

REDEFINICIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN TRES SALTOS, CUENCA CALINGASTA-USPALLATA, SAN JUAN, ARGENTINA

Oswaldo A. Conde 1*, Gustavo A. Correa 1, Lucía M. Balarino 2, Arturo C. Taboada 3

¹ CIGEBIO-Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Av. España 406 Norte, J5400, San Juan, Argentina.

² Sección Paleopalínología, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", CONICET, Av. Ángel Gallardo 470, C140DJR, Buenos Aires, Argentina.

³ Centro de investigación Esquel de Montaña y Estepa Patagónicas (CIEMEP) CONICET-UNPSJB, Roca 780, Esquel (U9200), Chubut, Argentina.

* osvaldoagustin94@gmail.com

ARTICLE INFO

Article history

Received February 14, 2023

Accepted June 8, 2023

Available online June 9, 2023

Handling Editor

M. Sol Raigemborn

Keywords

Neopaleozoico

Precordillera

Marginovattia-Maemia

Cuenca Paganzo

Formación Pituil

RESUMEN

Se presenta un estudio estratigráfico, sedimentológico y un mapeo detallado de las unidades neopaleozoicas post-glaciales de la sierra de Barreal, focalizado en la Formación Tres Saltos. Esta unidad se dispone mediante una superficie de incisión sobre la Formación Hoyada Verde, mientras que su contacto superior, es concordante con la Formación Pituil. Se propone como lectoestratotipo de la Formación Tres Saltos a las exposiciones en la localidad clásica "Quebrada de los Tres Saltos", y como hipoestratotipo a los afloramientos de la localidad "La Cascada". Esta unidad se encuentra conformada por cinco asociaciones de facies: AFI: Fluvial multicanalizado; AFII: Estuario con progradación de deltas de cabecera; AFIII: Prodelta; AFIV: Frente deltaico; AFV: Frente de playa. Además, la superficie de incisión que separa las formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos podría ser correlacionable con superficies de incisión presentes en las formaciones Majaditas, Agua de Jagüel, Cerro Agua Negra, Ciénaga Larga del Tontal, y probablemente equivalente a la superficie de incisión que separa a las formaciones Guandacol y Tupe en la zona del anticlinal de Huaco, Cuenca Paganzo. La Formación Tres Saltos es portadora de una asociación de invertebrados fósiles de edad bashkiriana tardía temprana (Biozona *Marginovattia-Maemia*), que se correlaciona con las formaciones Cerro Agua Negra y Ciénaga Larga del Tontal. A partir del análisis de imágenes satelitales, la Formación Tres Saltos tiene una firma espectral particular, claramente diferenciable de las formaciones El Retamo, Esquina Gris y Mono Verde. Estas últimas muestran firmas similares, siendo consistente con una misma unidad (Formación Pituil, este trabajo). La Formación Pituil se ubica estratigráficamente sobre la Formación Tres Saltos y, dado el objetivo de la contribución, es descripta en forma generalizada, pero detallando la distribución de sus afloramientos y espesor. Las correlaciones sedimentológicas y estratigráficas de la Formación Tres Saltos, junto con el análisis de imágenes satelitales, permiten discutir las propuestas estratigráficas previas y proponer un nuevo esquema para el Neopaleozoico post-glacial de la sierra de Barreal.

EXTENDED ABSTRACT

Stratigraphic redefinition of the Tres Saltos Formation, Calingasta-Uspallata Basin, San Juan, Argentina

The Calingasta-Uspallata Basin is a neopaleozoic arc-related basin located in the southwestern sector of the San Juan and northwestern Mendoza provinces, Argentina (Fig. 1a-b) (Limarino and Spalletti, 2006). This basin would be limited to the east by the positive element of the Protoprecordillera (Amos and Rolleri, 1965; González Bonorino, 1976; Salfity and Gorustovich, 1983), which would present areas that allowed communication with the neighbouring Paganzo Basin.

The deposits related to the glacial event during the Sepurkhovian-Bashkirian are widely distributed in the entire Calingasta-Uspallata Basin. Numerous works have focused on the study of their stratigraphy, sedimentological and paleontological characteristics (Sterren, 2003; Lech and Milana, 2006; Cisterna and Sterren, 2016; Henry *et al.*, 2010; Taboada, 1997, 2010; López Gamundí *et al.*, 2016, 2021; Sterren *et al.*, 2020). However, the stratigraphy of the postglacial units (mainly those located in the Sierra de Barreal) is unclear, and few proposals have been made without reaching a consensus in the geological community. The lack of sedimentological studies for these units is also notable.

The first contribution to the stratigraphy of the Sierra de Barreal corresponds to Mésigos (1953), who defines two stratigraphic groups, made up of three formations each. San Eduardo Group (Mississippian) comprises the El Paso, Hoyada Verde, and El Retamo formations, and the Barreal Group (Pennsylvanian): Tres Saltos, Esquina Gris, and Mono Verde formations. Amos and Rolleri (1965) modified the stratigraphic scheme established by Mésigos (1953), including two new units in the San Eduardo Group: The Majaditas and Yalguaraz formations. The Barreal Group is also redefined as the De Pituil Group, bestowing a late Carboniferous to lower Permian age. Later, Taboada (1997) elaborated a new stratigraphic scheme grouping the Tres Saltos, El Retamo, Esquina Gris, and Mono Verde formations in a new unit: Pituil Formation, giving the previously defined formations by Mésigos (1953) a section character and considering them as lateral facial variations within this same unit.

Over the years, few proposals have been made to establish a stratigraphic order of the units that make up the envelope of the brachianticlinal of the Sierra de Barreal without reaching a consensus on the part of the geological community (Fig. 2). In view of this problem, a stratigraphic, sedimentological study and a detailed mapping of the postglacial units of the Sierra de Barreal are presented, with main detail in the Tres Saltos Formation, in order to establish correlation criteria and sedimentary paleoenvironments.

A stratigraphic and sedimentological analysis of the Tres Saltos Formation was carried out, and two classic localities of the Sierra de Barreal were visited: “Tres Saltos”, “Eloy”, and a new locality: “La Cascada”. Three detailed sedimentological sections (TS1, TS2 and TS3) were made in the locations described above (Fig. 3). Given the objective of this work, a general description of the lithology of the Pituil Formation was made. However, the measurement of the thickness of this unit and its stratigraphic relationships with neighbouring units was specified.

To complement the geological study, a treatment of satellite images Aster AST_L1T_0031222200614 4409_201505517132644_111331 was included. The images were processed through the unrestricted use and open software QuantumGis 3.10 “A Coruña”. The semi-Automatic Classification Plugin (SCP) (Congedo, 2016) was used to apply atmospheric correction, band stacking, and calculation of spectral signatures, band combinations and supervised classifications.

The Tres Saltos Formation is laid out by an erosive surface over the Hoyada Verde Formation (Fig. 4a-b). In contrast, its upper contact is a concordant surface with the Pituil Formation (Fig. 4c). The Tres Saltos Formation is mainly characterized by thick layers of reddish sandstones, conglomerates, and red to whitish shales. This unit presents its best degree of exposure and continuity in the locality of “Tres Saltos” (TS1 section, Fig. 3a). Therefore, its use as a stratotype section of the Formation is proposed (Fig. 5). For a better description and interpretation of the sedimentary paleoenvironments and formational boundaries, this unit was analyzed in two localities: the new locality: “La Cascada” (TS2 section, Fig. 3b) and “Eloy” (TS3 section, Fig. 3c) (Fig. 6). Five facies association can be recognized: AFI, Multi-channelized fluvial system; AFII, Estuary with bay

head deltas; AFIII, Prodelta; AFIV, Deltaic Front; AFV, Shoreface.

The data obtained with the satellite image processing show that the Esquina Gris, Mono Verde, and El Retamo “formations” from Mésigos (1953) have very similar spectral signs and could be the same unit (Pituil Formation, this work) (Fig. 9a). These spectral signatures allowed the construction of bands combinations and a supervised classification in which the Tres Saltos and Pituil formations are differentiated (Fig-9b-c, Fig. 10). However, further sedimentological studies, and regional correlations of the Pituil Formation are needed.

Certain stratigraphic and paleontological elements allow linking the Tres Saltos Formation with others units of the Calingasta-Uspallata, Río Blanco and Paganzo basins. The erosive surface that separates the Hoyada Verde and Tres Saltos formations is a correlation tool with other neighboring neopaleozoic units. This surface has a regional character and is interpreted as a forced regression, where deposits referred to the Sepurkhovian-Bashkirian post-glacial transgression are replaced by continental sedimentation (Limarino *et al.*, 2017; 2023). In the Calingasta-Uspallata Basin this surface is recognizable in the Majaditas, Agua de Jagüel and Ciénaga Larga del Tontal formations (Fig. 11). While, in the Río Blanco Basin it is identifiable in the Cerro Agua Negra Formation. Finally, in Paganzo Basin, it could correspond to the incision surface that separates the post-glacial deposits of the Guandacol Formation and the fluvial sedimentation that characterizes the base of the Tupe Formation (Fig. 11). In addition, the facies association V from the Tres Saltos Formation have trunks remains (Fig. 8d) and invertebrates to the *Marginovatia-Maemia* (M-M) biozone of early late Bashkirian age (Taboada *et al.*, 2021). This allows this unit to correlate with levels of the Cerro Agua Negra and Ciénaga Larga del Tontal formations (Fig. 11).

