entre clastos y matriz (nicos paralelos). **E.** Ejemplo de las interlaminaciones entre areniscas muy finas y margas; nótese la alta proporción de cemento carbonático en la lámina arenosa (nicos cruzados). **F.** Microlaminación observada en las capas heterolíticas de la asociación de facies B; obsérvese cómo la laminación ondulítica está cubierta por milimétricas particiones de fango.

El incremento en la proporción de margas y fangolitas carbonáticas en la sección superior de la asociación de facies es una característica que se observa en toda el área y se expresa por el desarrollo de un intervalo morado hasta gris amarillento de grano fino que difiere del característico rojo ladrillo del resto de la asociación de facies (Fig. 3F).

Asociación de facies B (calizas, margas y areniscas): esta asociación de facies es recurrente y muestra un espesor total de 58 m (Fig. 6); sus afloramientos son fácilmente reconocidos aun a larga distancia por su coloración gris verdosa. El contacto con la asociación de facies A se resuelve en forma más o menos neta mediando una superficie que separa fangolitas y areniscas finas moradas (asociación de facies A) de fangolitas y margas gris verdosas (asociación de facies B, Fig. 3H).

Esta asociación comprende margas, fangolitas, areniscas finas y bancos de caliza, en ocasiones estromatolíticas, estratificadas en bancos delgados a medianos fuertemente tabulares de base plana no erosiva. Las fangolitas y margas conforman una sucesión continúa caracterizada por el aumento de fango carbonático; las primeras con frecuencia muestran laminación paralela, mientras que las margas pueden ser masivas o laminadas.

En lo que corresponde a las calizas, existen dos tipos principales: por un lado, las estratificadas en bancos tabulares desde finos a medianos, por lo general masivos que no muestran evidencias de bioconstrucción. Se trata de bancos de calizas que observados al microscopio varían desde calizas micríticas masivas a niveles imperfectamente laminados, en los que alternan niveles micríticos y margosos. Un segundo tipo, por lo general de color amarillento a amarillo verdoso, conforma bancos algo más potentes (hasta 30 cm), en los que se observa laminación irregular, frecuentes estructuras domales y algunas columnares (Fig. 9A, B). Estas calizas son interpretadas como de origen estromatolítico, y cada banco puede presentar extensión lateral de varias decenas de metros interdigitado con margas o las calizas masivas previamente descritas.

Hacia la parte media de la asociación de facies se observa un intervalo métrico de pelitas laminadas de color gris oscuro que intercala un banco de caliza gris amarillenta (Fig. 9C). Por último, las areniscas son de grano fino a muy fino, se estratifican en bancos tabulares, internamente masivos o con desarrollo imperfecto de laminación horizontal, y con menor

frecuencia exhiben laminación ondulítica de corriente u oleaje bien desarrollada. Son habituales las interlaminaciones a escala milimétrica de areniscas muy finas, en ocasiones carbonáticas con delgados bancos de margas y fangolitas (Fig. 8E).

En algunos casos se observan estructuras heterolíticas, en las que delgadas láminas de arena con laminación ondulítica de corriente son cubiertas por milimétricas particiones de fango (Fig. 8F). Ocasionalmente, aparecen bancos de hasta 30 cm de potencia de areniscas de grano medio, las que en ocasiones forman estratos lensoidales, de base plana y techo convexo hacia arriba, los que en algunos casos muestran laminación entrecruzada (Fig. 9E).

Asociación de facies C (margas gris amarillentas, fangolitas y areniscas): esta asociación de facies está cortada por la falla que la pone en contacto con la Formación Del Crestón o bien por la discordancia que señala la base de esta última, por lo que su espesor es variable: 24 m en el perfil analizado (Fig. 6), aunque puede alcanzar hasta 39 m en otras quebradas.

Presenta características muy similares a la asociación de facies 1, pero difiere en el ordenamiento vertical de la litología y en la coloración gris amarillenta a pardo rojiza del conjunto. La parte basal de esta asociación está compuesta por margas y calizas fangosas gris amarillentas (Fig. 9G) que se interestratifican con fangolitas en ocasiones moradas. Estas últimas muestran en algunos casos grietas de desecación, improntas de gotas de lluvia y pequeños cristales de arena de forma cúbica. En determinados niveles se observan delgadas intercalaciones de yeso dentro de los carbonatos (Fig. 9H).

Hacia arriba hay bancos de areniscas finas, con abundante cemento carbonático, intercaladas con margas y fangolitas. Finalmente, en la parte superior de esta asociación de facies, suprimida en muchas quebradas por la falla que la separa de la Formación Del Crestón, se observan escasos lentes de areniscas medianas de color pardo claro, las que esporádicamente muestran intercalaciones de sabulitas y conglomerados finos estratificados en bancos lenticulares.

5.3. Evolución paleoambiental

La litología, estructuras sedimentarias y los patrones de ordenamiento sugieren que la Formación La Veteada muestra una compleja evolución

