

LA FORMACIÓN BALDE DE LEYES, UNA NUEVA UNIDAD ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA TRIÁSICA DE MARAYES-EL CARRIZAL, SAN JUAN

Carina E. COLOMBI^{1,2}, Paula SANTI-MALNIS^{1,2}, Gustavo A. CORREA^{1,2}, Ricardo N. MARTÍNEZ¹, Eliana FERNÁNDEZ¹, Diego ABELÍN¹, Angel PRADERIO³, Cecilia G. APALDETTI^{1,2}, Oscar ALCOBER¹ y Juan DROVANDI^{1,2}

¹ Instituto y Museo de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, San Juan. E-mail: ccolombi@unsj.edu.ar

² CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas

³ Museo Regional Malargüe, Malargüe, Mendoza

RESUMEN

La cuenca Marayes-El Carrizal, al sudeste de la provincia de San Juan, está constituida por una sucesión continental de depósitos acumulados en una cuenca de rift. La estratigrafía clásica de la cuenca está integrada en orden estratigráfico por las Formaciones Esquina Colorada, Carrizal, y Quebrada del Barro. Estudios de sensores remotos de imágenes satelitales, sedimentológicos y paleontológicos han permitido identificar una nueva unidad estratigráfica en el techo de la Formación Quebrada del Barro coronando la sucesión en algunos sectores de la cuenca. Esta nueva unidad estratigráfica había sido considerada previamente en mapas geológicos y estudios paleontológicos-estratigráficos como parte del suprayacente Grupo El Gigante (Cretácico) y/o como parte de la Formación Quebrada del Barro. Sin embargo, el hallazgo de vertebrados fósiles con filiación jurásica inferior en esta unidad, permitió descartar esta unidad como parte del Grupo El Gigante. Por otro lado, diferencias notables en su sedimentología, sumados a que la Formación Quebrada del Barro se caracteriza por una fauna de vertebrados con clara vinculación triásica, también permitieron diferenciarla de la misma y definirla como una nueva unidad estratigráfica de la Cuenca Marayes-El Carrizal. La nueva unidad estratigráfica se define como Formación Balde de Leyes, nombre asignado por la proximidad a esta localidad, y conlleva a un nuevo arreglo estratigráfico para la cuenca.

Palabras clave: *Triásico, Jurásico, cuenca Marayes-El Carrizal, Formación Balde de Leyes, estratigrafía*

ABSTRACT

The Balde de Leyes Formation, a new stratigraphic unit from the Triassic Marayes-El Carrizal Basin

The Marayes-El Carrizal Basin, Southeast San Juan province, Argentina, is composed of a continental succession deposit in a rift basin. The classical stratigraphy of the basin is defined in ascending order as follows: Esquina Colorada, Carrizal and Quebrada del Barro Formations. Remote sensing on satellite images, as well as sedimentological and paleontological studies, have allowed for identification of a new stratigraphic unit in the top of Quebrada del Barro Formation, crowning the Triassic succession in some areas of the basin. This new stratigraphic unit had previously been considered in geological maps and stratigraphic-paleontological studies to be part of the overlying El Gigante Group or the underlying Quebrada del Barro Formation. However, the finding of vertebrate fossils with remarkable Jurassic filiation in this unit led to dismissing this unit from the El Gigante Group. At the same time, significant differences in sedimentology—together with the characteristic Triassic filiation of the Quebrada del Barro Formation fauna—have now allowed for identification of this sedimentary succession as a new stratigraphic unit of the Marayes-El Carrizal Basin. The new stratigraphic unit is nominated Balde de Leyes Formation, whose name was assigned in accordance to its proximity to the homonymous locality, and leads to a new stratigraphic arrangement of the basin.

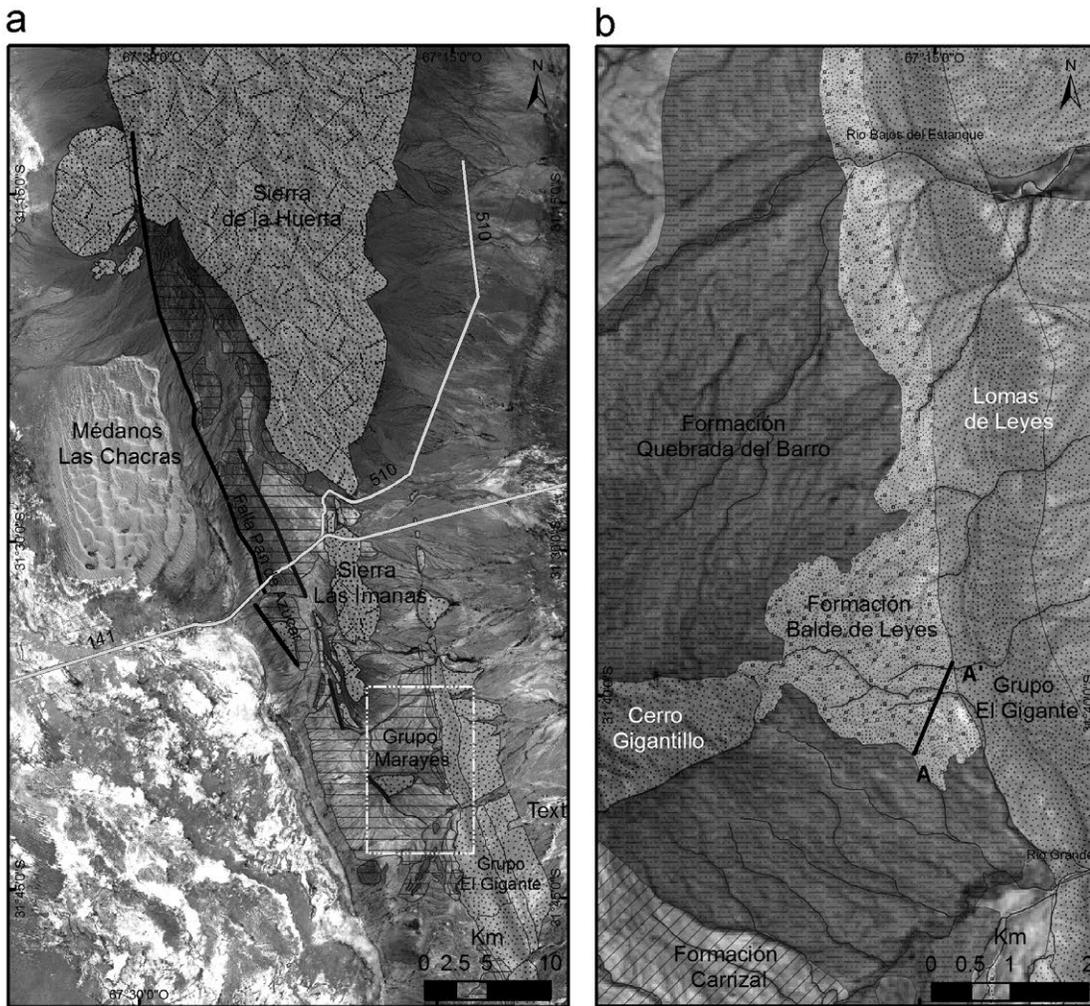
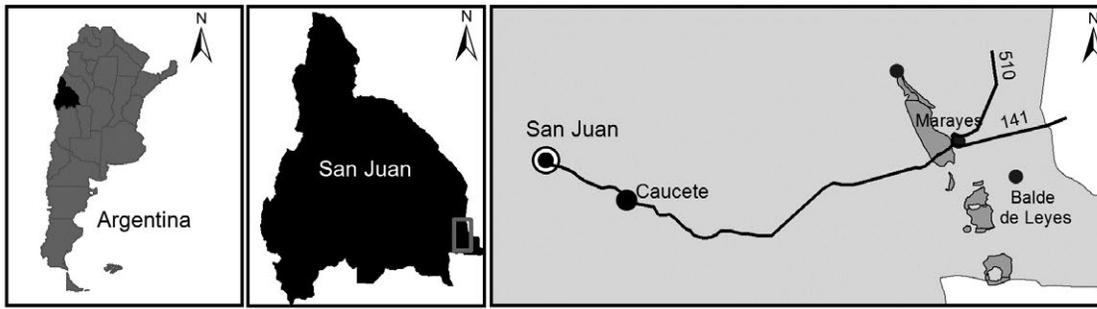
Keywords: *Triassic, Jurassic, Marayes-El Carrizal Basin, Balde de Leyes Formation, stratigraphy*