Keywords: Neopaleozoic, Precordillera, Marginovatia-Maemia, Paganzo Basin, Pituil Formation.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Calingasta-Uspallata tiene una historia estratigráfica compleja debido a su posición andina, a los cambios relativos del nivel del mar y a los eventos paleoclimáticos ocurridos durante el Paleozoico Tardío (Limarino y Spalletti, 2006;

Limarino *et al.* 2006; 2014; 2021; Limarino y López-Gamundí, 2021). Se ubica en el sector sudoccidental de la provincia de San Juan y noroccidental de la provincia de Mendoza (Fig. 1a), con sus afloramientos bordeando al margen occidental de la Precordillera (López-Gamundí, 1983). Durante el Carbonífero, esta cuenca se encontraba limitada al este por la Protoprecordillera, la cual presentaría áreas que permitían la comunicación con la vecina Cuenca Paganzo (Amos y Rolleri, 1965; González Bonorino, 1976; Salfity y Gorustovich, 1983).

Los depósitos correspondientes al evento glacial gondwánico del Sepurkhoviano-Bashkiriano están ampliamente distribuidos a lo largo de toda la Cuenca Calingasta-Uspallata y son numerosos los trabajos enfocados en sus características estratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas (Sterren, 2003; Lech y Milana, 2006; Cisterna y Sterren, 2016; Henry *et al.* 2010; López Gamundí *et al.*, 2016, 2021; Sterren *et al.*, 2020, entre otros). Sin embargo, es notable la falta de trabajos de índole sedimentológico para las unidades post-glaciales. Si bien existen contribuciones focalizadas en sus faunas de invertebrados (Amos y Rolleri, 1965; Sabattini, 1980; González, 1985; Sterren, 2003), muchos de los taxones conforman biozonas de carácter localizado (Taboada, 1997) o no presentan la resolución estratigráfica adecuada para establecer un ordenamiento bioestratigráfico.

Los afloramientos de la sierra de Barreal, San Juan, Argentina, son conocidos desde principios del siglo XX, a través de trabajos pioneros como los de Stappenbeck (1910), Du Toit (1927), Keidel (1938), Heim (1945), Cuerda (1945) y Zöllner (1950). Sin embargo, la contribución más relevante es la de Mésigos (1953), que define dos grupos estratigráficos integrados por tres formaciones cada uno. El primero, Grupo San Eduardo (Mississippiano) integrado por las formaciones El Paso, Hoyada Verde y El Retamo. El segundo, Grupo Barreal (Pennsylvaniano) conformado por las formaciones Tres Saltos, Esquina Gris y Mono Verde. Amos y Rolleri (1965) modifican el esquema estratigráfico incluyendo dos nuevas unidades al Grupo San Eduardo: las formaciones Majaditas y Yalguaráz. También, redefinen al Grupo Barreal como Grupo De Pituil, otorgándole una edad carbonífera tardía a pérmica temprana. Damborenea (1974), describe los afloramientos neopaleozoicos del cerro Colorado del Cementerio, al norte de la sierra de Barreal y los asigna a la Formación Tres Saltos de Mésigos (1953), extendiéndola hacia el

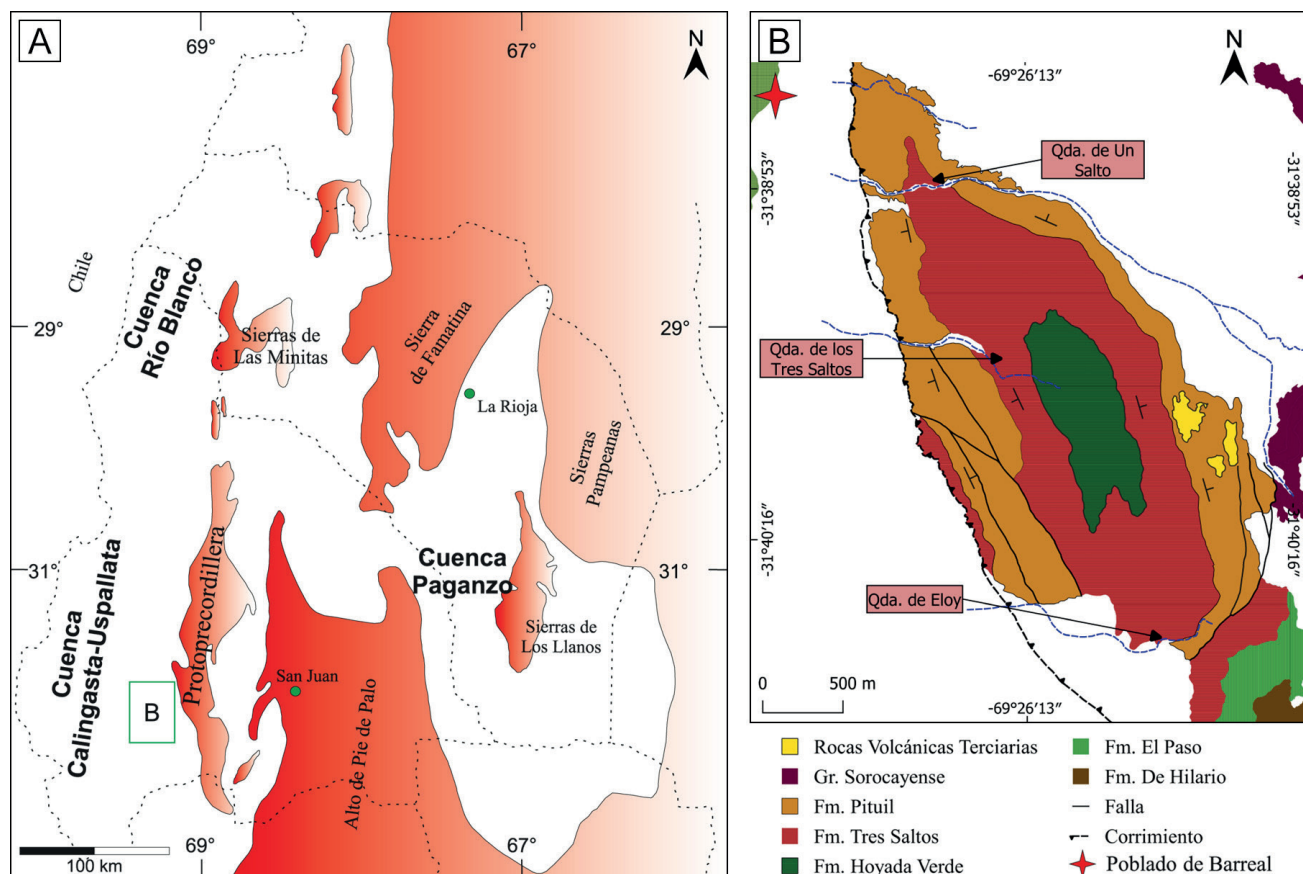


Figura 1. a) Modelo paleogeográfico y ubicación del área de estudio (recuadro verde). Modificado de Salfity y Gorustovich (1983). **b)** Mapa geológico de la sierra de Barreal. Las unidades triásicas fueron mapeadas basadas en Bodnar *et al.* (2019).
Figure 1. a) Paleogeographic model and location of the study area (Green box). Modified from Salfity y Gorustovich (1983). **b)** Geological map of the Sierra de Barreal. Triassic formations were mapped following Bodnar *et al.* (2019).

norte. Más recientemente, Taboada (1997), elabora un nuevo esquema estratigráfico agrupando a las formaciones Tres Saltos, El Retamo, Esquina Gris y Mono Verde en una nueva unidad: Formación Pituil. A las formaciones anteriormente definidas por Mésigos (1953) les otorga un carácter de sección, considerándolas como variaciones faciales laterales.

En el cordón del Naranjo, pocos kilómetros al sur de la sierra de Barreal, equivalencias estratigráficas entre las unidades post-glaciales de esta última con otras formaciones de la Cuenca Calingasta-Uspallata fueron sugeridas por López Gamundí y Martínez (2003). Dichos autores, tomando como referencia a la Formación Majaditas, presentan un esquema estratigráfico-secuencial de dos partes (=Secuencias). La “Secuencia I”, integrada por las formaciones Hoyada Verde, El Paso y los miembros Basal y Diamictítico de la Formación Majaditas. La “Secuencia II” integrada por los miembros Rojo

I, Pelitas y Areniscas Moteadas, Rojo II y Superior de la Formación Majaditas, correlacionando con las formaciones Tres Saltos, Mono Verde, Esquina Gris y El Retamo. López Gamundí y Martínez (2003), indican que probablemente estas últimas tres formaciones se corresponderían con una única unidad que se ubicaría estratigráficamente sobre la Formación Tres Saltos.

El Neopaleozoico post-glacial de la sierra de Barreal es clave para ampliar el esquema estratigráfico de la Cuenca Calingasta-Uspallata. Dada su posición geográfica constituye un punto estratégico de conexión intermedio entre zonas más australes de la cuenca como la Formación Agua de Jagüel, y aquellas ubicadas en regiones más septentrionales como la Formación Ciénaga Larga del Tontal, (Banchig *et al.*, 1997; Barredo y Ottone, 2003), por lo que resulta necesario definir un nuevo ordenamiento estratigráfico que permita establecer

elementos de correlación con unidades vecinas. Se presenta un estudio sedimentológico y una nueva propuesta estratigráfica que simplifica la compleja nomenclatura de la zona litoestratigráfica de la región. En esta contribución también se incluye un tratamiento de imágenes satelitales mediante las técnicas de firmas espectrales, combinaciones de bandas y clasificaciones supervisadas. Por último se presenta un mapa geológico que muestra por primera vez con dicha asignatura a las formaciones Hoyada Verde, Tres Saltos y Pituil en la sierra de Barreal.