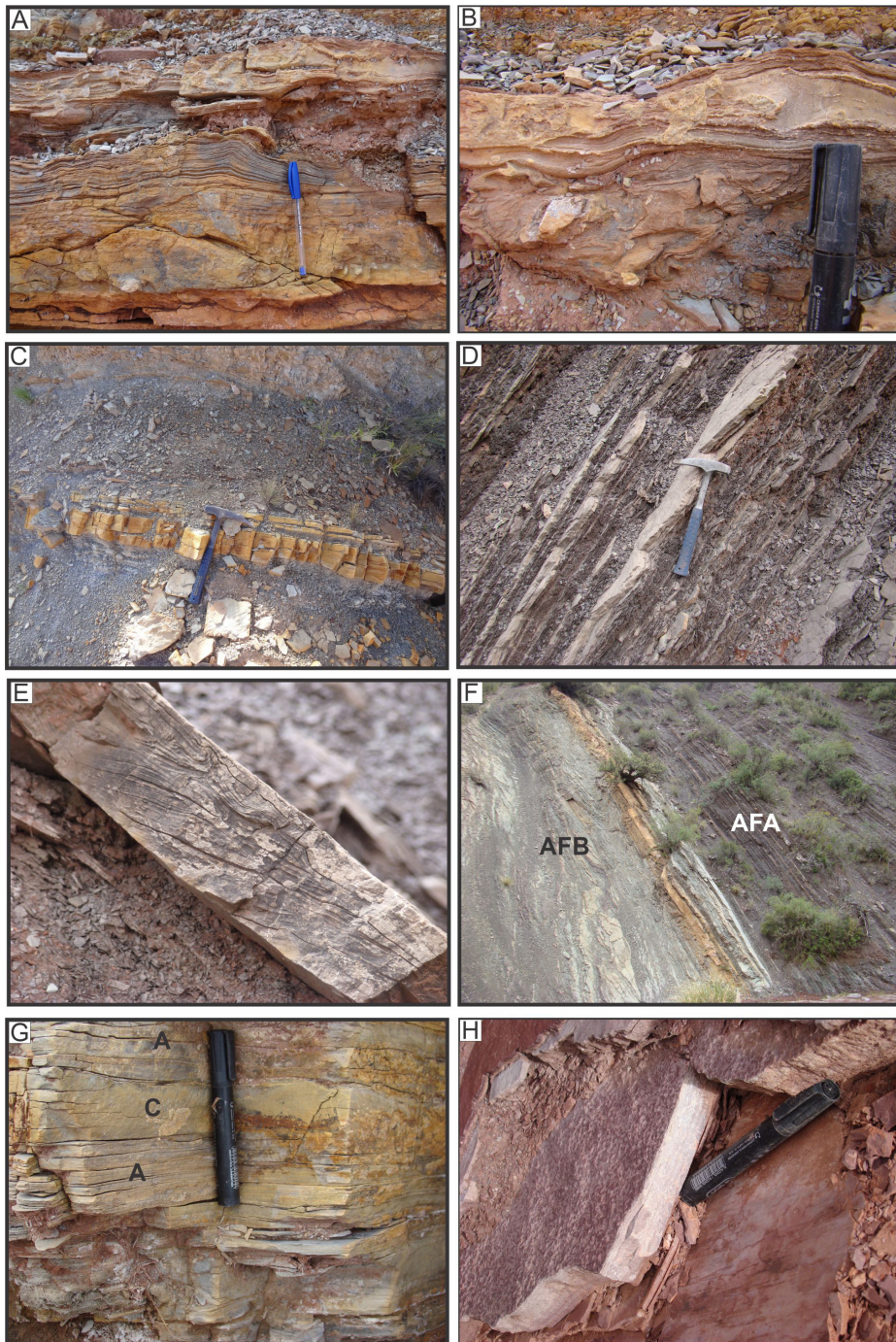


FIG. 9. **A-B.** Aspecto de las calizas estromatolíticas. **C.** Sucesión de pelitas gris oscuras laminadas asociadas a un banco de margas gris amarillentas que probablemente indica un máximo de inundación en la asociación de facies B. **D.** Aspecto típico de la segunda ocurrencia de la asociación de facies A que muestra intercalaciones de fangolitas (en parte margosas) que alternan con areniscas finas con alto porcentaje de cemento carbonático. **E.** Arenisca con laminación entrecruzada que en ocasiones corona ciclos de alta frecuencia en la asociación de facies B. **F.** Vista del contacto entre las asociaciones de facies B (AFB) y A segunda ocurrencia (AFA). **G.** Alternancia de areniscas (A) y calizas margosas gris amarillentas (C) en la asociación de facies C. **H.** Intercalación de banco de yeso en la parte superior de la asociación de facies C.

paleoambiental que comienza con facies fluviales en su base, seguida por sedimentación lacustre efímera, lacustre permanente y finalmente retorno a facies lacustres someras en el techo. En lo que respecta a la asociación de facies A, el nivel basal fuertemente silíceo que marca la base de la formación fue considerado por Dávila *et al.* (2005) como un silcrete o duricostra silicificada y relacionada con niveles de paleosuelos o con la transformación diagenética de niveles tobáceos. El origen de este nivel de chert es problemático. Por un lado, y teniendo en cuenta el espesor, la estructuración, la persistencia lateral de la capa y la falta de evidencias de paleometeorización en los niveles directamente subyacentes al chert, podría tratarse de un silcrete freático (Summerfield, 1983; Thiry, 1999; Ulliyott y Nash, 2016; Peri *et al.*, 2016). Sin embargo, la presencia de clastos de silcrete en los conglomerados suprayacentes sugiere que el nivel de silicificación se encontraba en la base del canal en el momento de la erosión o próximo a ella, por lo que su relación con un silcrete edáfico no debe ser descartada. Cualquiera sea el origen del silcrete, edáfico o freático, su presencia es consistente con un período de baja tasa de sedimentación tal cual fuera sugerido por Dávila *et al.* (2005).

Los conglomerados y areniscas gruesas superpuestos al silcrete basal, indican inequívocamente un breve episodio inicial de sedimentación fluvial representado por canales de moderada energía que pasan lateralmente a planicies de inundación fangosas. A partir del segundo intervalo de la asociación de facies A, se inicia el sistema lacustre que forma la casi totalidad de la Formación La Veteada. Se trata de un lago efímero dominado por sedimentación clástica, al comienzo arenosa, correspondiente al cinturón arenoso externo (*outer sand flat*), o bien a la zona costera de los lagos de bolsón (*inner sand flat*, Handford, 1982; Zhang *et al.*, 1998; Marensi *et al.*, 2020).

Las areniscas que constituyen el intervalo 2 de la asociación de facies A son sucedidas por fangolitas con escasas intercalaciones de yeso y carbonatos correspondientes a planicies fango-evaporíticas. Los escasos y delgados niveles de chert, junto con las fangolitas silicificadas que ocasionalmente se observan en algunas quebradas, es muy probable que correspondan a niveles de piroclastitas o de fangolitas tobáceas, en los que se ha producido removilización de la sílice durante la diagénesis (Limarino y Caselli, 1995). Tanto el tramo arenoso

como el fangoso representan facies de barreal con frecuente exposición subaérea (intervalo 1 en Fig. 6).

El tope de la asociación de facies A incluye sucesiones granocrecientes con arreglo retrogradacional que indicarían una progresiva profundización del cuerpo de agua, lo que favoreció la preservación del nivel de toba datado para el presente trabajo. Este intervalo presenta un color rojizo más claro y en algunos casos gris amarillento (intervalo 2 en Fig. 6).