INTRODUCCIÓN

La cuenca Marayes-El Carrizal se encuentra localizada en el sudeste de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina (Fig. 1). Esta cuenca se encuentra genéticamente vinculada con la cuenca Ischigualasto-Villa Unión y juntas for-

man parte de una serie de cuencas rift continentales desarrolladas en el margen oeste de Pangea durante el Mesozoico temprano (Uliana y Biddle 1988, Ramos y Kay 1991, López Gamundi *et al.* 1994, Spalletti 1999). La estratigrafía clásica de la cuenca Marayes-El Carrizal reconoce tres unidades estratigráficas, las

Formaciones Esquina Colorada, Carrizal y Quebrada del Barro (Bossi 1976). Con posterioridad, esta cuenca ha recibido poca atención en comparación a las cuencas triásicas vecinas, a excepción de las formaciones Esquina Colorada y Carrizal, las que por su contenido de carbón y riqueza paleoflorística han sido objeto



Referencias

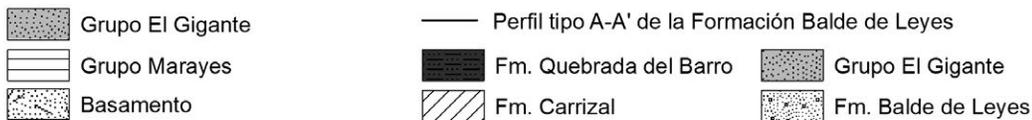


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio. a) Mapa regional donde se destacan los afloramientos de la cuenca Marayes-El Carrizal; b) Mapa de detalle del área tipo de la Formación Balde de Leyes.

de varios estudios (Borrello 1946, Bergmann 1948, Herbst y Lutz 1993, Spalletti *et al.* 2011, Artabe *et al.* 2013, Lutz y Arce 2013). La Formación Quebrada del Ba-

rro resultó ser de interés científico en los últimos años, por el hallazgo de una localidad fosilífera con abundantes y nuevos vertebrados triásicos (*e.g.* Apaldetti *et*

al. 2011, Martínez *et al.* 2013, 2015). Desde entonces, se han realizado estudios sedimentológicos y paleontológicos detallados, que permitieron conocer mejor

la parte alta de la sucesión sedimentaria de la cuenca Marayes-El Carrizal, sobre todo en los afloramientos australes de la misma.

La nueva unidad ha sido diferenciada, como resultado de los estudios de sensores remotos de imágenes satelitales, sedimentológicas y paleontológicas, que permitieron reconocer en el techo de la sucesión sedimentaria, un paquete sedimentario con color de reflectancia naranja, que comenzaba con una progradación del sistema depositacional, caracterizado por un cambio facial abrupto y con contenido paleontológico de vertebrados con afinidad jurásica.

La nueva unidad está caracterizada por un conjunto de espesos conglomerados rojo oscuro intercalados con areniscas finas de poco espesor, los que secuencia arriba, pasan a niveles de aspecto lajoso de areniscas finas y en menor proporción evaporitas. Estos depósitos afloran principalmente en las cercanías del cerro Gigantillo, acuñándose hacia el norte y sur. Esta nueva unidad había sido considerada anteriormente como parte de la sucesión de la cuenca cretácica El Gigante (Formación El Jume o Los Riscos, Gardini *et al.* 2009). Por otra parte, también fue mapeada y considerada como parte de la Formación Quebrada del Barro (Vujo-vich *et al.* 2007, Apaldetti *et al.* 2011). En este trabajo, por su contenido paleontológico con afinidad jurásica inferior se descartó que perteneciera a la cuenca cretácica El Gigante (Colombi *et al.* 2014). Por su parte, se diferenció de la Formación Quebrada del Barro a través de una distinta respuesta espectral en imágenes satelitales (colores de reflectancia amarillos para la Formación Quebrada del Barro); su tono rojo más oscuro; y litofacies más gruesas, características de un ambiente más proximal. Además, su contenido paleontológico con filiación jurásica se diferencia de la Formación Quebrada del Barro cuyos fósiles de vertebrados tienen filiación triásica (Martínez *et al.* 2015).

A partir de estos análisis se reorganizó la estratigrafía de la cuenca Marayes-El Carrizal, incorporando una nueva unidad en el techo de la misma, aquí propuesta

CUADRO 1: Propuestas estratigráficas anteriores y de este estudio de la cuenca de Marayes-El Carrizal.

Borrello (1946)	Stipanovic (1957-2002)	Bossi (1976)	Spalletti (2011)	Este estudio		
				Formación Balde de Leyes		
Grupo de la Quebrada del Barro	Formación Quebrada del Barro	Formación Quebrada del Barro	Formación Quebrada del Barro	Formación Quebrada del Barro		
Grupo del Carrizal	Formación Carrizal	Formación Carrizal	Formación Carrizal	Miembro Rickard	Formación Carrizal	Miembro Rickard
Grupo de la Quebrada de la Mina	Fm Quebrada de la Mina			Miembro Arrollo Seco		Miembro Arrollo Seco
Grupo de la Esquina Colorada	Formación Esquina Colorada	Formación Esquina Colorada	Formación Esquina Colorada	Formación Esquina Colorada		

como Formación Balde de Leyes, por la cercanía a esta localidad. Además, en este nuevo esquema estratigráfico se definió la edad de la Formación Quebrada del Barro como triásica tardía y la de la nueva unidad como jurásica temprana, fundamentada en la ajustada ubicación estratigráfica de los vertebrados hallados.

UBICACIÓN Y SINOPSIS ESTRATIGRÁFICA

La cuenca Marayes-El Carrizal es una cuenca rift producida por deformación intracratónica (Ramos y Kay 1991, López-Gamundi *et al.* 1994). Los primeros en organizar su estratigrafía fueron Borrello (1946), Bergmann (1948), Stipanovic (1957) y Bossi (1976, Cuadro 1). Borrello (1946) propuso cuatro grupos para esta comarca las que en orden estratigráfico corresponden a: Esquina Colorada, Quebrada de la Mina, Carrizal y Quebrada del Barro. Posteriormente, Stipanovic (1957, 2002) los nomina como formaciones mientras que Bossi (1976) descarta a la Formación Quebrada de la Mina de la estratigrafía de la cuenca porque se considera que ésta no cumple los requisitos para ser diferenciada de la Formación Carrizal y define el Grupo Marayes, donde incluye las tres formaciones restantes. Finalmente, Spalletti *et al.* (2011) divide a la Formación Carrizal en dos miembros: Miembro Arroyo Seco sobre la base de la nomenclatura de Bergmann (1948) y Miembro Rickard.

El Grupo Marayes se apoya en discordancia angular sobre el basamento crista-

lino del Grupo Valle Fértil formado principalmente por anfibolitas y rocas de alto y bajo grado metamórfico (Borrello 1946, Bossi 1976). Por otro lado, presenta una discordancia angular, en algunos lugares manifestada como una paraconcordancia, con el Grupo El Gigante de edad cretácica (Yrigoyen 1974).