PROPUESTAS ESTRATIGRÁFICAS PREVIAS

Mésigos (1953) realizó la primera propuesta estratigráfica formal para las unidades aflorantes en la sierra de Barreal, definiendo dos grupos estratigráficos: el Grupo San Eduardo de edad mississippiana, y el Grupo Barreal de edad pennsylvaniana, separados por una discordancia. Dado el foco de esta contribución, del Grupo San Eduardo solo se nombrarán los antecedentes y problemáticas de la Formación El Retamo, descartando así las unidades que registran el evento glacial. Mésigos (1953), utilizó el término Formación El Retamo para agrupar al conjunto areniscas feldespáticas, rosadas, verdes y finas arcillosas con ondulitas, lutitas verde oscuro y lutitas negras. Esta unidad totaliza un espesor de 183 metros y aflora a lo largo del margen noroccidental de la sierra de Barreal, desde la quebrada de los Tres Saltos en el sur, hasta la quebrada de la Liebre al norte y limitada en la base y techo por fallas. La Formación El Retamo contiene restos paleoflorísticos de la Fitozona NBG (*Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Gynkgophyllum*), como *Nothorhacopteris argentina* y *Botrychiopsis weissiana*, *Cordaites* sp., *Gondwanites subtibilis*, *Cordaicarpus* sp., restos de leños gimnospérmicos y palinomorfos mal preservados (Carrizo, 1992; Césari, 1992; Césari y Pérez Loinaze, 2006). Teniendo en cuenta el esquema estratigráfico de la presente contribución, este contenido paleoflorístico será atribuido a la Formación Pituil.

En el Grupo Barreal, Mésigos (1953) agrupó a las formaciones Tres Saltos, Esquina Gris y Mono Verde. La Formación Tres Saltos tendría un conglomerado basal de carácter glacial con clastos facetados y estriados compuestos de cuarzo, cuarcitas y wackes. A estas últimas les suceden espesos paquetes de areniscas feldespáticas, wackes y areniscas arcillosas

con ondulitas de color rojizo, intercalados con paquetes de pelitas y areniscas finas. La Formación Tres Saltos forma parte de la envoltura intermedia de los anticlinales de Hoyada Verde y El Paso en relación discordante en ambas localidades (Mésigos, 1953). El contacto superior, sería por falla en la margen occidental de la sierra de Barreal, mientras que en el sector oriental en discordancia con el Triásico del Grupo Sorocayense. El espesor de la Formación Tres Saltos es problemático, ya que Mésigos (1953) describe 741 metros de potencia, siendo probable que se hayan medido secciones repetidas tectónicamente en el sector norte, donde esta unidad presenta mayor complejidad estructural.

Bajo la denominación de Formación Esquina Gris, Mésigos (1953) agrupa a un conjunto de areniscas arcillosas con ondulitas, pelitas laminadas, pequeños lentes de conglomerados y paraconglomerados sin influencia glacial. Posee un espesor de 478 metros que afloran en la margen nororiental de la sierra de Barreal. El contacto inferior no es observable, sin embargo es probable que suceda estratigráficamente a la Formación Tres Saltos (Ver página. 81 de Mésigos, 1953) y su techo, es discordante con el Triásico.

Finalmente, la Formación Mono Verde (Mésigos, 1953) se corresponde con un conjunto de areniscas moteadas, intercaladas con areniscas arcillosas con ondulitas que pasan a areniscas de color verde claro, totalizando 320 metros de espesor. Esta unidad aflora en la margen suroccidental y oriental de la sierra de Barreal. Su contacto inferior es por falla con la Formación Tres Saltos, mientras que el techo es discordante con rocas triásicas. Esta unidad es considerada con cierta duda por Mésigos (1953) como la más alta del Grupo de Barreal.

La propuesta de Amos y Rolleri (1965) delimita cronológicamente a los grupos San Eduardo y De Pituil basándose en criterios bioestratigráficos. El Grupo San Eduardo es portador de un asociación de braquiópodos integrada por *Levipustula levis* Maxwell, *Costuloplica leoncitensis* (Harrington) y *Kitakamithyris septata* Chronicle, de edad bashkiriana temprana (Taboada *et al.*, 2021). El Grupo De Pituil, en cambio, es portador de una asociación de invertebrados constituida por *Canocrinella* cf. *farleyensis*, *Quadranetes* sp. y *Orbiculoidea* sp. Según Amos y Rolleri (1965) esta asociación está presente en los niveles inferiores de la Formación Mono Verde y a lo largo de la Formación Esquina Gris. Esta asociación faunística fue denominada

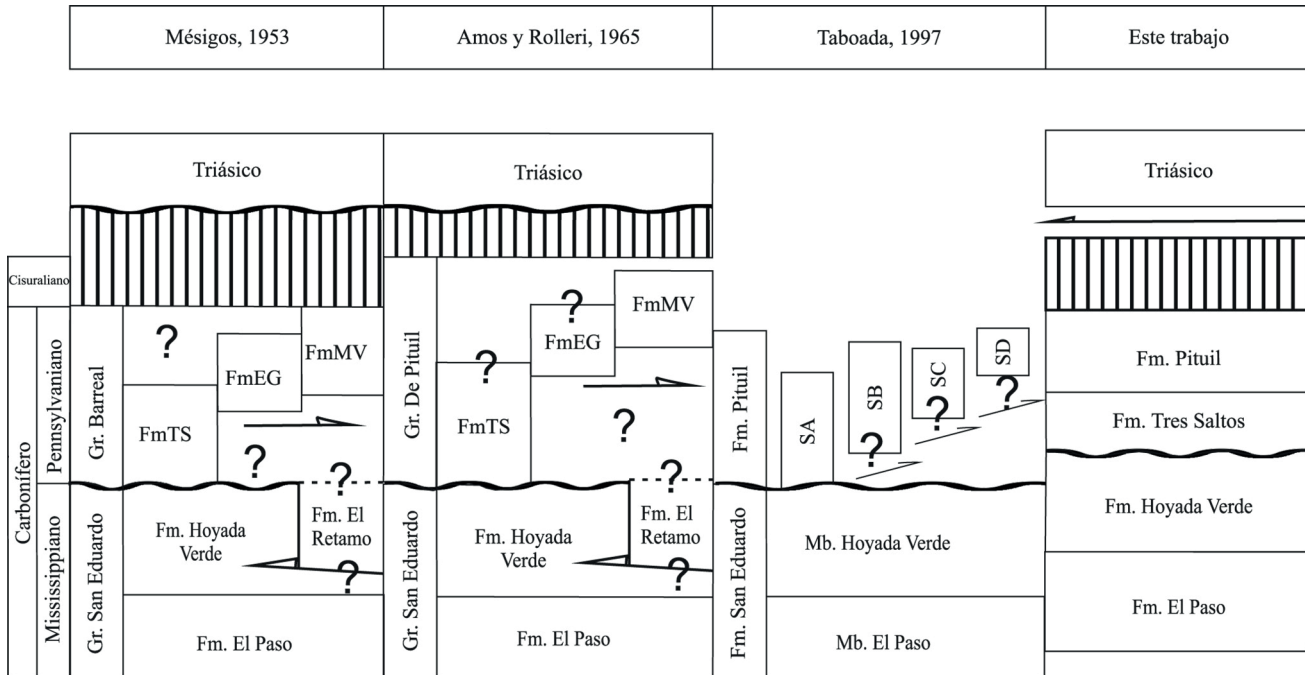


Figura 2. Síntesis de las diferentes nomenclaturas estratigráficas en la sierra de Barreal. **Fm. Ts:** Formación Tres Saltos; **Fm. EG:** Formación Esquina Gris; **Fm. MV:** Formación Mono Verde; **SA:** Sección A; **SB:** Sección B; **SC:** Sección C; **SD:** Sección D.
Figure 2. Synthesis of the different stratigraphic nomenclatures in the Sierra de Barreal. **Fm. Ts:** Tres Saltos Formation; **Fm. EG:** Esquina Gris Formation; **Fm. MV:** Mono Verde Formation; **SA:** Section A; **SB:** Section B; **SC:** Section C; **SD:** Section D.

como Zona de *Canocrinella* y la asignan al Carbonífero Tardío, aunque no descartan edades pérmicas (Amos y Roller, 1965; Sabattini 1980).

Taboada (1997), basándose en criterios paleontológicos y litológicos, agrupa a las formaciones Tres Saltos, Mono Verde, Esquina Gris y El Retamo dándoles carácter de secciones, que a su vez, integrarían una nueva unidad, la Formación Pituil. Las secciones Tres Saltos (Sección A), Esquina Gris (Sección B) y Mono Verde (Sección C), según este esquema son equivalentes laterales ligeramente desfasados tectónicamente, mientras que la sección El Retamo (Sección D) se correspondería con los niveles cuspidales. Taboada (1997), reconoce en la Formación Pituil una nueva biozona *Balakhonia-Geniculifera*, siendo sus taxones más abundantes: *Balakhonia peregrina* y *Geniculifera tenuiscostata*. Los taxones identificados como *Canocrinella* cf. *farleyensis* y *Quadrantessp.* por Amos y Roller (1965), fueron reclasificados como *Balakhonia peregrina* y *Neochonetes* respectivamente (Taboada, 1997). Posteriormente, Taboada (2010), reinterpreta la zona de *Balakhonia-Geniculifera* como la zona de *Marginovatia-Maemia* y ubica cronológicamente parte de la Formación Pituil en el Bashkiriano tardío

temprano (Taboada, 2010; Taboada et al., 2021).

Analizando las diferentes propuestas estratigráficas, hay pocas discusiones sobre límite entre las formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos (López Gamundí y Martínez, 2003 y trabajos allí citados). Sin embargo, las relaciones estratigráficas de las formaciones El Retamo, Mono Verde, Esquina Gris y el techo de la Formación Tres Saltos (cf. Mésigos, 1953), son confusas y se basan principalmente en criterios de correlación con invertebrados fósiles. Una síntesis de las propuestas previas está representada en la Figura 2.

MARCO GEOLÓGICO

Según el esquema estratigráfico aquí presentado, las formaciones Tres Saltos y Pituil afloran en la Sierra de Barreal, formando los flancos de un braquianticlinal norte-sur (Fig. 1b).