La asociación de facies B señala una expansión significativa del cuerpo lacustre y un incremento en la sedimentación carbonática respecto a la clástica. En esta facies es donde la actividad biológica se incrementa significativamente, como lo indica la presencia de estromatolitos y abundantes registros de algas en las asociaciones palinológicas. Gran parte del fango y la arena muy fina parece haber sido introducido a los lagos por corrientes de fondo tipo *underflows* como lo indican las interlaminaciones de arena y fango, junto con la presencia de algunos niveles de areniscas que muestran estructuras heterolíticas. En estos casos la laminación surge del apilamiento de corrientes tipo *underflows* (término arenoso) y *overflows* (término fangoso o margoso).

En la asociación de facies C se incrementa el aporte clástico, los estromatolitos desaparecen y las margas se transforman en el principal componente, elementos que sugieren una progresiva somerización del cuerpo lacustre, como lo indica la aparición de grietas de desecación, improntas de gotas de lluvia y cristales de arena. La presencia de niveles de margas y algunas calizas que contienen láminas irregulares de yeso recuerda los depósitos descritos por Alonso-Zarza *et al.* (2006) en ambientes palustres actuales interpretados como formados en zonas de cambio en la salinidad del agua de dulce a salobre y eventualmente salina. La existencia de niveles arenosos hacia el tope de la unidad podría sugerir el pasaje a facies marginales de planicie arenosa interna.

Como puede observarse en la figura 6 la evolución de la cuenca lacustre mostró oscilaciones tanto de alta como de baja frecuencia. Las primeras forman ciclos de espesor por lo general menor a 1 m y corresponden, en el caso de la asociación de facies A, a los ciclos progradacionales, con arreglo retrogradacional, que indican el comienzo del incremento del nivel lacustre (intervalo 2 en Fig. 6). De igual forma, los delgados ciclos arena/marga observados en la asociación de facies B señalan breves

períodos de profundización o somerización según se incrementa la marga o la arena respectivamente.

En lo que concierne a los ciclos que describen la evolución de tiempo prolongado del sistema lacustre, la recurrencia de facies y el ordenamiento interno de cada una de ellas permite esbozar el modelo de variación del nivel del lago mostrado en la figura 6. En él un barreal inicialmente efímero (intervalo 1 en Fig. 6) pasa a un primer ciclo de expansión en el que el sistema de barreal incrementa progresivamente la proporción de fangolitas y margas (intervalo 2 en Fig. 6). Al llegar a la asociación de facies B se produce un cambio en la sedimentación, pues predomina la sedimentación carbonática sobre la clástica, aumenta la productividad del lago y desaparecen las evidencias de exposición subaérea. En este intervalo los niveles de estromatolitos parecen haberse desarrollado con preferencia durante la fase transgresiva (nivel 3 en Fig. 6). La máxima expansión de la cuenca lacustre parece corresponder a un intervalo métrico de fangolitas y margas interlaminares, a las que sigue un ligero incremento en la proporción de arena, lo que señala una tendencia regresiva (intervalo 4 en Fig. 6, Fig. 9C).

La segunda ocurrencia de la asociación de facies A representa un incremento en la sedimentación clástica con respecto a B, la que es interpretada como una somerización lacustre (intervalo 5 en Fig. 6, Fig. 9D). Una posibilidad alternativa es simplemente un aumento en el aporte clástico debido a un aumento en las precipitaciones, sin embargo, la presencia de algunos niveles con grietas de desecación sugiere la primera de las interpretaciones como la más probable.

Una nueva expansión del cuerpo de agua es marcada por la segunda ocurrencia de la asociación de facies B, aunque en este caso la cantidad de niveles estromatolíticos es menor y se supone que también lo fue la productividad del cuerpo de agua (intervalo 6 en Fig. 6). Una progresiva somerización se manifiesta en el término superior de la facies B (intervalo 7 en Fig. 6), la que se acentuó en la asociación de facies C, indicando la definitiva somerización del cuerpo de agua y el probable pasaje a facies palustres en las que se intercalan fangolitas y margas (intervalo 8 en Fig. 6).

6. Edad de la Formación La Veteada

La presencia de taxones triásicos en las asociaciones palinológicas coincide con el nuevo dato obtenido mediante una datación U-Pb CA-TIMS sobre

circones de una toba ubicada a poco más de 50 m de la base de la unidad y en estrecha asociación con las palinofloras (de ubicación estratigráfica aproximadamente equivalente a las muestras MPLP 8248 a 8250 de Gutiérrez *et al.*, 2014). La edad obtenida de $249,66 \pm 0,11$ Ma indica, sin dudas, una edad olenekiana (Triásico Inferior, Fig. 10) para la formación y sus palinofloras. Asimismo, permite descartar su atribución al Pérmico, como también lo demuestra su relación estratigráfica con la Formación Talampaya.

Por lo tanto, la edad imprecisa atribuida por Dávila *et al.* (2005) al definir la Formación La Veteada, y la posterior asignación de sus palinofloras a la biozona *Guttulapollenites hannonicus-Cladaitina veteadensis* de edad lopingiana por Gutiérrez *et al.* (2018), es restringida aquí al Triásico más temprano. Es necesario señalar que en sus contribuciones sobre la palinología de la Formación La Veteada en el área de La Yesera, esos autores refieren que las muestras palinológicas proceden de la parte superior de la unidad, pues en su interpretación, su miembro inferior estaría representado en la sierra de Narváez. Por el contrario, de acuerdo con la revisión aquí presentada, la sucesión aflorante en la sierra de Famatina no ha sido hasta el momento reconocida en el ámbito de la sierra de Narváez y, por lo tanto, las palinofloras procedentes del área de La Yesera se registran desde la base de la unidad.

Tres nuevas muestras palinológicas fueron obtenidas para el presente trabajo: dos en la primera ocurrencia de la asociación de facies B y la restante en la segunda ocurrencia (Fig. 6). Todas poseen composición similar a la descrita por Gutiérrez *et al.* (2018), con la identificación de los granos de polen *Cladaitina veteadensis* Zavattieri & Gutiérrez (Fig. 11F), *Guttulapollenites hannonicus* Goubin (Fig. 11G), *Lueckisporites* spp. (Fig. 11L), *Minutosaccus* sp. (Fig. 11H), *Protohaploxypinus* spp., junto con esporas como *Densoisporites complicatus* Dettmann (Fig. 11B), *Densoisporites playfordii* (Balme) Playford, *Lundbladispora brevicula* Balme (Fig. 11C), *Lundbladispora verrucosa* Gutiérrez, Zavattieri & Ezpeleta (Fig. 11A), *Lundbladispora wilmotti* Balme (fig. 11D), *Secarisporites triangularis* Gutiérrez, Zavattieri & Ezpeleta (Fig. 11E), y fitoplancton representado por *Maculatasporites gondwanensis* Tiwari, *Reduviasporonites chalastus* (Foster) Elsik (Fig. 11J) y *Syndesmorion stellatum* (Fijałkowska) Foster & Afonin (Figs. 11J, K) entre otras numerosas especies.