La sucesión triásica del Grupo Marayes comienza con la depositación de la Formación Esquina Colorada. Esta unidad está formada por una sucesión sedimentaria de aproximadamente 500 m de espesor de conglomerados, areniscas y tobas de ambiente aluvial-fluvial (Borrello 1946, Bossi *et al.* 1976). Borrello (1946) menciona en esta unidad la presencia de huesos de vertebrados en la quebrada del Carrizal, los cuales no fueron estudiados en detalle. Su contenido paleoflorístico y palinológico ha permitido correlacionarla con las Formaciones Chañares, Ischichuca y Los Rastros, de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, asignándola al Triásico Medio (Yrigoyen y Stover 1970). Por encima, se encuentra la Formación Carrizal que está formada por una sucesión sedimentaria de areniscas carbonosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, que se intercalan con capas de pelitas oscuras y carbón. Esta unidad fue dividida en dos miembros denominados Miembro Arroyo Seco y Miembro Rickard (Spalletti *et al.* 2011). El Miembro Arroyo Seco está caracterizado por la presencia de conglomerados que representan un sistema fluvial dominado por carga de lecho, desarrollado en un ambiente con altas pendientes topográficas. El

CUADRO 2: Litofacias presentes en la Formación Balde de Leyes.

Litofacias	Descripción	Interpretación
Gcm	Conglomerados clasto-sostén masivos con matriz arenosa	Flujos fluidos. Barras gravosas
Gct	Conglomerado clasto-sostén con estratificación entrecruzada en artesa con matriz arenosa.	Flujos fluidos. Barras gravosas transversales u oblicuas.
Gch	Conglomerados clasto-sostén con estratificación horizontal y matriz arenosa. Cada banco posee espesores decimétricos. Comúnmente con clastos imbricados.	Flujos fluidos. Barras gravosas longitudinales, depósitos de criba.
Gcp	Conglomerado clasto-sostén, con estratificación entrecruzada planar y matriz arenosa.	Flujos fluidos. Barras gravosas transversales u oblicuas.
S(G)t	Arenisca gruesa conglomerádica con clastos residuales de hasta 5 cm de diámetro. Estratificación entrecruzada en artesa y presenta depósitos de rezago.	Flujos fluidos. Barras areno-gravosas transversales u oblicuas.
F(G)m	Pelitas masivas con gránulos y guijas distribuidas aleatoria y caóticamente. Usualmente contiene gran cantidad de clastos arenosos.	Flujos hiperconcentrados cohesivos en manto depositados en áreas de intercanal (flujos de barro).
St	Arenisca mediana a gruesa con estratificación entrecruzada en artesa.	Migración de formas de lecho 3D, barras transversas u oblicuas por flujos fluidos.
Sp	Arenisca mediana a gruesa con estratificación entrecruzada planar.	Migración de formas de lecho 2D por acción eólica.
Sh	Arenisca mediana a gruesa con estratificación horizontal. Usualmente lineación por partición.	Migración de lecho plano por un flujo fluido de alto régimen de flujo.
Sr	Arenisca mediana a fina, con laminación ondulítica de corriente y con estratificación entrecruzada de bajo ángulo. En ocasiones la estructura interna esta obliterada.	Flujos normales turbulentos. Migración de onduladas de corrientes por un flujo fluido de bajo régimen de flujo.
E	Láminas de evaporitas.	Precipitación de sales.

Miembro Rickard está dominado por sedimentitas finas intercaladas con canales conglomerádicos, depositados por un sistema fluvial dominado por carga mixta. La Formación Carrizal ha brindado flora y palinoflora que permitió la correlación con la Formación Ischigualasto (cuenca Ischigualasto-Villa Unión, Yrigoyen y Stover 1970), asignándola al Triásico Superior (Carniano).

La Formación Quebrada del Barro está formada por una sucesión sedimentaria de conglomerados finos a medianos, intercalados con areniscas micáceas y abundantes pelitas. Su paleoambiente ha sido previamente interpretado como el de un abanico aluvial (Bossi 1976). Sin embargo, Rivarola *et al.* (2002) reinterpreta esta unidad como un sistema fluvial entrelazado. Recientemente, Colombi *et al.* (2014) proponen en cambio, que los depósitos de la Formación Quebrada del Barro están caracterizados por una asociación de depósitos de canal y lóbulos de derrame terminales que corresponden principalmente a las facies medias de un sistema fluvial

distributivo. Hacia el techo, reconocen un pasaje gradual a facies distales del mismo sistema y finalmente, coronando la sucesión, depósitos salinos de barreal.

La edad de esta unidad ha sido ampliamente discutida, inicialmente se atribuyó al Triásico Superior (Noriano) por el hallazgo de fragmentos de huesos asignables a *Riojasaurus* (Bossi y Bonaparte 1978). Luego, el hallazgo de sauropodomorfos basales (*Leyesaurus*) cercanos a los géneros *Massopondylus* (Cuenca del Karoo, Sudáfrica) y *Adeoposaurus* (Depocentro Mogna, Argentina) permitió proponer una edad jurásica para estos depósitos (Apaldetti *et al.* 2011). Los resultados presentados en esta contribución permiten redefinir su edad luego de reordenar estratigráficamente los hallazgos de vertebrados, lo cual es discutido con detalle posteriormente en este trabajo.

METODOLOGÍA

Se reconocieron las unidades geológicas aflorantes en el sector de la Lomas de Le-

yes y el Cerro Gigantillo a través del tratamiento de imágenes satelitales Landsat TM, clasificando las distintas unidades geológicas observadas sobre la base de su respuesta espectral, donde se distinguieron claramente tres respuestas espectrales diferentes (amarilla, naranja y azul; Fig. 2). Luego, se procedió a la fotointerpretación de imágenes satelitales de mejor resolución para la elaboración de un mapa geológico base de detalle (Fig. 1).

El relevamiento geológico del área incluyó la realización de perfiles estratigráfico-sedimentológicos de la nueva unidad, en los que se observaron los contactos de base y techo, y se reconocieron litofacias (Cuadro 2), elementos arquitecturales (Fig. 3) y asociaciones de facies, que permitieron realizar su reconstrucción paleoambiental. Además, se hizo una detallada ubicación estratigráfica y caracterización tafonómica de los niveles portadores de vertebrados.

FORMACIÓN BALDE DE LEYES

Localidad y área tipo

Se propone la denominación Formación Balde de Leyes a la sucesión sedimentaria aflorante entre el Cerro Gigantillo y Loma de Leyes, en la localidad de Balde de Leyes, Departamento Caucete, San Juan, Argentina, dentro de la provincia geológica de Sierras Pampeanas Occidentales, como área tipo (Fig. 1). Los afloramientos de esta unidad poseen una morfología de triángulo, cuyas aristas hacia el norte forman una faja elongada hasta la sierra de las Imanas y hacia el sur se acuan reapareciendo saltuariamente (Figs. 1 y 2). En el área tipo, los depósitos de la Formación Balde de Leyes alcanzan los 170 m de espesor, poseen un azimut oeste-este (280°) y buzanan aproximadamente 27° al norte, aunque su buzamiento disminuye hacia el oeste a medida que nos acercamos al cerro Gigantillo donde se forma la charnela de una gran anticlinal.