Las unidades más antiguas de la zona afloran inmediatamente al sur, en el anticlinal de El Paso, y constituyen el núcleo de la estructura. Estas rocas de edad ordovícica conforman sucesiones fuertemente deformadas con leptometamorfismo y fueron denominadas como Formación De Hilario por Mésigos

(1953). Sobre esta unidad se apoya en discordancia la Formación El Paso, compuesta por una sucesión de diamictitas, pelitas y areniscas de edad viseana-sepurkhoviana (Taboada, 2010), o sepurkhoviana-bashkiriana (Vergel *et al.*, 2015). Inmediatamente al norte, en la sierra de Barreal, aflora una unidad con similares características: la Formación Hoyada Verde (Mésigos, 1953). Esta unidad representa una de las mejores exposiciones de depósitos del evento glacial gondwánico en la Cuenca Calingasta-Uspallata, con niveles de pavimentos estriados (López-Gamundí *et al.*, 2016). Esta unidad es de edad sepurkhoviana-bashkiriana a partir de la fauna de *Levipustula* (Taboada, 2010; Taboada *et al.*, 2021).

La Formación Tres saltos está compuesta por una sucesión de potentes bancos de areniscas, pelitas y escasos conglomerados rojos, que cubren mediante una superficie irregular a las formaciones Hoyada Verde y El Paso (Mésigos, 1953; Buatois y Limarino, 2003). A su vez, la Formación Tres Saltos es cubierta en concordancia por un conjunto de pelitas carbonosas, areniscas amarillas y delgados bancos de carbón de la Formación Pituil.

Coronando la sucesión neopaleozoica por fallamiento, está el Grupo Sorocayense de edad triásica (Mésigos, 1953), integrado por las formaciones Cerro Colorado del Cementerio, Barreal, Cortaderita y Cepeda (Bodnar *et al.*, 2019). Como así también, en discordancia por rocas volcánicas porfíricas probablemente terciarias (Damborenea, 1974).

METODOLOGÍA

Se realizó un análisis estratigráfico y tres perfiles sedimentológicos de detalle en la Formación Tres Saltos en dos localidades clásicas de la sierra de Barreal: Tres Saltos y Eloy, donde además se sumó una nueva localidad: La Cascada (TS1, TS2 y TS3) (Fig. 3). Se relevaron los contactos de base y techo, reconociendo facies y asociaciones de facies que permitieron la caracterización de los ambientes sedimentarios. Se realizó una descripción general de la litología de la Formación Pituil, midiendo espesores y sus relaciones estratigráficas con las unidades limitantes. Para la medición de los espesores se utilizó la metodología de la vara de Jacob y brújula Brunton.

Como complemento se incluyó un tratamiento de imágenes satelitales de libre acceso, Aster AST_L1 T_00312222006144409_20150517132644_111331

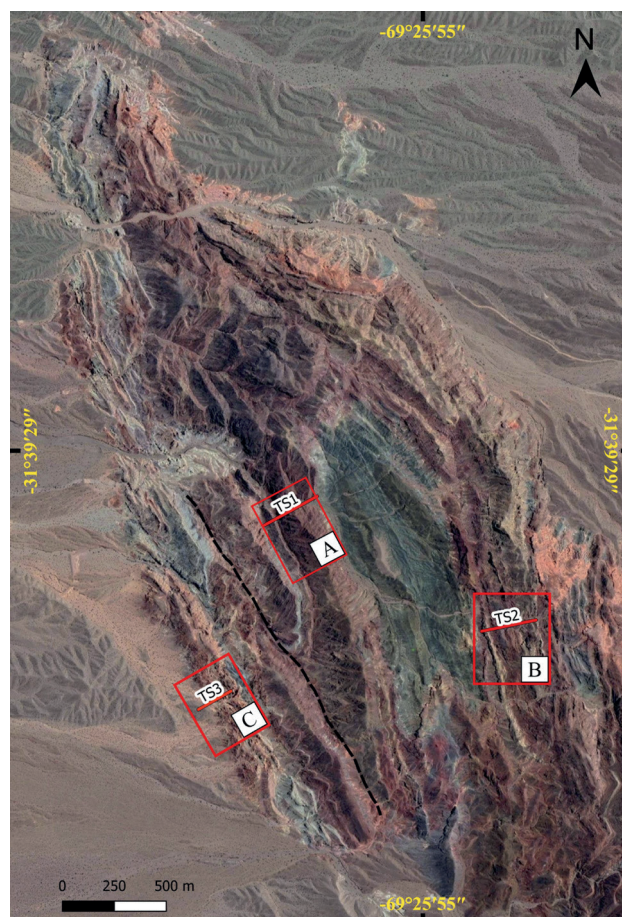


Figura 3. Ubicación de las localidades visitadas y columnas relevadas. **a)** Localidad “Tres Saltos”. **b)** Localidad “La Cascada”. **c)** Localidad “Eloy”.

Figure 3. Location of the localities visited and surveyed sections. **a)** “Tres Saltos” locality. **b)** “La Cascada” locality. **c)** “Eloy” locality.

descargada desde el sitio web *Earth Explorer* (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), perteneciente a la USGS (*United States Geological Service*). El procesamiento de las imágenes se realizó a través del software de uso libre y código abierto QuantumGis 3.10 “A Coruña”. Se utilizó el complemento *Semi Automatic Classification Plugin* (SCP) (Congedo, 2016), para aplicar la corrección atmosférica, apilado de bandas, cálculo de firmas espectrales, combinaciones de bandas y clasificaciones supervisadas.

FORMACIÓN TRES SALTOS

La Formación Tres Saltos tiene un espesor medido de 135 metros. Los afloramientos de esta unidad se distribuyen a lo largo de la sierra de Barreal y en el anticlinal de El Paso (Fig. 1b). La Formación Tres

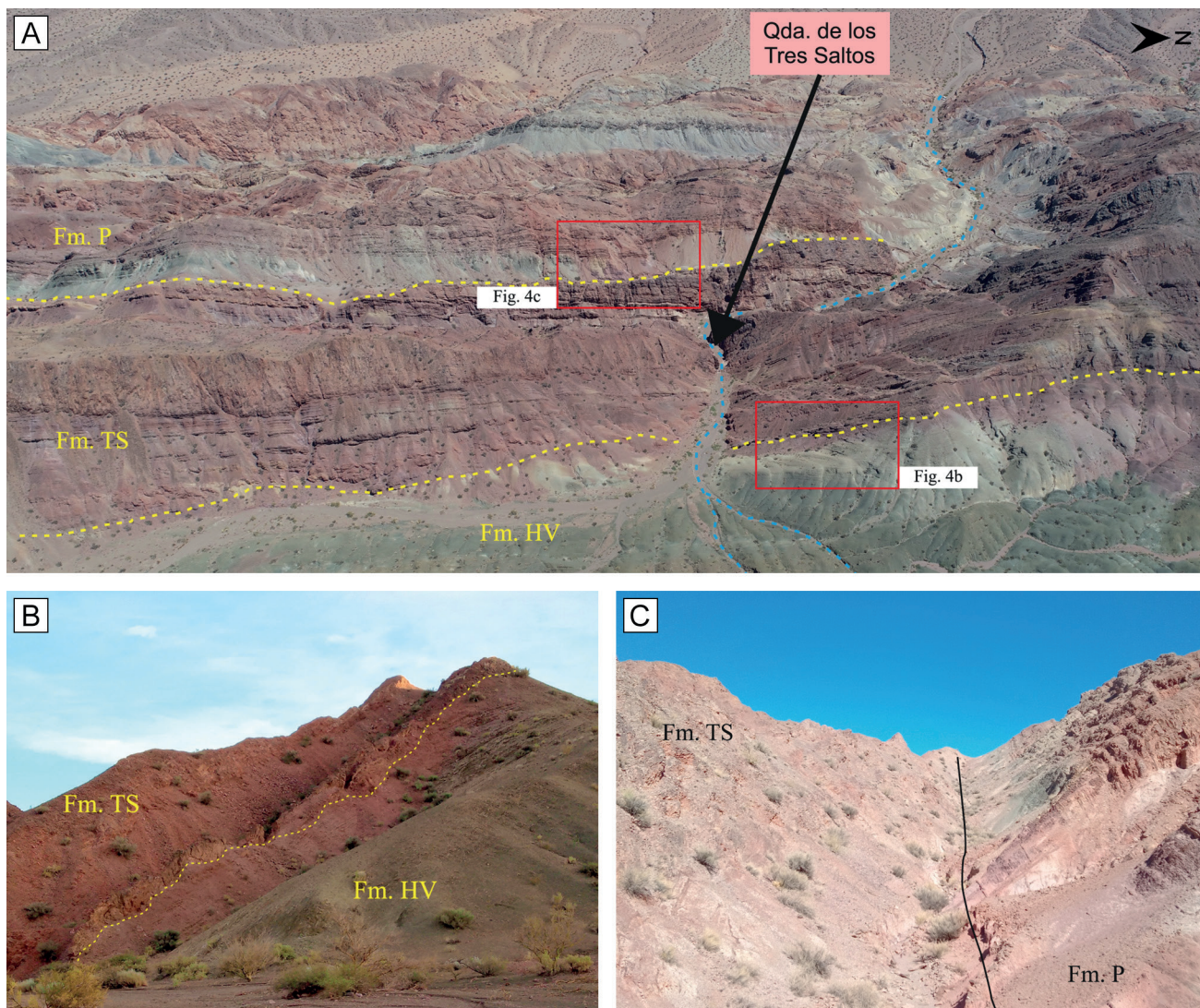


Figura 4. a) Fotografía aérea mostrando las relaciones estratigráficas de base y techo de la Formación Tres Saltos en su lectoestratotipo. **b)** Detalle de la superficie de incisión que separa a las formaciones Tres Saltos y Formación Hoyada Verde. **c)** Detalle del contacto superior con la Formación Pituiel.