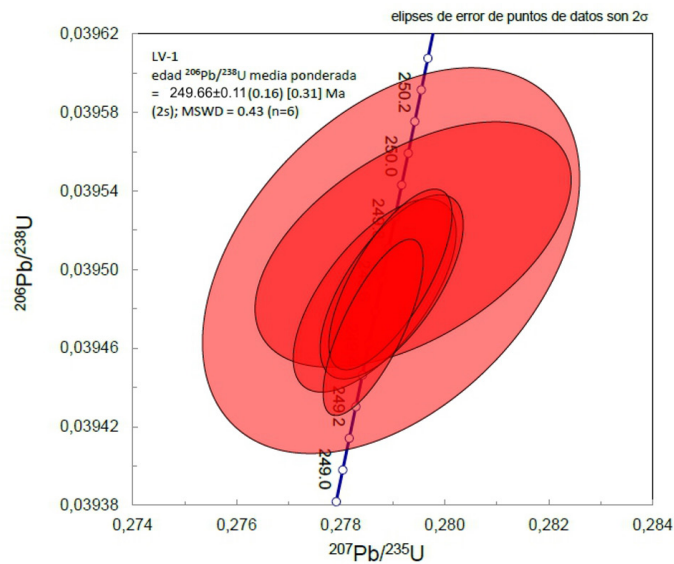


FIG. 10. Diagrama concordia para los zircones del nivel de toba (LV-1) contenidos en la asociación de facies A (para ubicación en el perfil véase la Fig. 6). Cada zircón está representado por sus elipses de error.

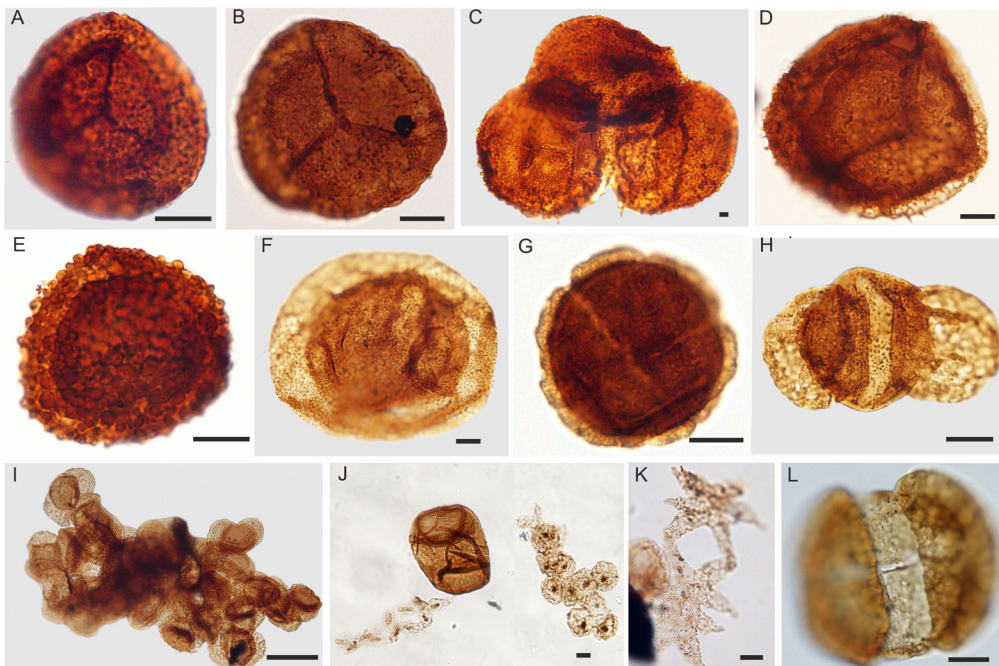


FIG. 11. **A.** *Lundbladispora verrucosa* Gutiérrez, Zavattieri & Ezpeleta, BA Pal 6592(1) B28/2. **B.** *Densoisporites complicatus* Balme, BA Pal 6592(1) Y56(2). **C.** *Lundbladispora wilmotti* Balme, tetrad, BA Pal 6591(4) S55/4. **D.** *Lundbladispora brevicula* (Balme) Playford, BA Pal 6592(2) O36/2. **E.** *Secarisporites triangularis* Gutiérrez, Zavattieri & Ezpeleta, BA Pal 6592(1) O27/2. **F.** *Cladaitina veteadensis* Zavattieri & Gutiérrez, BA Pal. **G.** *Guttulapollenites hannonicus* Goubin, BA Pal 6592(2) S27/2. **H.** *Minutosaccus* sp., BA Pal 6592(2) V37/3. **I.** Másula de granos de polen bisacados, algunos teniados, BA Pal 6590(1) N46/0. **J.** De izquierda a derecha: *Syndesmorion stellatum* (Fijałkowska) Foster & Afonin, *Reduviasporonites chalastus* (Foster) Elsik, grupo de células algales *incertae sedis*, BA Pal 6592(1) Z49/0. **K.** *Syndesmorion stellatum* (Fijałkowska) Foster & Afonin, BA Pal 6592(1) U42/4. **L.** *Lueckisporites* sp., BA Pal 6592(1) Y54/4. Escala A-H, J-L=10 μm, I=20 μm.

7. Correlación estratigráfica

Un aspecto crítico en el análisis del significado estratigráfico de la Formación La Veteada es su correlación con unidades vecinas. Dávila *et al.* (2005) correlacionaron los afloramientos de la localidad tipo con exposiciones de similar composición litológica aflorantes en Valle Hermoso, sobre la vertiente occidental de la sierra de Famatina. En esta región, reducidas exposiciones abigarradas de fangolitas, calizas y areniscas están expuestas inmediatamente al sur de las cabeceras de río Valle Hermoso (Limarino *et al.*, 2021a).