Estratotipo

La base del estratotipo se encuentra entre los 31,672862° sur, 67,251532° oes-

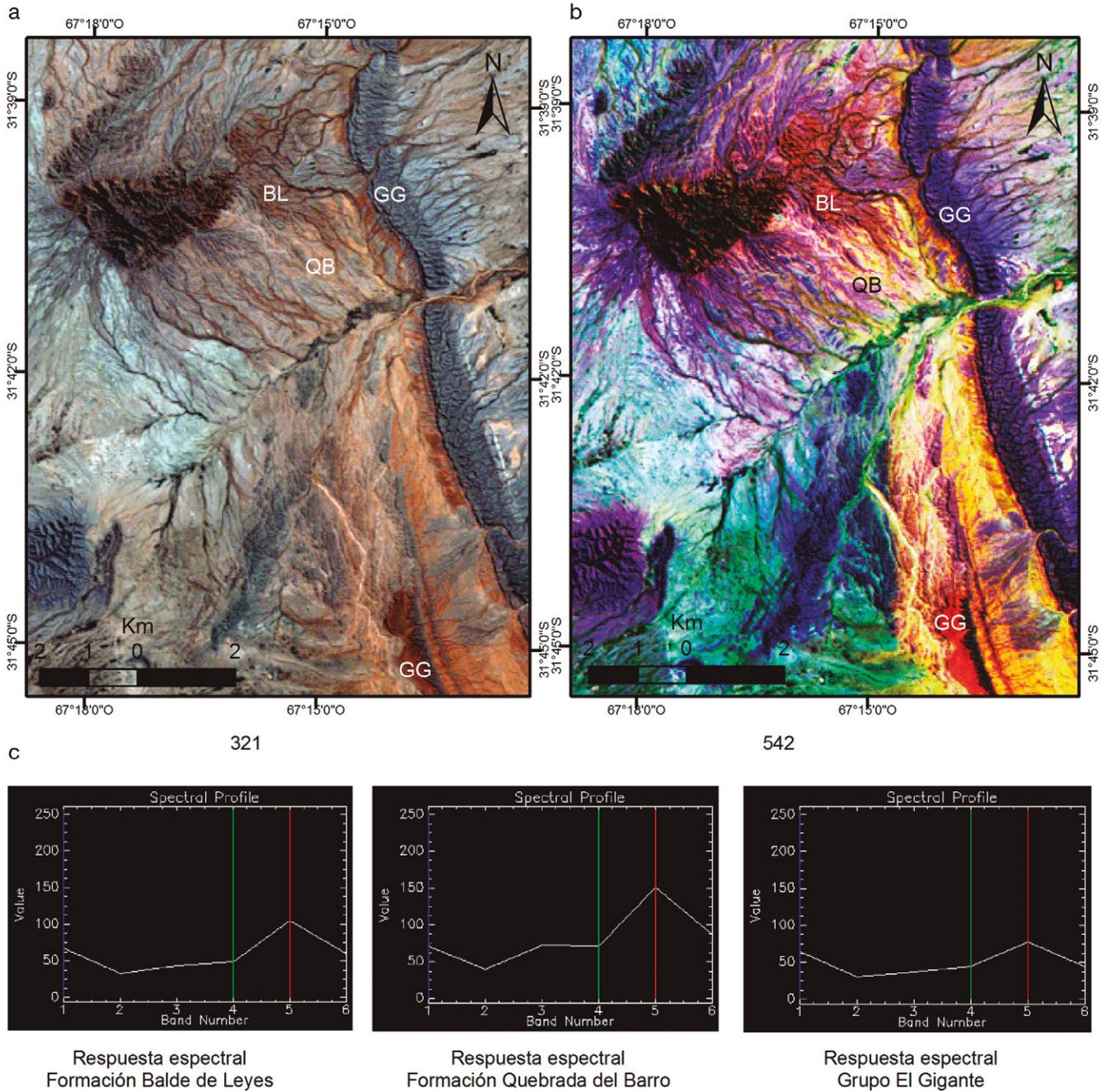


Figura 2: Imágenes satelitales Landsat TM de la zona de estudio. a) Imagen satelital con la combinación de bandas 321; b) Imagen satelital con la combinación de bandas 541; c) Perfil espectral de imagen satelital Landsat TM, en el eje “x” se observa el DN y en el eje “y” las bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 (que figura con el número 6 en el perfil). De izquierda a derecha se observa el perfil espectral de la Formación Balde de Leyes, Formación Quebrada del Barro y Grupo El Gigante.

te, y culmina en los 31,661335° sur y 67,246390° oeste, en el margen noroeste de un río temporario afluente del río Grande (Fig. 3). El límite inferior del estratotipo está formado por conglomerados polimícticos espesos (de hasta 16 m de espesor) que se apoyan mediante una discordancia erosiva sobre pelitas y evaporitas de la Formación Quebrada del

Barro. De hecho, se observa una corta (10 m estratigráficos) transición entre ambas unidades reportada por la intercalación de niveles de coloración rojo claro más finas (Formación Quebrada del Barro) y rojo oscuro más gruesas (Formación Balde de Leyes). El límite superior del estratotipo corresponde a depósitos de areniscas finas a muy finas intercaladas con

láminas de evaporitas que irregularmente están cubiertas por las sedimentitas cretácicas de la cuenca El Gigante a través de una discordancia angular muy erosiva. Esta discordancia se observa mejor al sur del río Grande, donde los afloramientos de la Formación Balde de Leyes son menos espesos (~30 m de espesor). Los vertebrados fósiles hallados en la Formación

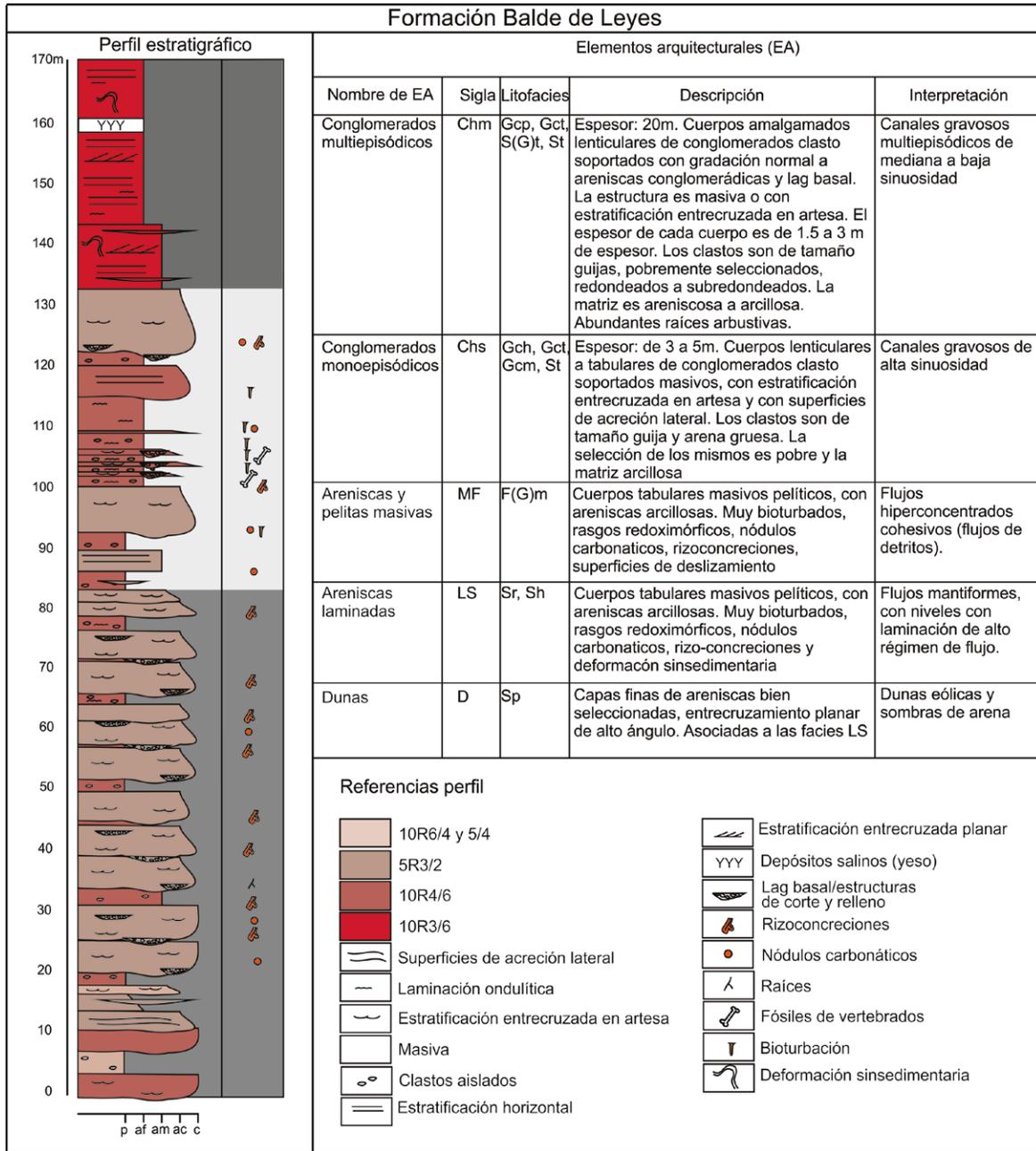


Figura 3: Perfil estratigráfico de la Formación Balde de Leyes. Se identifican en distintos colores las asociaciones de facies inferior, media y superior. A la derecha de la figura se observa el cuadro de elementos arquitecturales identificados en la unidad, de izquierda a derecha se indica el nombre de cada elemento arquitectural, la sigla para identificar cada elemento, las litofacies que los componen, la descripción e interpretación de cada elemento arquitectural.