Figure. 4. a) Aerial photography showing the base and top stratigraphic relationships of the Tres Saltos Formation stratotype. **b)** Detail of the incision surface with the underlying Hoyada Verde Formation. **c)** Upper contact of the Tres Saltos Formation with the Pituiel Formation.

Saltos se apoya mediante una superficie de incisión sobre las formaciones Hoyada Verde y El Paso (Buatois y Limarino, 2003) (Fig. 4a-b). Su contacto superior es concordante con la Formación Pituiel en las secciones TS1, TS2 y TS3 (Figs. 3, 4 a-c).

La Formación Tres Saltos se caracteriza principalmente por potentes bancos de areniscas rojizas y en menor medida por conglomerados, pelitas y fangolitas rojas a blanquecinas. Esta unidad presenta su mejor exposición y continuidad en la localidad de “Quebrada de los Tres Saltos” (columna TS1). Debido que en el trabajo original de Mésigos (1953)

no se definió un estratotipo, se propone la localidad de la “Quebrada de los Tres Saltos” (columna TS1) como lectoestratotipo (Art. 15.5 Código Argentino de Estratigrafía, 1992) (Fig. 5), cuyas coordenadas de base y techo son: 31°39’35,64”S/69°26’11,84”O; 31°39’38,98”S/69°26’19,86”O, respectivamente. Además, se relevó la sección “Eloy” (columna TS3) y una nueva localidad de “La Cascada” (columna TS2) (Fig. 6). Ésta última se propone como hipoestratotipo (Art. 15.7 Código Argentino de Estratigrafía, 1992) para la Formación Tres Saltos, debido a la excelente exposición y su continuidad estratigráfica. Sus coordenadas

de base y techo son: 31°39'55,4"S/69°25'45,78"O; 31°39'56,77"S/69°25'35,13"O, respectivamente.

Del análisis sedimentológico pudieron reconocerse cinco asociaciones de facies:

Asociación de Facies I (AFI). Fluvial multicanalizado

Descripción. Esta asociación de facies se apoya mediante una superficie erosiva sobre la Formación Hoyada Verde. Presenta un espesor variable entre 1,5 a 8 metros y se caracteriza principalmente por cuerpos lenticulares de conglomerados y areniscas, que en conjunto se disponen formando un arreglo grano-estrato decreciente. Los cuerpos conglomerádicos presentan gradación normal grosera, clasto-soportados y en menor medida matriz-soportados. Estos conglomerados están compuestos por clastos subredondeados a subangulosos de cuarzo, wackes y lutitas verdes, con tamaños que oscilan entre 2 a 20 cm, los cuales se encuentran rodeados por matriz arenosa (Fig. 7a). Además, tienen una marcada base erosiva y techo plano (Fig. 7b). Los bancos de areniscas presentan geometría lenticular, con espesores que varían entre 1 a 1,5 metros. Internamente estos cuerpos presentan gradación normal, con un pasaje gradual entre areniscas de grano grueso, areniscas de grano medio con entrecruzamiento planar asintótico, laminación horizontal y areniscas de grano fino con ondulitas asimétricas hacia el techo de los bancos.

Interpretación. El origen de esta asociación de facies ha sido motivo de debate a lo largo de los años. Mésigos (1953), indica que presentaría un aspecto de verdaderas tillitas, otorgando un origen glaciar a estos cuerpos conglomerádicos. López Gamundí y Rossello (1993), interpretan a estas facies como un sistema de canales que incidirían la plataforma de la infrayacente Formación Hoyada Verde. Buatois y Limarino (2003), interpretan una superficie de incisión de un sistema fluvial entrelazado que erosionó los estratos superiores de la Formación Hoyada Verde.

Los cuerpos lenticulares de conglomerados y areniscas con gradación normal, característicos de esta asociación de facies, sugieren depositación a partir de corrientes tractivas unidireccionales y canalizadas. El desarrollo de estratificación entrecruzada planar asintótica indicarían depositación en barras arenosas

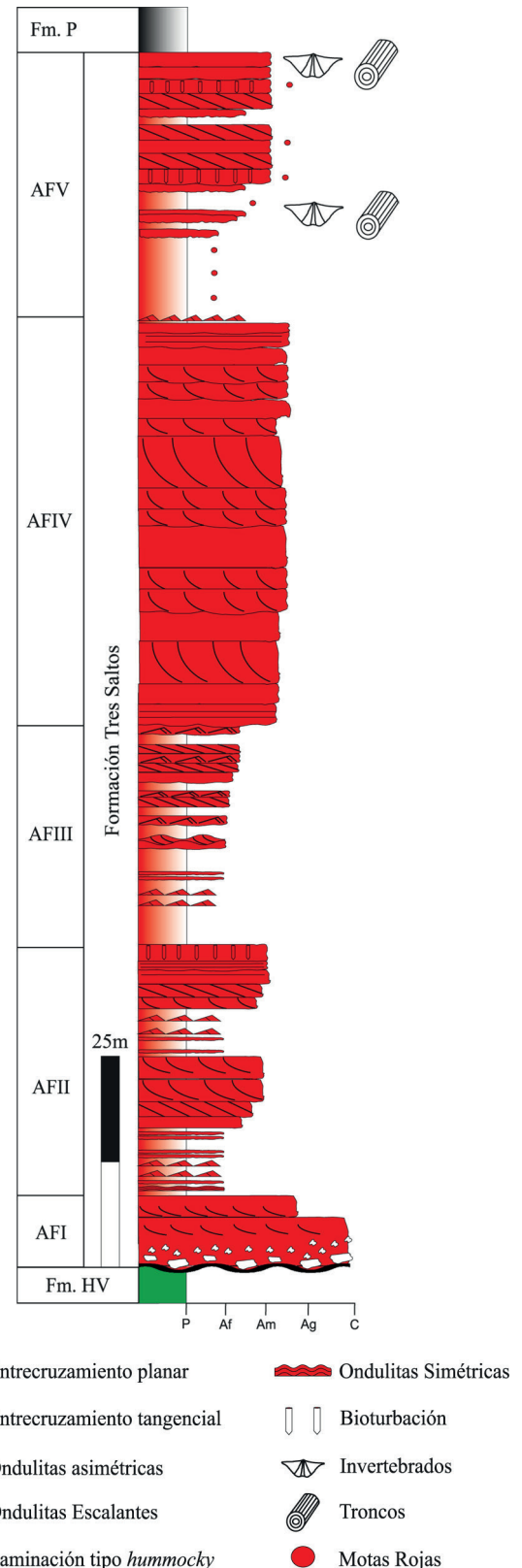


Figura 5. Lectoestratotipo de la Formación Tres Saltos. AFI: Fluvial multicanalizado, AFII: Estuario con deltas de cabecera, AFIII: Prodelta, AFIV: Frente deltaico, AFV: Frente de playa.
Figure 5. Stratotype of the Tres Saltos Formation. AFI: Multichannelized fluvial system, AFII: Estuary with bay head deltas, AFIII: Prodelta, AFIV: Deltaic front. AFV: Shoreface.

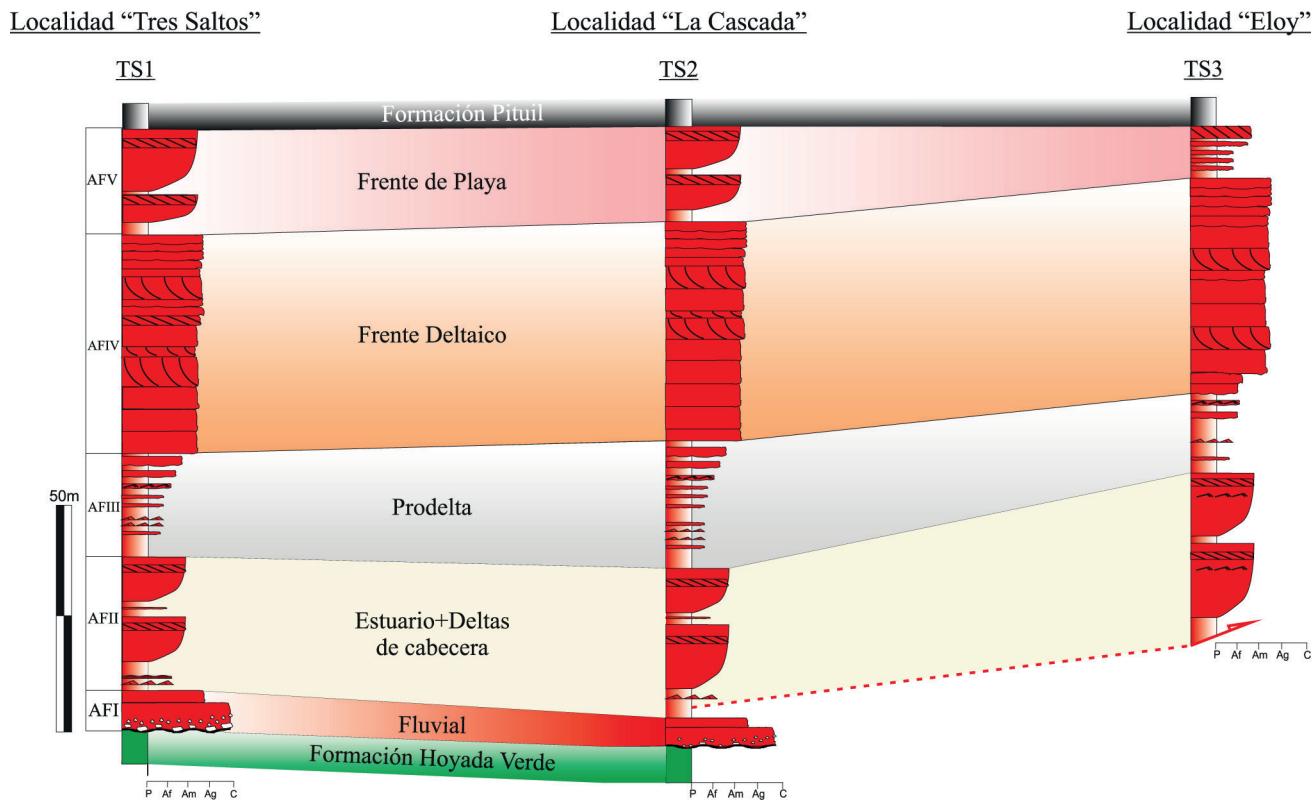


Figura 6. Correlación entre las diferentes localidades estudiadas de la Formación Tres Saltos.
Figure 6. Correlation between the different studied localities of the Tres Saltos Formation.

que migrarían en el interior de los canales (Miall, 1996). Por su parte, las areniscas de grano fino con ondulitas en el techo de los cuerpos lenticulares arenosos, indicarían un decrecimiento en la capacidad de carga del flujo depositante, asociado a las últimas etapas de relleno de los canales (Miall, 1996).