Aunque estas rocas, asignadas a la Formación De La Cuesta (Limarino *et al.*, 2021a), muestran en principio similitud litológica con las expuestas en el área de la quebrada de La Yesera, existen algunas diferencias que deben ser consideradas. En Valle Hermoso faltan los niveles gruesos de chert de la base de la Formación La Veteada, mientras que las tobas, muchas de ellas silicificadas, son numerosas y los bancos de yeso son escasos y delgados. Pero probablemente la mayor objeción a la correlación planteada surge de la edad de la secuencia y de sus relaciones estratigráficas. Con respecto al primer punto, mientras que la base de la Formación La Veteada es triásica inferior, las exposiciones de Valle Hermoso corresponden al Pérmico temprano (Cisuraliano tardío). Una edad U-Pb CA-TIMS en zircones de un nivel de toba vítrea, de $278,84 \pm 0,22$ Ma (Limarino *et al.*, 2021a) asegura su asignación a la parte superior de la Formación De La Cuesta. En particular, Limarino *et al.* (2021a) consideraron los recurrentes niveles de tobas de Valle Hermoso como el inicio del magmatismo Choiyoi en la vecina cordillera de los Andes.

Un segundo punto corresponde a las diferentes relaciones estratigráficas que guardan en la región las exposiciones de La Yesera y las de Valle Hermoso. En el primer caso, como ha sido discutido, la Formación La Veteada se apoya sobre los estratos rojos de la Formación Talampaya de edad pérmica media a tardía. Por el contrario, las exposiciones de Valle Hermoso subyacen a la discordancia regional de bajo ángulo que marca la base de la Formación Talampaya.

Una segunda correlación ha sido propuesta entre los afloramientos de la localidad tipo de la Formación La Veteada y la secuencia pelítica-arenosa de la sierra de Narváez (Catamarca), incluida originalmente en

el tope de la Formación De La Cuesta (Turner, 1967; Aceñolaza y Vergel, 1987). Gutiérrez *et al.* (2011) propusieron utilizar el nombre de Formación La Veteada para estas rocas, a las que asignaron una edad pérmica media (Guadalupeano). Sin embargo, los mencionados autores notaron una diferencia de edad significativa entre el estratotipo y la sierra de Narváez, por lo que propusieron referir la sucesión de Narváez como un “miembro inferior” y los afloramientos de la sierra de Famatina como un “miembro superior”. Nuevamente las evidencias estratigráficas regionales no aconsejan incluir en una misma unidad rocas del Pérmico medio y el Triásico Inferior, toda vez que existe una discordancia regional de edad posguadalupeana que separa necesariamente ambos conjuntos estratigráficos.

Finalmente, Dávila *et al.* (2005) señalaron que la Formación La Veteada podría correlacionarse con el conjunto estratigráfico descrito por Sosic (1972) bajo la denominación de Formación Río Colorado en la vertiente oriental de la sierra de Famatina (provincia de Catamarca). Esta última unidad muestra una composición litológica compleja integrada por conglomerados, areniscas, fangolitas y tobas asignadas al Terciario Inferior-Mioceno con reservas por Sosic (1972). Fauqué y Caminos (2006) incluyeron la Formación Río Colorado (en el sentido de Sosic, 1972) dentro de la Formación Del Crestón.

En opinión de los autores de este trabajo es probable que la Formación Río Colorado reúna más de un conjunto estratigráfico y pueda incluir a la Formación La Veteada en sus términos basales. Sin embargo, mayores estudios son necesarios para aclarar este punto.

8. Discusión

La importancia de la Formación La Veteada radica en dos aspectos principales: **1.** Registra un momento clave en la evolución geológica del permotriásico del Gondwana occidental y **2.** Su edad triásica inferior (Olenekiana) está escasamente representada no solo en las cuencas argentinas, sino también en América del Sur.

Con respecto al primer punto los estratos de la Formación La Veteada muy probablemente marquen la transición de condiciones posorogénicas que desarrollaron extensas cuencas de antepaís en el margen occidental del Gondwana (*e.g.*, Paganzo y San Rafael) a embrionarias cuencas extensionales

formadas hacia fines del Pérmico e inicios del Triásico. Estos depocentros, muy poco caracterizados hasta el presente, posiblemente representaron las etapas iniciales que concluyeron con la formación de extensos *rifts* de *backarc* desarrollados durante el Triásico medio y superior en el oeste argentino, como los de Ischigualasto-Villa Unión y Cacheuta (Bossi, 1971; Milana y Alcober, 1995; Veevers et al., 1994, Rossello et al., 2005). En este contexto, el registro sedimentario de la Formación La Veteada se vuelve uno de los pocos testimonios conocidos hasta el presente de la transición del Pérmico superior (Formación Talampaya) al Triásico Inferior.

Por otro lado, la Formación La Veteada posdata al evento de extinción masiva a escala global ocurrido hacia fines del Pérmico (*greenhouse* extremo, Limarino et al., 2014). Por lo tanto, la información paleoclimática aportada por La Veteada corresponde al mejoramiento climático global y a una nueva expansión de la vida. En este sentido, la parte inferior y media de la asociación de facies A, que incluye, además del nivel de chert, un intervalo de bancos rojos depositado en ambiente de barreal con niveles de evaporitas, indica la persistencia de condiciones áridas, o al menos semiáridas, en esta parte del Gondwana. Al ascender en la columna, el intervalo superior de la asociación de facies A indica un aumento en volumen del cuerpo lacustre y la desaparición de facies evaporíticas, lo que probablemente señala la transición hacia un mejoramiento climático.

La asociación de facies B, en la que aparecen estromatolitos, numerosos niveles de caliza y evidencias de alta productividad lacustre, revela un claro mejoramiento climático cuando se la compara con la asociación de *playa lake* de la facies A. Lo dicho es avalado por la presencia de estromatolitos, una abundante asociación palinológica que incluye algas de agua dulce y la falta de niveles de yeso. Sin embargo, Zavattieri et al. (2017) relacionan las asociaciones palinológicas en su conjunto a climas áridos y semiáridos, incluyendo taxones de diferentes requerimientos paleoecológicos, tales como algas relacionadas con condiciones hipersalinas, de agua dulce a salobre y algunas tolerantes a un cierto grado de salinidad.