Balde de Leyes se encuentran en diferentes sectores del área relevada, tanto en el estratotipo, como en las cercanías del poblado de Balde de Leyes, al noroeste del mismo. La edad de esta unidad se asigna al Jurásico Temprano debido a la presencia de sauropodomorfos basales cercanos a los géneros *Adeopapposaurus* (Formación Cañón del Colorado, depocentro de Mogna; Martínez 2009) y *Massopondylus* (Formación Upper Elliot, cuenca del Karoo, Sudáfrica; Martínez 2009, Apaldetti *et al.* 2011).

Procesamiento de imágenes para la identificación de la Formación Balde de Leyes

El procesamiento de imágenes satelitales se realizó en imágenes Landsat Thematic Mapper 7, con una resolución espacial de 30 m, excepto para la banda 6 que es de 120 metros. Inicialmente se combinaron las bandas 321 (RGB) para un reconocimiento general de las unidades geológicas, aunque este juego de bandas resaltaba levemente los afloramientos de la Formación Balde de Leyes. Luego, se

analizó la respuesta espectral de las distintas unidades geológicas de interés al estudio en un perfil espectral, observándose que la combinación de bandas 541 (RGB) resaltaba e identificaba mejor a las mismas (Fig. 2). De este modo se pudo identificar con claridad a la Formación Balde de Leyes, de colores naranjas, de las unidades circundantes, Formación Quebrada del Barro, con coloraciones amarillas, y Grupo El Gigante, con coloraciones violetas y azules (Fig. 2). Por otra parte, también se pudo observar la

morfología de los afloramientos de forma triangular que hacia el norte y hacia el sur se acuñan (Fig. 2).

Descripción del estratotipo de la Formación Balde de Leyes

La sección tipo de la Formación Balde de Leyes puede ser dividida en tres asociaciones de facies de acuerdo a su arreglo facial (Fig. 3). La asociación de facies basal incluye 84 m, los primeros 15 m se caracterizan por una alternancia de canales monoepisódicos gravosos masivos y con algunas superficies de acreción lateral medianamente preservadas, entre estos canales se preservan llanuras con clastos sabulíticos y abundantes lentes conglomerádicos masivos. Inmediatamente por encima, domina la asociación cuerpos de conglomerados masivos y con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala, que forman cuerpos tabulares a lentiformes, de color rojo oscuro (5R3/2), claso-soportado con matriz areno-arcillosa. Estos cuerpos conglomerádicos forman canales multiepisódicos amalgamados (facies Chm, dominante), que llegan a formar complejos de canales de hasta 16 m de espesor. Los mismos poseen rizoconcreciones carbonáticas gruesas, cuyas ramificaciones exceden el metro de longitud y se desarrollan horizontalmente entre los clastos conglomerádicos. Además, hay intercalados niveles de pelitas masivas y laminadas, de color marrón rojizo moderado (10R4/6), que presentan clastos sabulíticos aislados distribuidos caóticamente y rasgos pedogénicos (facies MF; Fig. 3). Los rasgos pedogénicos corresponden a nódulos carbonáticos de hasta 1 cm y pedones incipientes. En este sector, las facies conglomerádicas representan el 85% de la sucesión mientras que las pelíticas el 15%. Sin embargo, en los primeros 15 m la relación conglomerados/pelitas es de 70 a 30% y los canales son mono o biepisódicos (facies Chs dominante). Secuencia arriba, en el sector medio, se observan 48 m, de los cuales los primeros 20 m son de conglomerados y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa, de color rojo oscuro (5R3/2) en cuerpos tabulares y len-

tiformes. Los mismos forman canales monoepisódicos (facies Chs), que se intercalan con pelitas y areniscas masivas y laminadas de color marrón rojizo moderado (10R4/6; facies MF y LS; Fig. 3). En estas facies se observan nódulos carbonáticos, rizoconcreciones de extensión centimétrica, bioturbación y restos de paleovertebrados. La proporción de pelitas aumenta a un 30%, en comparación al sector anteriormente descrito. Los restantes 28 m son de areniscas con laminación ondulítica y horizontal (facies LS), de color marrón rojizo moderado (10R4/6) intercaladas con niveles de areniscas conglomerádicas y conglomerados masivos (Chs). Culmina esta porción de la sección un cuerpo lentiforme de 10 m de espesor con estratificación entrecruzada en artesa de color rojo oscuro (5R3/2), correspondiente a un canal multiepisódico (facies Chm).

El sector superior de la formación está formado por 38 m de areniscas con laminación horizontal de color marrón rojizo moderado oscuro (10R3/6; facies LS), con algunos lentes centimétricos de conglomerados intercalados (Fig. 3). Estas areniscas se intercalan con areniscas con entrecruzamiento planar de alto ángulo (facies D) de color marrón rojizo moderado oscuro (10R3/6). El techo de la sucesión sedimentaria está formado por areniscas finas con laminación horizontal y ondulítica de color marrón rojizo moderado oscuro (10R3/6; facies LS); entre las que se intercalan en forma aislada láminas de evaporitas (litofacies E).

Se estudió la moda detrítica de nueve muestras de areniscas medianas y gruesas en microscopio petrográfico a lo largo de la sección sedimentológica sin considerar el sector superior ya que la litofacies dominante es de areniscas finas. Las muestras analizadas se clasificaron como litoarenita a sublitoarenita (Folk *et al.* 1970) con un porcentaje de matriz muy bajo (menor al 5%, Dott 1964, Pettijohn *et al.* 1987).

Paleoambiente de la Formación Balde de Leyes

El paleoambiente de la Formación Balde de Leyes puede dividirse en tres eta-

pas correspondientes a las tres asociaciones de facies anteriormente descritas. La primera asociación inicia con una alternancia de canales conglomerádicos monoepisódicos y pelitas masivas que es interpretado como canales gravosos de alta sinuosidad con planicies de inundación principalmente formadas por flujos masivos de barro generados durante avenidas o crecidas del río. Estos flujos masivos viscosos no tienen capacidad de seleccionar material y por eso preservan clastos embebidos en la matriz. Secuencia arriba, dominan los complejos de canales multiepisódicos con escasos depósitos finos, los que son interpretados como grandes complejos de canal que representarían a canales gravosos de mediana a baja sinuosidad.

Los grandes complejos de canal disminuyen hacia la parte media de la sucesión formando la siguiente asociación de facies, dando lugar a un dominio canales gravosos monoepisódicos y cuerpos formados por intercalaciones de pelitas y areniscas masivas y laminadas (Fig. 4c). El paleoambiente es interpretado como canales amplios, poco canalizados, cuyas planicies están dominadas por flujos mantiformes terminales en las épocas de avenidas, invadidos por actividad biogénica y pedogénica en las épocas de flujo menguante. En este sector se encuentran la mayor parte de los fósiles de vertebrados, los que presentan de acuerdo a su tafonomía evidencias de haber sido preservados en clima árido-salino y energético.