La presencia de bancos lenticulares de conglomerados y areniscas con entrecruzamiento planar asintótico y su arreglo grano-estrato decreciente permiten interpretar a esta asociación de facies como un sistema fluvial multicanalizado sin llanura de inundación preservada, en acuerdo con Buatois y Limarino (2003).

Asociación de Facies II (AFII). Estuario con progradación de deltas de cabecera

Descripción. Esta asociación de facies se apoya en forma concordante sobre la asociación de facies I (AFI). Se caracteriza por su geometría tabular y se dispone formando dos ciclos grano-estrato crecientes (Fig. 7b), totalizando un espesor de 35 metros. El sector inferior de cada ciclo se inicia con bancos de

fangolitas de color rojizo intercaladas con delgados bancos de areniscas de grano fino con ondulitas asimétricas y simétricas. Estas litologías son interrumpidas ocasionalmente por delgados bancos lentiformes de 25 cm de espesor con base levemente erosiva y gradación normal desde areniscas con pequeños clastos de pelitas dispersos, hasta areniscas de grano fino con laminación ondulítica. Son frecuentes los bancos de hasta 10 cm de espesor de areniscas masivas con contactos netos y abundantes excavaciones perpendiculares a la estratificación. En el sector medio y superior de los ciclos predominan bancos de areniscas de grano medio de geometría lentiforme con estratificación horizontal, entrecruzada planar y tangencial, formando sets de hasta 2 metros de espesor. Los techos de estos bancos muestran frecuentes excavaciones perpendiculares a la estratificación, simples o en pares (Fig. 7c). Son comunes los restos de tallos fosilizados paralelos a la estratificación.

Interpretación. La presencia en la base de la asociación de una intercalación entre fangolitas y

areniscas finas con ondulitas asimétricas indican una alternancia entre procesos de decantación y flujos unidireccionales de baja velocidad. Por otro lado, los delgados bancos de areniscas con ondulitas simétricas sugieren flujos oscilatorios, probablemente generados por oleaje dentro del cuerpo de agua (Reading y Collinson, 1996). La ocurrencia de bancos lentiformes de areniscas con pequeños clastos de pelitas que gradan a areniscas de grano fino con ondulitas indicarían depositación a partir de corrientes tractivas unidireccionales de velocidad decreciente (Zavala *et al.*, 2011). Probablemente, estos bancos se tratarían de pequeños cuerpos canalizados que ingresarían al cuerpo de agua generados por corrientes hiperpícnicas. Por otro lado, las areniscas de grano medio con estratificación horizontal, y entrecruzamiento planar y tangencial, son interpretadas como barras de desembocadura, las cuales se generarían por disminución de la competencia del flujo depositante por pérdida de confinamiento al ingresar a un cuerpo de agua (Bhattacharya, 2010).

Las excavaciones simples y en pares en el techo de los bancos lentiformes han sido asignadas a los icnogéneros *Scolithos* y *Arenicolites*. Estas trazas indicarían pausas en la sedimentación o abandono donde se producen ventanas de colonización (Buatois y Mángano, 2011; Canale *et al.*, 2015). Los restos vegetales sugieren aporte activo desde el continente.

Dado el arreglo grano-estrato creciente de los ciclos sedimentarios, sus estructuras sedimentarias, el contenido icnológico y su relación espacial con la asociación de facies I (AFI), se interpreta a esta asociación de facies como una zona central de estuario, donde ingresarían deltas de cabecera (Boyd *et al.*, 2006; Aschoff *et al.*, 2018).

Asociación de Facies III (AFIII). Prodelta

Descripción. Esta asociación de facies se dispone en contacto neto sobre la asociación de facies II (AFII) (Fig. 7d). Presenta geometría tabular y un arreglo grano-estrato creciente. Tiene 22 metros de espesor y se caracteriza por una alternancia entre pelitas grises y areniscas de grano fino. Las pelitas son predominantes en el sector inferior de la asociación de facies y están en forma laminada o masiva formando bancos de hasta dos metros de espesor. Por su parte, las areniscas de grano fino

se disponen en bancos tabulares con laminación ondulítica, ondulitas escalantes (Fig. 7e), pequeños sets de laminación entrecruzada planar y *hummocky* de pequeña longitud de onda (15 cm). El tramo superior de la asociación de facies ocasionalmente tiene deformación sinsedimentaria (Fig. 7f).

Interpretación. Las características de la asociación de facies III muestran una alternancia entre procesos de decantación y tractivos de baja velocidad. Los bancos de pelitas laminadas sugieren depositación a partir de decantación, mientras que las areniscas con laminación ondulítica y ondulitas escalantes sugieren la participación de flujos unidireccionales tractivos de elevada carga en suspensión (Allen, 1971). Los delgados bancos con laminación entrecruzada *hummocky* de longitud de onda reducida indicarían flujos oscilatorios durante ocasionales eventos de tormenta (Arnott y Southard 1990; Dumas y Arnott 2006). Las capas con deformación de la sección superior son interpretadas como pliegues sin-sedimentarios, producto de altas tasas de sedimentación (Bhattacharya, 2010).

Las características de la asociación de facies III sugieren depositación en zonas de prodelta, donde las capas de pelitas laminadas se habrían depositado por decantación de material fino en suspensión probablemente desde una pluma hipopícnica. Mientras que, las delgadas capas de areniscas con ondulitas escalantes se habrían generado en periodos de mayor descarga de sedimentos al sistema.

Asociación de Facies IV (AFIV). Frente deltaico

Descripción. Esta asociación de facies presenta el mayor desarrollo en la columna con un espesor máximo de 40 metros. Inicia con un delgado banco lenticular de conglomerado matriz soportado, de grano medio y color rojo que pasa tanto vertical como lateralmente a areniscas masivas con tapetes de clastos alineados. Presenta un espesor que varía entre 0,5 y 1 metro, compuesto por clastos redondeados a subredondeados de cuarzo y areniscas rojas con tamaños que oscilan entre 5 a 8 cm, rodeados de una matriz arenosa. Estas facies son sucedidas por cuerpos lentiformes de areniscas de grano medio, rojas, masivas, con espesores entre 0,5 a 1 metro, conformando bancos amalgamados de hasta 3 metros de espesor. En ocasiones, estos bancos son sucedidos por potentes cuerpos lentiformes de base plana y techo