En cuanto a la presencia del Triásico Inferior en Argentina, los registros son muy escasos. Originalmente la parte inferior del Grupo Puesto Viejo (Formación Quebrada de Los Fósiles (Stipanovic et al., 2007) y las formaciones Talampaya y Tarjados (Romer y

Jensen, 1966) eran consideradas de esta edad. Sin embargo, edades radiométricas de $235,9 \pm 2$ Ma y $243,9 \pm 2$ Ma (Ottone et al., 2014; Monti et al., 2018; Monti y Franzese, 2019) sugieren una antigüedad máxima triásica media a superior para la Formación Quebrada de Los Fósiles. Por otro lado, la Formación Talampaya fue datada en $252,5 \pm 0,2$ Ma (Pérmico Superior) por Gulbranson et al. (2015) y por lo tanto es más antigua que la Formación La Veteada. Recientemente, en el norte de la Patagonia, Luppó et al. (2018) dataron la secuencia volcanoclástica incluida en la Formación Vera (parte superior del Grupo Los Menucos; Labudía y Bjerg, 2001) en $248,3 \pm 1,4$ Ma (Triásico Inferior).

En la parte norte de la cuenca Cuyana, ubicada aproximadamente 450 km al sur del área de estudio, Ávila et al. (2006), Mancuso et al. (2010) y Texeira et al. (2018) aportaron nuevos datos acerca de sucesiones del Triásico Inferior o Medio temprano. Los primeros trabajos reportan edades radiométricas del Triásico Medio de 243 ± 5 Ma para la Formación Cerro Las Cabras (Ávila et al., 2006) y $243,8 \pm 1,9$ Ma para la parte alta de la Formación Cerro Puntudo (Mancuso et al., 2010). Una nueva edad de $249,8 \pm 2,5$ Ma obtenida en la parte media de la Formación Cerro Puntudo por Texeira et al. (2018), es similar a la aquí reportada para la Formación La Veteada, e indica que la sedimentación de cerro Puntudo habría comenzado durante el Triásico Inferior.

Por lo expuesto, solo tres unidades cuentan con dataciones radiométricas que evidencian una edad triásica inferior: las formaciones Vera, Cerro Puntudo (parte inferior) y la aquí estudiada Formación La Veteada. A diferencia de la Formación Vera, La Veteada cuenta con un registro palinológico de alta resolución bioestratigráfica.

Finalmente, un aspecto debatible es el rango estratigráfico asignado a La Veteada: en su definición Dávila et al. (2005) la consideraron una formación y, como se ha dicho, la correlacionaron con sucesiones aflorantes en la sierra de Narváez y en Valle Hermoso, lo que le daba mayor extensión regional. Sin embargo, el hecho de que tanto las rocas aflorantes en la sierra de Narváez como las de Valle Hermoso sean más antiguas y no deban ser incluidas en la Formación La Veteada restringe fuertemente su desarrollo regional. Una propuesta alternativa es que esta formación corresponda a un miembro superior dentro de la Formación Talampaya, cuyo nivel de toba datado es solo 2,8 millones de años más antiguo que el de la

Formación La Veteada. Además, el contacto concordante de la Formación La Veteada con Talampaya podría apoyar esta última posibilidad. No obstante, los autores del presente trabajo prefieren conservar el rango estratigráfico asignado originalmente por Dávila *et al.* (2005) a la espera de que futuros estudios aclaren la extensión regional de la unidad.

9. Conclusiones

La información presentada en este trabajo permite arribar a las siguientes conclusiones:

1. La Formación La Veteada en su estratotipo descansa en concordancia sobre estratos rojos de la Formación Talampaya, la que a su vez cubre en discordancia de bajo ángulo a la sucesión pérmica de la Formación De La Cuesta.
2. La unidad es dividida en tres asociaciones de facies sedimentarias. La asociación de facies A (parte inferior de la unidad) es recurrente y corresponde a una secuencia de bancos rojos integrada por un nivel basal de chert seguido por areniscas finas y fangolitas, acompañadas por delgados bancos de yeso, margas, conglomerados y al menos un nivel de toba. La asociación de facies B está compuesta por calizas, margas y algunos niveles de areniscas finas. Finalmente, la asociación de facies C corresponde a margas gris amarillentas, fangolitas y areniscas.
3. El encadenamiento vertical de facies describe la evolución desde sistemas fluviales de baja energía (base de la unidad), seguidos por sedimentación lacustre efímera, lacustre permanente y finalmente el retorno a facies de barreal en el techo de la formación.
4. Dentro del esquema señalado la asociación de facies A es dividida genéticamente en tres tramos: **a)** sedimentación fluvial (base de la asociación), **b)** sistema lacustre efímero y **c)** sistema lacustre en expansión. La asociación de facies B corresponde a una marcada expansión del cuerpo lacustre, asociada a un incremento en la sedimentación carbonática respecto a la clástica, y a un aumento en la actividad biológica que probablemente indica un mejoramiento climático. Finalmente, la asociación de facies C evidencia una progresiva desecación del cuerpo lacustre y el pasaje a facies de planicie arenosa de lago efímero.
5. Una datación isotópica U-Pb CA-TIMS sobre circones de $249,66 \pm 0,11$ Ma permite referir la

Formación La Veteada al Triásico Temprano, Olenekiano, en concordancia con la presencia de algunos taxones diagnósticos de esa edad en las palinofloras.

6. La nueva información presentada en este trabajo revela que las correlaciones planteadas entre la Formación La Veteada y las sucesiones aflorantes en la sierra de Narváez y en Valle Hermoso deben ser revisadas. Lo dicho se basa tanto en las diferencias en edad como en sus relaciones estratigráficas.
7. La Formación La Veteada es una importante pieza para la reconstrucción de la evolución permo-triásica en el oeste del Gondwana. La unidad registra el relleno inicial de las embrionarias cuencas extensionales formadas a comienzos del Triásico. Por otro lado, esta formación muestra la evolución de los ambientes depositacionales con posterioridad al evento de extinción masiva ocurrido a fines del Pérmico.

Agradecimientos

Los autores agradecen las revisiones de G. Correa y P. Gutiérrez. Las sugerencias del editor W. Vivallo han permitido mejorar la versión final del trabajo. Este estudio fue subsidiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT-Argentina, PICT 2020-1294).