Finalmente, en forma transicional se observa en el sector superior de la Formación Balde de Leyes facies de areniscas medias y finas con laminación de alto régimen de flujo, con grietas de desecación y cortinas de fango, que aisladamente se intercalan con láminas de evaporitas. En algunos casos las mismas están disueltas produciéndose el colapso de la lámina clástica superior que se encuentra preservada en forma de pequeñas tablas rotas inclinadas en diferentes sentidos entre dos láminas de areniscas horizontales. Es frecuente observar también, areniscas medias con entrecruzamiento planar de alto ángulo. Además, en forma aislada y

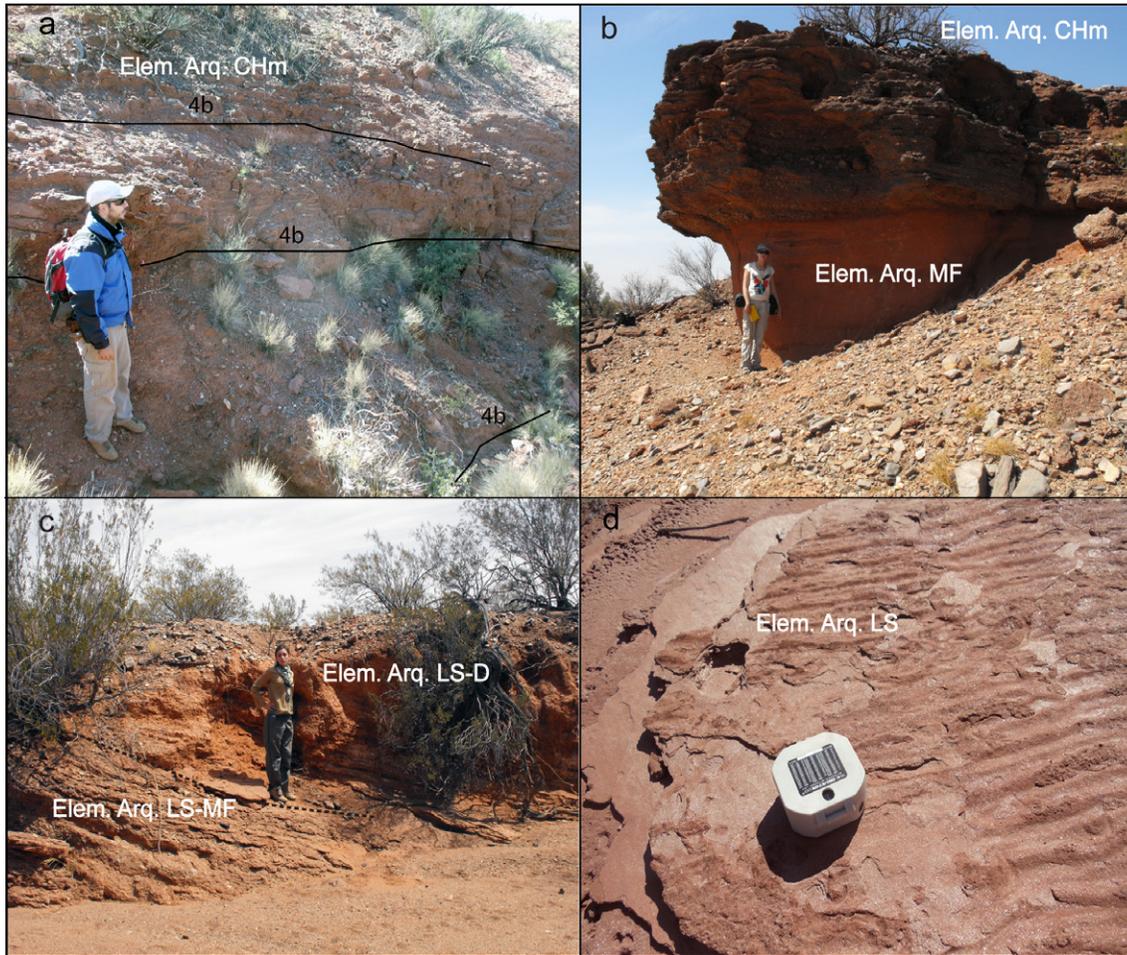


Figura 4: Fotos de la Formación Balde de Leyes: a) Depósitos de canales correspondientes al elemento arquitectural CHm (canales multiepisódicos), se señala la superficie limitante de reactivación del canal (4b); b) Depósitos de canales y llanura correspondientes a los elementos arquitecturales CHm y MF (conglomerados multiepisódicos y areniscas y pelitas masivas); c) Contacto entre los elementos arquitecturales LS-MF (areniscas laminadas- areniscas y pelitas masivas) y LS-D (areniscas laminadas-dunas); d) Elemento arquitectural LS de barreal (areniscas laminadas).

minoritaria, aparecen láminas centimétricas con laminación ondulítica de bajo régimen de flujo. Esta asociación de facies es interpretada como el depósito de área marginal arenosa de un barreal (Fig. 4d), en el cual hay interacción eólica, con depósitos de sombra de arena.

Consecuentemente, la sucesión paleoambiental de la Formación Balde de Leyes no es coincidente con un típico sistema fluvial, sino con las facies proximales y medias de un sistema fluvial distributivo, tal como fue definido por Nichols y Fisher (2007). Los depósitos de esta unidad habrían comenzado con un sistema proximal que gradó rápidamente a un sistema medio y distal y fue rápidamente cubierto por las facies marginales de un barreal, observando una clara retrogradación del sistema.

Los sistemas fluviales distributarios no son exclusivos de un tipo climático en particular (Weissmann *et al.* 2010, Fiel-

ding *et al.* 2012), sin embargo el desarrollo de los mismos se ve favorecido por la evaporación elevada en los climas caracterizados por aridez extrema (Nichols y Fisher 2007). En estos ambientes, las lluvias son escasas, pero de carácter torrencial favoreciendo por un lado la acumulación de facies gruesas conglomerádicas a través de corrientes altamente energéticas; junto con llanuras dominadas por flujos de barro (Newell *et al.* 1999). Por otro lado, los paleosuelos cálcicos (nódulos y rizocrecencias carbonáticas) observados a lo largo de toda la secuencia, se desarrollan típicamente bajo climas áridos o semiáridos y fuertemente estacionales (Mack *et al.* 1993, Cecil y Dulong 2003, Tabor *et al.* 2006). Este clima es coincidente con el interpretado a través de la tafocenosis observada, con una típica suite de minerales de clima árido (Krystinik 1990, Helvaci *et al.* 2013) y con fracturas internas abundantes, producto del colapso interno

de la estructura ósea al disolverse las sales precipitadas en la diagénesis temprana. Por consiguiente, las características sedimentológicas, pedogénicas y tafonómicas coinciden en que la Formación Balde de Leyes fue depositada bajo un clima árido estacional.

PALEONTOLOGÍA Y TAFONOMÍA

La Formación Balde de Leyes presenta una asociación de vertebrados monoespecífica formada por el sauropodomorfo basal *Leyesaurus marayensis* (Apaldetti *et al.* 2011), que presenta afinidades con los sauropodomorfos basales *Masospondylus* y *Adeopapposaurus* del Jurásico Inferior (Martínez 2009, Apaldetti *et al.* 2011). Los fósiles de esta unidad están preservados principalmente en las facies finas arcillosas con aproximadamente 20% de gránulos caóticamente distribui-

dos que han sido interpretados como flujos densos movilizados por la fuerza de la matriz. También hay algunos huesos aislados o parcialmente articulados preservados en las facies gruesas de los complejos de canal conglomerádicos (facies Chm y Chs). Esta tafocenosis se caracteriza por presentar principalmente piezas fragmentarias y aisladas, aunque han aparecido algunos esqueletos parcialmente articulados. En la superficie de los huesos se observa craquelado y fracturas angulares longitudinales denotando un avanzado grado de meteorización.