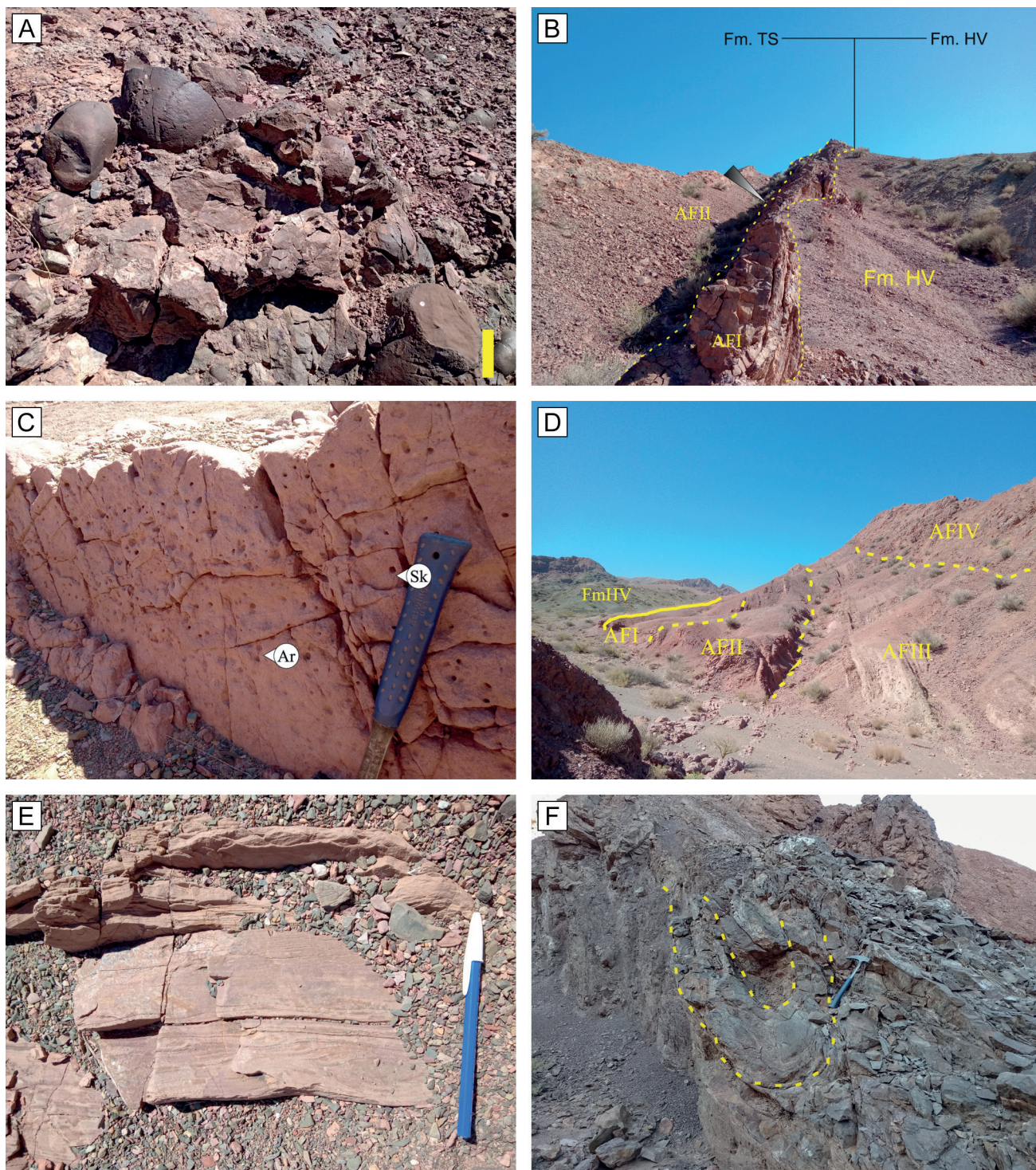


Figura 7. Asociaciones de facies de la Formación Tres Salto. **a)** Detalle del conglomerado de la base de la asociación de facies I. Barra de escala: 10cm. **b)** Bancos lenticulares que caracterizan a la asociación de facies I de la Formación Tres Salto. Nótese el arreglo grano-creciente de la asociación de facies II. **c)** Icnogéneros *Skolithos* y *Arenicolites*, en el techo de la asociación de facies II. **d)** Vista panorámica de las asociaciones de facies que componen el tramo inferior de la Formación Tres Salto. **e)** Ondulitas escalantes en la asociación de facies III. **f)** Deformación sinsedimentaria en la asociación de facies III.

Figure 7. Facies associations of Tres Salto Formation. **a)** Detail of the conglomerate in the base of facies association I. Scale bar: 10cm. **b)** Lenticular beds that characterize the facies association I of the Tres Salto Formation. Note the coarse upward arrangement of the facies association II. **c)** Ichnogenera *Skolithos* and *Arenicolites*, on the top of facies association II. **d)** Panoramic view of the facies association that make up the lower section of the Tres Salto Formation. **e)** Climbing ripples in facies association III. **f)** Sin-sedimentary deformation in facies association III.

convexo compuestos de areniscas masivas de grano medio, con estratificación horizontal y tangencial. Estas litologías son sucedidas hacia el techo por 5 metros de areniscas de grano medio moteadas que se disponen en bancos tabulares, con laminación horizontal y ondulitas asimétricas, intercaladas con pelitas rojas con laminación horizontal. Por último, esta asociación de facies presenta un notable desarrollo de bancos con entrecruzamiento a gran escala conformando clinofomas con espesores de 4 m (Fig. 8a). Son comunes los escalones de deformación en las superficies de las clinofomas, tapizados de finas capas de pelitas rojas. Estos escalones se presentan como marcas cóncavas en la superficie de acreción de las clinofomas.

Interpretación. La porción basal con pequeños bancos conglomerádicos y areniscas masivas con tapetes de clastos se depositaría mediante una combinación de transporte por carga de fondo de las fracciones más gruesas y una posterior depositación de las fracciones arenosas en suspensión por segregación del flujo turbulento (Zavala *et al.*, 2011).

Los bancos lentiformes amalgamados de areniscas masivas y con laminación horizontal representarían el desarrollo de flujos turbulentos, canalizados y más diluidos que las facies infrayacentes donde se produciría la depositación de las fracciones arenosas por expansión del flujo y caída de la carga suspendida (Mutti, 1992; Zavala *et al.*, 2014). La relación espacial de cuerpos canalizados con bancos de piso plano y techo convexo con estratificaciones entrecruzadas planar y tangencial, sería congruente con la asociación de sistemas de canales distributarios y barras de desembocadura deltaica, subambientes íntimamente relacionados en frentes deltaicos (Bhattacharya, 2010). La intercalación entre areniscas con laminación horizontal y ondulitas asimétricas junto a pelitas laminadas hacia el techo de la asociación sugieren una alternancia entre procesos de decantación y procesos tractivos unidireccionales. Esta alternancia indicaría una probable transición entre sedimentación deltaica y la de frente de playa que caracterizan a la asociación de facies V.

El desarrollo de clinofomas se debería a flujos gravitacionales que depositan el sedimento en el frente deltaico (Backert *et al.*, 2010) y las marcas en los techos de los clinoestratos indicarían inestabilidad gravitacional en relación con una

alta tasa de sedimentación, donde el sedimento acumulado excede el ángulo de reposo del material (Dart *et al.*, 1994; Rohais *et al.*, 2008).

Esta asociación de facies vinculada a flujos turbulentos de distinta densidad junto con el desarrollo de clinofomas y escalones de deformación sería congruente con zonas de frente deltaico.

Asociación de Facies V (AFV). Frente de playa

Descripción. Esta asociación se dispone en contacto neto sobre la asociación de facies IV (Fig. 8b). Presenta geometría tabular, un espesor total de 30 metros, disponiéndose en cuatro ciclos grano-estrato crecientes (Fig. 8b). Los ciclos se inician con delgados bancos de pelitas grises laminadas, fangolitas masivas y areniscas finas masivas o con laminación mixta tipo flasser. Estas litologías presentan un desarrollo conspicuo de motas rojizas. Estas facies pasan gradualmente a delgados bancos de areniscas de grano fino con ondulitas asimétricas y laminación entrecruzada planar de pequeña escala que forman sets de 3 a 5 cm y cosets de 20 a 25 cm de espesor. En el tramo superior de la asociación, son comunes los bancos de areniscas de grano medio con entrecruzamiento planar conformando sets entre 0,5m a 1 m de espesor (Fig. 8c), y bancos de areniscas masivas. Son identificables dos niveles con braquiópodos y gasterópodos. Los braquiópodos están en su mayoría fragmentados, mientras que los gasterópodos se encuentran enteros y con mejor grado de conservación. Esta asociación presenta escasos restos de tallos fosilizados de 8 cm de longitud y 3 cm de diámetro, dispuestos paralelamente a la estratificación (Fig. 8d).

Interpretación. La intercalación de pelitas laminadas, fangolitas y areniscas con estructuras tipo flasser sugiere una alternancia entre procesos de decantación y corrientes unidireccionales intermitentes de baja velocidad. El aumento en la proporción de areniscas y el pasaje a estructuras de corriente como ondulitas asimétricas y laminación entrecruzada planar, es típico de ambientes próximos a la línea de costa donde el patrón de oscilación del oleaje se vuelve asimétrico (Plint, 2010). La ocurrencia de bancos de areniscas de grano medio con entrecruzamiento planar en sets de 0,5 a 1 metro de espesor indicaría el avance de mesoformas, probablemente barras costeras (Dabrio,

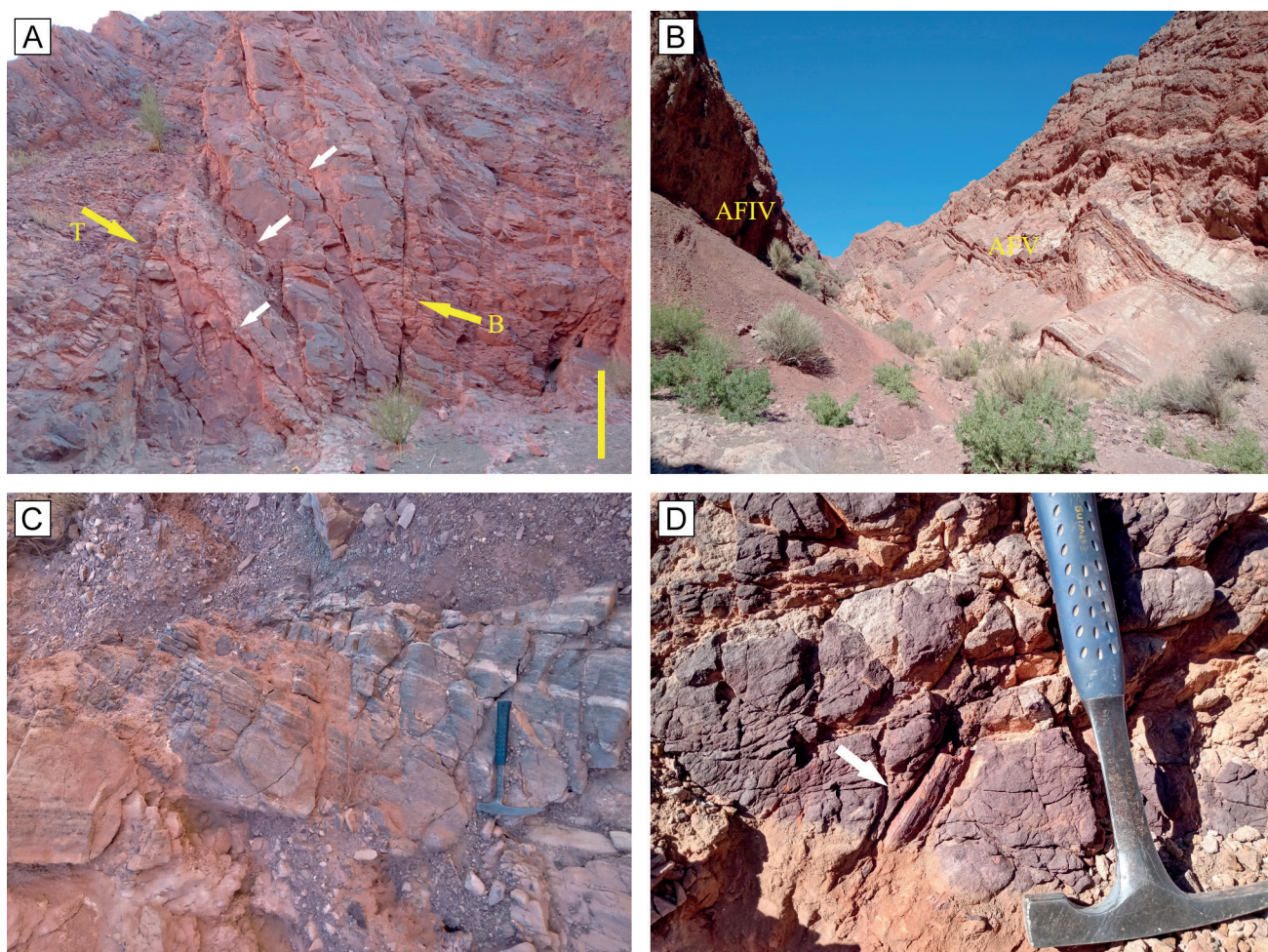


Figura 8. Asociaciones de facies de la Formación Tres Saltos. **a)** Clinoformas características de la asociación de facies IV. Barra de escala: 1,5m, B: Base, T: techo. Las flechas blancas indican las clinoformas. **b)** Contacto entre las asociaciones de facies que componen el tramo superior de la unidad. **c)** Estratificación entrecruzada planar en la asociación de facies V. **d)** Restos de tallo (flecha blanca) en la asociación de facies V.