Referencias

- Aceñolaza, F.G. 1978. Trazas fósiles de la Formación Patquía en el bordo atravesado, Sierra de Famatina, La Rioja. *Acta Geológica Lilloana* 15 (1): 19-29.
- Aceñolaza, F.G.; Vergel, M.E. 1987. Hallazgo del Pérmico superior fosilífero en el Sistema de Famatina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas 2: 125-129. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G.; Buatois, L.A. 1991. Trazas fósiles del Paleozoico superior continental argentino. *Ameghiniana* 28 (1-2): 89-108.
- Alonso-Zarza, A.M.; Dorado-Valiño, M.; Valdeolmillos-Rodríguez, A.; Ruiz-Zapata, M.B. 2006. A recent analogue for palustrine carbonate environments: the Quaternary deposits of Las Tablas de Daimiel wetlands, Ciudad Real, Spain. *In* *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates* (Alonso-Zarza, A.M.; Tanner, L.H.; editors). Geological Society of America, Special Papers 416: 153-170. Ciudad Real. doi: [https://doi.org/10.1130/2006.2416\(10\)](https://doi.org/10.1130/2006.2416(10))

- Ávila, J.N.; Chemale, F.J.R.; Mallmann, G.; Kawashita, K.; Armstrong, R.A. 2006. Combined stratigraphic and isotopic studies of Triassic strata, Cuyo basin, Argentine Precordillera. *Geological Society of America Bulletin* 118: 1088-1098.
- Azcuy, C.L.; Morelli, J.R. 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (4): 405-429.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 19: 5-220. Córdoba.
- Bodenbender, G. 1922. El Nevado de Famatina. *In* *Anales Ministerio de Minería y Agricultura, Sección Geología y Minería* 16: 1-82. Buenos Aires.
- Bodenbender, G. 1924. El Calchaqueño y los Estratos de la Puna de Penck. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 27 (1): 405-468. Córdoba.
- Bossi, G.E. 1971. Análisis de la Cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. *In* *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, No. 1, Actas 2: 616-626. Madrid y Lisboa.
- Candiani, J.C.; Astini, R.; Dávila, F.; Collo, G.; Ezpeleta, M.; Alasino, P.; Dahlquist, J.; Carrizo, R. 2011. Hojas Geológicas 2969-18, Famatina y 2969-24, Sañogasta, 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Boletín* 379: 163 p. Buenos Aires.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A. 2002. Estratigrafía de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 463-482.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A.; Ezpeleta, M. 2005. Sucesiones lacustres postgondwánicas-preandinas en la región de Famatina (La Rioja y Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 88-95.
- De Alba, E. 1954. Descripción Geológica de la Hoja 16c, Villa Unión. Provincia de La Rioja. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Dirección Nacional de Minería, *Boletín* 82: 81 p. Buenos Aires.
- De Alba, E. 1979. El Sistema de Famatina. *Simposio de Geología Regional Argentina*, No. 2, Academia Nacional de Ciencias 1: 349-395. Buenos Aires.
- Fauqué, L.; Caminos, R. 2006. Hoja Geológica 2969-II, Tinogasta, provincias de La Rioja y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Boletín* 276: 140 p. Buenos Aires.
- Fauqué, L.; Limarino, C.; Vujovich, G.; Cegarra, M.; Yamin, M.; Tedesco, A.; Escosteguy, L. 2020. Hoja Geológica 2969-IV, Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Boletín* 345: 189 p. Buenos Aires.
- Gulbranson, E.L.; Ciccioli, P.L.; Montañez, I.P.; Marensi, S.A.; Limarino, C.O.; Schmitz, M.D.; Davydov, V. 2015. Paleoenvironments and age of the Talampaya Formation: The Permo-Triassic boundary in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 310-322.
- Gutiérrez, P.R.; Zavattieri, A.M.; Ezpeleta, M.; Astini, R.A. 2011. Palynology of the La Veteada Formation (Permian) in the Sierra de Narváez, Catamarca Province, Argentina. *Ameghiniana* 48 (2): 154-176.
- Gutiérrez, P.R.; Zavattieri, A.M.; Ezpeleta, M. 2014. Estudio palinológico de la Formación La Veteada en su localidad tipo (Pérmico Superior), Sierra de Famatina, La Rioja, Argentina. Granos de polen estriados, plicados y colpados. *Ameghiniana* 51 (6): 529-555.
- Gutiérrez, P.R.; Zavattieri, A.M.; Noetinger, S. 2018. The Lopingian palynological *Guttulapollenites hannonicus-Cladaitina veteadensis* assemblage zone of Argentina, stratigraphical implications for Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 88: 673-692.
- Handford, C.R. 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin-Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology* 29 (2): 239-253.
- Jordan, T.E.; Drake, R.E.; Naeser, C.W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico Medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. *In* *Congreso Geológico Argentino*, No. 12, y *Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 2, Actas 2: 132-141. Mendoza.
- Kokogian, D.A.; Spalletti, L.A.; Morel, E.M.; Artabe, A.E.; Martínez, R.N.; Alcober, O.A.; Milana, J.P.; Zavattieri, A.M. 2001. Estratigrafía del Triásico argentino. *In* *El Sistema Triásico de Argentina* (Artabe, A.E.; Morel, E.M.; Zamuner, A.B.; editores). Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno": 25-54. La Plata.
- Labudía, C.H.; Bjerg, E.A. 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (3): 404-407.
- Limarino, C.O. 1987. Paleoaambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. *Anales de la Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales* 39: 149-178. Buenos Aires.
- Limarino, C.O.; Caselli, A. 1995. Cherts (ftanitas) y niveles de silicificación en la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico), noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 2 (1): 37-56.