Al microscopio electrónico, los huesos fósiles en corte transversal se caracterizan por presentar en el interior pequeños fragmentos astillados de huesos, mezclados con sedimentos clásticos finos rellenando los espacios vacíos de los mismos. Hacia la parte externa en cambio, se observa el hueso completo con daños sólo superficiales como se indicaron anteriormente, indicando que su tejido esquelético interno ha sido obliterado, fracturado, parcialmente disuelto y redepositado con los sedimentos clásticos junto con otros minerales autigénicos. La suite de permineralización autigénica de esta asociación está formada por abundantes y diferentes tipos de sulfatos, calcita esparítica, hematita y silicatos de sodio y calcio.

La ruptura interna y externa de los fósiles puede deberse a la disolución de los sulfatos durante la diagénesis. Esto habría producido la pérdida de soporte de los huesos ya mineralizados y por ende más frágiles, quebrándolos y dejando que los sedimentos clásticos arcillosos se introduzcan en las oquedades internas. De este modo, pudieron ser más afectados durante la compactación y aplastamiento que los huesos mineralizados con minerales más estables. El tipo de preservación observado, tanto su mineralogía como litología, indicaría un ambiente salino árido y medianamente energético (Krystinik 1990, Helvacı *et al.* 2013).

EDAD DE LA FORMACIÓN BALDE DE LEYES

En el techo de la cuenca Marayes-El Ca-

rrizal se han podido distinguir dos faunas de paleovertebrados, una de afinidad triásica tardía y otra de afinidad jurásica temprana. Estas dos faunas fueron consideradas inicialmente como pertenecientes a la Formación Quebrada del Barro (*e.g.* Apaldetti *et al.* 2011). Los estudios estratigráficos-sedimentológicos presentados en esta contribución han permitido vincular la paleofauna de afinidad triásica, como perteneciente a la Formación Quebrada del Barro. Esta paleofauna es muy variada y en ella se reconocieron diferentes grupos como dinosaurios terópodos coelofisoides, sauropodomorfos basales, cinodontes, protosúquidos, rauisúquidos y esfenosúquidos, esfenodontes, tortugas basales y pequeños pterosaurios (Martínez *et al.* 2013, 2015). Por su parte, como se mencionó anteriormente, la paleofauna con afinidad jurásica se vincula con la Formación Balde de Leyes y está formada exclusivamente por el sauropodomorfo basal *Leyesaurus*.

De esta manera, la edad de la Formación Quebrada del Barro es considerada del Triásico Tardío (Norian) por su correlación con la Formación Los Colorados (Martínez *et al.* 2013) de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. En cambio, la Formación Balde de Leyes es asignada al Jurásico Inferior por su correlación con la Formación Cañón del Colorado del departamento de Mogna y la Formación Upper Elliot de la cuenca del Karoo, Sudáfrica (Martínez 2009, Apaldetti *et al.* 2011).

VALIDEZ DE LA FORMACIÓN BALDE DE LEYES

Como se dijo anteriormente, esta nueva propuesta estratigráfica surge debido a que la sucesión sedimentaria bajo estudio, fue considerada previamente como perteneciente a los depósitos basales del Grupo El Gigante de la cuenca San Luis y/o a la Formación Quebrada del Barro (*e.g.*, Vujovich *et al.* 2007, Gardini *et al.* 2009, Apaldetti *et al.* 2011). En el área del cerro El Gigantillo pueden observarse todas las unidades estratigráficas discutidas permitiendo esclarecer las controver-

sias previas.

Pese que los depósitos de la unidad bajo estudio se asemejan paleoambientalmente a los depósitos cretácicos, se distinguen de los mismos por poseer una notable diferencia en su respuesta espectral, la que resalta el contacto basal del Grupo El Gigante como una discordancia angular donde existe además una notable incisión de los depósitos cretácicos en los triásicos (discordancia erosiva). Además, los depósitos estudiados albergan fósiles de paleovertebrados con clara afinidad jurásica inferior, descartando definitivamente su asignación a la cuenca cretácica y vinculándola al techo de la sucesión de la cuenca Marayes-El Carrizal.

Por otra parte, la sucesión sedimentaria en discusión, también se diferencia en su respuesta espectral a las unidades cuspidales de la sucesión triásica, depósitos de la Formación Quebrada del Barro. Sin embargo, esta diferenciación en la respuesta espectral sólo se ve reflejada en el campo por una progradación notable del sistema depositacional sobre un nivel salino. Además, los depósitos inferiores al nivel salino presentan restos fósiles de una paleofauna con afinidad triásica superior, diferente a la observada en los niveles superiores que, como se mencionó anteriormente, tienen afinidad jurásica inferior.

Sobre la base de las diferencias en la respuesta espectral y sedimentológicas, apoyadas por las variaciones tafonómicas y de las asociaciones paleofaunísticas entre los niveles de la Formación Quebrada del Barro y los niveles estudiados en el techo de la sucesión de la cuenca Marayes-El Carrizal, se valida la designación de los niveles en discusión como una nueva unidad estratigráfica, aquí propuesta como Formación Balde de Leyes.

CONCLUSIONES

La cuenca Marayes-El Carrizal es una de las cuencas triásicas del oeste argentino que menor atención ha recibido por parte de la comunidad científica desde su definición (Borrello 1946, Bossi 1976). En los últimos años, nuevos estudios orientados principalmente a la paleontología

de vertebrados, resultaron en importantes hallazgos en cuanto a la diversidad y potencial de los yacimientos fosilíferos (e.g. Apaldetti *et al.* 2011, Martínez *et al.* 2013). En este marco se estudiaron con detalle las características sedimentológicas de las unidades del techo de la sucesión triásica. Estos estudios permitieron reconocer la presencia de una nueva unidad estratigráfica con carácter de formación, aquí nominada Formación Balde de Leyes, asignada al Jurásico Inferior en base a su contenido paleofaunístico. Esta nueva unidad llevó a la reorganización de la estratigrafía clásica de la cuenca Marayes-El Carrizal proponiéndose, en orden estratigráfico, a las formaciones: Esquina Colorado, Carrizal, Quebrada del Barro y Balde de Leyes.

La localidad y área tipo de la Formación Balde de Leyes se encuentra al este del cerro El Gigantillo y oeste de la Loma de Leyes, en la localidad de Balde de Leyes, Caucete, San Juan, en la provincia geológica de Sierras Pampeanas. El estratotipo se encuentra ubicado entre los 31,672862 sur, 67,251532 oeste, y los 31,661335 sur y 67,246390 oeste y posee una potencia de 170 metros. La distribución de sus afloramientos es restringida y en forma triangular que podría reflejar la geometría original del depósito fluvial distributivo proveniente desde el oeste. Presenta una relación de contacto concordante con la Formación Quebrada del Barro, y discordante con las rocas cretácicas del Grupo El Gigante.