- Limarino, C.O.; Net, L.; Gutiérrez, P.; Barreda, V.; Caselli, A.; Ballent, S. 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (1): 83-99.
- Limarino, C.O.; Césari, S.N.; Spalletti, L.A.; Taboada, A.C.; Isbell, J.L.; Geuna, S.; Gulbranson, E.L. 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research* 25 (4): 1396-1421.
- Limarino, C.O.; Ciccioli, P.L.; Marensi, S.; Césari, S.N.; Friedman, R. 2021a. U-PB ages and environmental evolution of the De La Cuesta Formation (late Paleozoic): Record of the Choiyoi Volcanism in the retroarc area of the Paganzo Basin, Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 112: 103531. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103531>
- Limarino, C.O.; Marensi, S.A.; Cesari, S.N.; Ciccioli, P.L. 2021b. Late Paleozoic coal beds and coaly mudstones in northwestern basins of Argentina: Paleoenvironmental context and paleoclimatic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 106: 102898. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102898>
- López-Gamundí, O.R.; Álvarez, L.; Andreis, R.; Bossi, G.; Espejo, I.; Fernández-Seveso F.; Legarreta, L.; Kokogian, D.A.; Limarino, C.O.; Sessarego, H. 1989. Cuencas intermontanas. In *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G.; Spalletti, L.A.; editores). Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 6: 65-77. Tucumán.
- Luppo, T.; López de Luchi, M.G.; Rapalini, A.E.; Matínez Dopico, C.I.; Fanning, C.M. 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 82: 346-355.
- Mancuso, A.C.; Chemale, F.; Barredo, S.; Ávila, J.N.; Ottone, E.G.; Marsicano, C. 2010. Age constraints for the northernmost outcrops of the Triassic Cuyana Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30 (2): 97-103.
- Marensi, S.A.; Limarino, C.O.; Schencman, L.J.; Ciccioli, P.L. 2020. Tectonic and geomorphic controls on the lacustrine deposits of the Neogene Vinchina basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 90 (2): 250-267.
- Melchor, R.N.; De Valais, S. 2006. A review of Triassic tetrapod track assemblages from Argentina. *Palaeontology* 49 (2): 355-379.
- Milana, J.P.; Alcober, O.A. 1995. Modelo sedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (3-4): 217-235.
- Monti, M.; Franzese, J.R. 2019. Triassic continental oblique rifting controlled by Paleozoic structural grain: The Puesto Viejo Basin, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 95: 1-18.
- Monti, M.; Sato, A.M.; Franzese, J.R. 2018. Edad del rifting Triásico en la Cuenca de Puesto Viejo (U-Pb 243,9±2 Ma), San Rafael, Provincia de Mendoza. In *Reunión Argentina de Sedimentología*, No. 16, Resúmenes: p. 81. Río Negro.
- Ottone, E.G.; Monti, M.; Marsicano, C.A., Marcelo S.; Naipauer, M.; Armstrong, R.; Mancuso, A.C. 2014. A new Late Triassic age for the Puesto Viejo Group (San Rafael depocenter, Argentina): SHRIMP U-Pb zircon dating and biostratigraphic correlations across southern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 186-199.
- Peri, V.G.; Naipauer, M.; Pimentel, M.; Barcelona, H. 2016. Eolian deposits of the southwestern margin of the Botucatú paleoerg: Reconstruction of the Gondwana landscape in Central Northern Argentina. *Sedimentary Geology* 339: 234-257.
- Romer, A.S.; Jensen, J.A. 1966. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna II. In *Sketch of the Geology of the Río Chañares-Río Gualo region*. *Breviora* 252: 1-20.
- Rossello, E.A.; Limarino, C.O.; Ortiz, A.; Hernández, N. 2005. Cuencas de los bolsones de San Juan y La Rioja. In *Simpósio Frontera Exploratoria de la Argentina* (Chebli, G.; Cortiñas, J.S.; Spalletti, L.A.; Legarreta, L.; Vallejo, E.L.; editores). Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 6: 147-173. Buenos Aires.
- Sosic, M.V.J. 1972. Descripción geológica de la Hoja 14d, Tinogasta (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 129: 60 p. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N.; González-Díaz, E.F.; Zavattieri, A.M. 2007. Grupo Puesto Viejo *nom. transl.* por Formación Puesto Viejo González Díaz, 1964, 1967: nuevas interpretaciones paleontológicas, estratigráficas y cronológicas. *Ameghiniana* 44: 759-761.
- Summerfield, M.A. 1983. Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape Coastal Zone, Southern Africa. *Journal of Sedimentary Petrology* 53: 898-909.
- Teixeira, B.M.; Astini, R.A.; Gómez, F.J.; Morales, N.; Pimentel, M.M. 2018. Source-to-sink analysis of continental rift sedimentation: Triassic Cuyo basin, Precordillera Argentina. *Sedimentary Geology* 376: 164-184.

- Thiry, M. 1999. Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits* (Thiry, M.; Simon-Coinçon, R.; editors). International Association of Sedimentologists, Special Publication 27: 87-127. Oxford.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 42: 77-126. Córdoba.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100: 81 p. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. 1967. Descripción Geológica de la Hoja 13 b, Chaschuil. Provincias de Catamarca y La Rioja. Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 106: 89 p. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 126: 99 p. Buenos Aires.
- Ulliyott, J.S.; Nash, D.J. 2016. Distinguishing pedogenic and non-pedogenic silcretes in the landscape and geological record. *Proceedings of the Geologists Association* 127 (3): 311-319.
- Veevers, J.J.; Powell, C.M.; Collinson, J.W.; López-Gamundi, O.R. 1994. Synthesis. In *Permian-Triassic Pangean Basin and Foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*. Geological Society of America Memoir 184: 331-353.
- Wall, C.J.; Scoates, J.S.; Weis, D.; Friedman, R.M.; Amini, M.; Meurer, W.P. 2018. The Stillwater Complex: Integrating Zircon Geochronological and Geochemical Constraints on the Age, Emplacement History and Crystallization of a Large, Open-System Layered Intrusion. *Journal of Petrology* 59: 153-190.
- Zavattieri, A.M.; Gutiérrez, P.R.; Ezpeleta, M.; Astini, R.A. 2008. Palinología de la Formación La Veteada en su región tipo, Famatina Central (La Rioja): primera asociación palinológica del Pérmico Superior tardío de Argentina. *Ameghiniana, Suplemento Resúmenes* 45: 17R.
- Zavattieri, A.M.; Gutiérrez, P.R.; Ezpeleta, M. 2017. *Syndesmorion stellatum* (Fijałkowska) Foster et Afonin chlorophycean algae and associated microphytoplankton from lacustrine successions of the La Veteada Formation (late Permian), Paganzo Basin, Argentina. Paleoenvironmental interpretations and stratigraphic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*: 242: 1-20.
- Zhang, G.; Buatois, L.A.; Mángano, M.G.; Aceñolaza, F.G. 1998. Sedimentary facies and environmental ichnology of a Permian playa-lake complex in western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 138 (1-4): 221-243.