La Formación Balde de Leyes está compuesta principalmente por espesos conglomerados polimícticos, que en menor proporción se intercalan con facies finas pelíticas-arenosas, y culmina con un espeso paquete de areniscas y pelitas laminadas. Estos niveles corresponden a depósitos proximales y medios de un sistema fluvial distributivo que culmina en los depósitos marginales de un barreal. La definición de la Formación Balde de Leyes, como una nueva unidad estratigráfica de edad jurásica inferior es de suma importancia, ya que: 1) el techo de la cuenca Marayes-El Carrizal conservaría el primer registro estratigráfico continuo

del lapso triásico-jurásico continental en la provincia de San Juan; 2) ambas unidades son fosilíferas, lo que brinda un escenario propicio para estudiar el cambio faunístico observado a nivel mundial entre el Triásico y el Jurásico; y 3) presenta un contexto geológico apto para estudiar la evolución tectosedimentaria y paleoclimática de las cuencas extensionales del mesozoico temprano del centro-oeste argentino y vincularlo a la evolución de las paleofaunas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el financiamiento para la realización de este trabajo de parte de Foncyt (PICTO UNSJ0144), Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Conicet y Jurassic Foundation (CA). Agradezco al Dr. Oscar Limarino por la crítica revisión de este trabajo y por sus invaluable sugerencias y comentarios. De la misma manera agradecemos la exhaustiva revisión y comentarios de los Dres. Pablo Pazos y Luis Spalletti que resultaron en un mejoramiento profundo de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Apaldetti, C., Martínez, R., Alcober, O. y Pol, D. 2011. A new basal sauropodomorph (Dinosauria: Saurischia) from Quebrada del Barro Formation (Marayes-El Carrizal Basin), northwestern Argentina. *Plos One* 6 (11), e26964.
- Artabe, A., Bodnar, J., Morel, E., Spalletti, L., Ganuza, D. y Correa, G. 2013. La Formación Carrizal (Triásico), En el depocentro de Marayes, San Juan, Argentina: Registros Paleobotánicos. Libro de Resúmenes de la Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Ameghiniana: R13. Córdoba.
- Bergmann, F.A. 1948. Contribución al conocimiento de los yacimientos de carbón de Marayes, Provincia de San Juan. *Revista Mineraria* 19: 3-98.
- Borrello, A. 1946. El perfil de la quebrada de Carrizal (Sierra de la Huerta, San Juan). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1: 167-176.
- Bossi, G. 1976. Geología de la cuenca Marayes-El Carrizal (Provincia de San Juan), República Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 23-38, Bahía Blanca.

- Bossi, G. y Bonaparte, J. 1978. Sobre la presencia de un dinosaurio prosaurópodo en la Fm. Quebrada del Barro, en el borde oriental de la cuenca Marayes-El Carrizal (Triásico Superior, San Juan). *Acta Geológica Lilloana* 15: 41-47.
- Bossi, G., Villanueva García, A., Godeas, M., Kousal, M., Lutz, M. y Monteros, C. 1976. Análisis estadístico de imbricaciones en la Formación Quebrada del Barro, Marayes, Prov. de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 4(1-2): 23-54.
- Cecil, C. y Dulong, F. 2003. Precipitation models for sediment supply in warm climates. En: Cecil, C.B. y Edgar, N.T. (eds.), *Climate Controls on Stratigraphy*. SEPM Special Publication 77: 21-27.
- Colombi, C., Santi Malnis, P., Correa, G. y Limarino, O. 2014. Estratigrafía e interpretación paleoambiental de la porción superior de la sucesión sedimentaria de la cuenca Marayes-El Carrizal (Triásico Superior), San Juan, Argentina. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 15, Córdoba.
- Dott, J.R. 1964. Wacke, Graywacke and Matrix-What Approach to Immature Sandstone Classification? *Journal of Sedimentary Research* 34: 625-632.
- Fielding, C.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Prokocinski, E. W. y Smith, G.H. 2012. Tributary, distributive and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology* 261: 15-32.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- Gardini, C., Rivarola, D., Agüera, M. y Candelá, G. 2009. Estructura de la región Sierra de Guayaguas-Marayes, Provincia de San Juan y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 551-565.
- Helvacı, C., Alcicek, M.C., Gündogan, I. y Gemici, Ü. 2013. Tectosedimentary development and paleoenvironmental changes in the Acigöl shallow-perennial playa-lake basin, SW Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science* 22: 173-190.
- Herbst, R. y Lutz, A.I. 1993. Probables hongos (Pyrenomycetes) en el Triásico Superior de Marayes (Formación Carrizal), provincia de

- San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 30: 91-92.
- Krystinik, L.F. 1990. Early diagenesis in continental eolian deposits. En: Fryberger, S.G., Krystinik, L.F. y Schenk, C.J. (eds.), *Modern and Ancient Eolian Deposits*. Petroleum Exploration and Production, Rocky Mountain Section, Society for Sedimentary Geology, 79-89.
- López-Gamundí, O., Espejo, I., Conaghan, P. y Powell, C. 1994. Southern South America. En: J. Veevers, y C. Powell (eds.), *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, *Memoir* 184: 281-329, Boulder.
- Lutz, A. y Arce, F. 2013. Paleoflora de la Formación Carrizal (Triásico Medio-Superior), provincia de San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30: 453-462.
- Mack, G., James, W. y Monger, H. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin* 105: 129-136.
- Martínez, R.N. 2009. *Adeopapposaurus mognai*, gen. et sp. nov. (Dinosauria Sauropodomorpha), with comments on adaptations of basal Sauropodomorpha. *Journal of Vertebrate Paleontology* 29: 142-164.
- Martínez, R.N., Apaldetti, C., Colombi, C.E., Praderio, A., Fernández, E., Santi Malnis, P., Correa, G.A., Abelín, D. y Alcober, O. 2013. A new sphenodontian (Lepidosauria: Rhynchocephalia) from the Late Triassic of Argentina and the early origin of the herbivore opisthodontians. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 280: 1-7.
- Martínez, R.N., Apaldetti, C., Correa, G. Colombi, C., Fernández, E., Santi Malnis, P., Praderio, A., Abelín, D., Benegas, L., Aguilar Cameo, A., Alcober, O. 2015. A new Late Triassic vertebrate assemblage from Quebrada del Barro Formation, Northwestern Argentina. *Ameghiniana* 52: 379-390.
- Newell, A.J., Tverdokhlebov, V.P. y Benton, M.J. 1999. Interplay of tectonics and climate on a transverse fluvial system, Upper Permian, Southern Uralian Foreland Basin, Russia. *Sedimentary Geology* 127: 11-29.
- Nichols, G. y Fisher, J. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195: 75-90.
- Ramos, V. y Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela C.W. (eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America *Special Paper* 265: 79-91.
- Rivarola, D., Arcucci, A., Gardini, C., Schmidt, C. y Costa, C. 2002. Paleambiente sedimentario y fósiles de la Formación Quebrada del Barro (Triásico) en las inmediaciones del Cerro Guayaguas. 9° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 38, Córdoba.
- Spalletti, L.A. 1999. Cuencas triásicas del oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica* 32: 29-50.
- Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Ganuza, D. y Bodnar, J. 2011. Sedimentología de la Formación Carrizal (Triásico) en el Depocentro Marayes-El Carrizal, provincia de San Juan, República Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis* 18: 89-104.
- Stipanovic, P.N. 1957. El sistema Triásico en la Argentina. 20° Congreso Geológico Internacional, México, Sección 2: 73-112.
- Stipanovic, P.N. 2002. El Triásico en la Argentina. En: Stipanovic, P.N. y C.A. Marsicano (eds.) *Triásico. Léxico Estratigráfico de la Argentina*, Volumen 8. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 26:1-24.
- Tabor, N.J., Montañez, I.P., Kelso, K.A., Shipman, T. y Colombi, C. 2006. A Late Triassic soil catena: landscape and climate controls on paleosol morphology and chemistry across the Carnian-age Ischigualasto-Villa Union Basin, Northwest Argentina. En: Alonso-Zarza, A. y L. Tanner (eds.), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*. Geological Society of America *Special Paper* 416: 17-42.
- Uliana, M. y Biddle, K. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172-190.
- Vujovich, G., Chernicoff, J., Tchiligririan, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N. y Sepúlveda, E. 2007. Hoja geológica 3166-III, Chepes, provincias de San Juan y La Rioja 251. Buenos Aires: Servicio Geológico Minero Argentino.
- Weissmann G.S., Hartley A.J., Nichols G.J., Scuderi L.A., Olson M., Buehler H. y Banteah R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology* 38: 39-42.
- Yrigoyen, M. 1974. La edad cretácica del Grupo del Gigante (San Luis) y su relación con las cuencas circunvecinas. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Tucumán. Tucumán, Argentina.
- Yrigoyen, M.R. y Stover, L.W. 1970. La Palinología como elemento de correlación en el Triásico en la Cuenca Cuyana. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas* 2: 427-447.

Recibido: 23 de abril, 2015

Aceptado: 12 de julio, 2015