Figure 8. Different views of the Tres Saltos Formation. **a)** Characteristic clinoforms of the Facies Association IV. Scale bar: 1,5m. B: base, T: top. The white arrows indicate the clinoforms. **b)** Contact between the facies associations that make up the upper section of unit. **c)** Planar cross-stratification in facies association V. **d)** Stems remains (white arrow) from facies association V.

1992). Por otro lado, las capas masivas de areniscas y fangolitas se debería, probablemente, a la acción de microorganismos que obliteran la estructura primaria (Dabrio, 2010). La bioturbación presente en la asociación es característica de ambientes con una baja tasa de sedimentación (MacEachern *et al.*, 2010). La ocurrencia de motas pueden ser utilizadas como un nivel de correlación local, ya que han sido descritas en diferentes secciones a lo largo de la sierra de Barreal (Mésigos, 1953; Taboada, 1997) y en la Formación Majaditas (López-Gamundí, 2001).

La predominancia de psamitas, la tabularidad de sus capas, su tendencia grano estrato-creciente, su bioturbación y la presencia de fósiles marinos

permitirían asignar a esta asociación de facies un ambiente de frente de playa inferior a superior (Reading y Collinson, 1996). Los diferentes grados de conservación y tamaños de la asociación de invertebrados sugieren transporte sesgado tafonómicamente, donde ciertos elementos presentarían equivalencia hidráulica con la corriente depositante, mientras que los individuos de mayor tamaño o mejor anclados al substrato tendrían un mayor grado de resistencia y por lo tanto, mejor conservación. Además, la presencia de restos de tallos fósiles en el tramo superior de la asociación de facies sugiere cercanía al continente, siendo congruente con un ambiente de frente de playa.

Los niveles fosilíferos de esta asociación de facies se corresponderían a los de la “Sección C” de Taboada (1997), de la Biozona M-M de edad bashkiriana tardía temprana (Taboada *et al.* 2021).

EVOLUCION PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN TRES SALTOS

La Formación Tres Saltos se dispone sobre la Formación Hoyada Verde, mediante una superficie de incisión generada por una rápida caída del nivel de base (Buatois y Limarino, 2003). La asociación de facies I, caracterizada por bancos lenticulares de conglomerados y areniscas interpretados como un sistema fluvial multicanalizado sin desarrollo de llanura de inundación caracterizarían un cortejo sedimentario de mar bajo. Cubriendo a los depósitos fluviales, se disponen dos ciclos granocrecientes de pelitas y areniscas interpretados como el desarrollo de estuarios con la progradación de deltas de cabecera. En este contexto, la asociación de facies II, representaría la inundación del valle y el retroceso del sistema fluvial hacia la cabecera del estuario. En contacto neto sobre la asociación de facies II, un nuevo aumento del nivel de base da lugar a un ciclo grano-estrato creciente conformado por una intercalación de pelitas laminadas y areniscas con ondulitas escalantes que dan lugar a potentes bancos de areniscas con un conspicuo desarrollo de clinofomas. Estas capas conforman las asociaciones de facies III y IV que representarían un ciclo transgresivo-regresivo con facies de prodelta y la posterior progradación de un frente deltaico. Un rápido aumento del nivel del mar quedaría representado en los últimos 30 metros de la Formación Tres Saltos, donde facies de frente de playa inferior (que caracteriza la base de la asociación de facies V) cubren a los depósitos de frente deltaico. Esta transgresión quedaría acotada al Bashkiriano tardío temprano, debido a que es portadora de un asociación de invertebrados fósiles que conforman la Biozona de *Marginovatia-Maemia* (Taboada, 2010; Taboada *et al.*, 2021).

FORMACIÓN PITUIL

Según el criterio de los autores el conjunto de pelitas negras, areniscas y delgadas capas de carbón de la envoltura más externa del braquianticlinial de la sierra de Barreal, corresponderían a la Formación

Pituil (Fig. 1b). Esta unidad de 200 metros de espesor aproximado, se apoya en forma concordante sobre la Formación Tres Saltos y su inicio está marcado por la aparición de potentes bancos de pelitas negras y grises (Fig. 4c). En cambio, el contacto superior de la Formación Pituil varía según la estructura de la sierra. En el sector oriental presenta contacto por falla con el Grupo Sorocayense de edad triásica, mientras que en el sector occidental, se presenta ocasionalmente cubierta en discordancia por unidades terciarias indiferenciadas.

Los paleoambientes fueron analizados previamente como sucesiones marinas progradantes con cercanía a la línea de costa que pasarían progresivamente a intervalos continentales y desarrollo de ambientes de albuferas (Césari, 1992; Taboada, 1997). Posteriormente, Limarino y Buatois (2003) analizan a la sección de la localidad de la Esquina Gris e identifican cuatro secuencias depositacionales. La secuencia I iniciaría con pelitas de plataforma que gradarían a facies de *foreshore*. La segunda secuencia se encontraría conformada por barras transgresivas de *shoreface* superior, seguidas por depósitos de *offshore* que gradan nuevamente a un *shoreface* superior. La secuencia III comenzaría con pelitas grises laminadas de *offshore* intercaladas con areniscas finas con estructuras oscilatorias de tormenta. Estas facies son reemplazadas por areniscas de *shoreface* superior y *foreshore*, culminando en depósitos canalizados de origen fluvial y bancos carbonosos probablemente depositados en ambientes de bahía. Por último, la secuencia IV, conformaría un intervalo transgresivo de areniscas con laminación ondulítica oscilatoria y delgadas capas de lutitas depositadas en un ambiente transicional (Limarino y Buatois, 2003).

La Formación Pituil es portadora de restos paleoflorísticos que previamente fueron atribuidos a la Formación El Retamo. Mésigos (1953) identifica restos de *Calamites peruvianus*, complementados con *Nothorhacopteris argentina* y *Botrychiopsis weissiana* y *Cordaitea* sp., semillas de *Cordaicarpus* sp., y *Gondwanites subtilis* (Carrizo, 1992; Césari, 1992; Césari y Pérez Loinaze, 2006). Además, hay restos de leños gimnospermicos del género *Auracarioxylon* sp. y microflora de pobre preservación compuesta por *Caheniasaccites ovatus*, *Caheniasaccites* sp. y *Protohaploxylinus latissimus* (Carrizo, 1992). Esta microflora ha sido asignada con ciertas dudas a la Zona DMb (*Raistrickia densa-*

Convolutispora muriornata, subzona B) de edad bashkiriana-moscoviana (Césari y Pérez Loinaze, 2021).

SENSORES REMOTOS

Análisis de firmas espectrales

El concepto de firma espectral hace referencia a la forma particular con el que una superficie refleja o emite energía a diferentes longitudes de onda que son captadas por los sensores acoplados en las plataformas espaciales (Chuvieco, 1991). La firma espectral es única para cada objeto de la superficie terrestre y, dado que en las rocas depende en gran medida de los minerales constituyentes, se la considera como una herramienta de gran utilidad para su caracterización (Gupta, 2003). Se han comparado las firmas espectrales de las formaciones Hoyada Verde, Tres Saltos, Mono Verde, Esquina Gris y El Retamo. Es importante aclarar que estas últimas tres unidades, según el nuevo esquema estratigráfico aquí propuesto, no presentarían un carácter formacional. Es así que se analizan estas unidades como localidades de una única unidad: La Formación Pituil (este trabajo).

La firma espectral de la Formación Hoyada Verde muestra una curva ascendente desde la zona del NIR (infrarrojo cercano) hacia longitudes de onda que corresponden al SWIR (infrarrojo de onda corta) (Fig. 9a). La curva muestra 3 picos de reflectividad bien marcados. El primero en la zona del NIR, correspondiente a la banda 2, con valores de reflectividad del 8%. El segundo y tercer pico se encuentran en la zona del SWIR, con valores de reflectividad del 14 y 17% en las bandas 4 y 7 respectivamente. La Formación Tres Saltos muestra una curva con dos picos de reflectividad, ambos en la zona del SWIR (Fig. 9a). El primero correspondiente a la banda 4 con valores del 26%, y el segundo pico en la banda 7, con valores de reflectividad del 24%.

La firma espectral de la localidad “El Retamo” muestra una curva con tendencia ascendente desde longitudes de onda correspondientes al NIR hacia longitudes en el campo del SWIR (Fig. 9a). La curva muestra tres picos de reflectividad. El primero en la zona NIR, corresponde al de la banda 2, con valores de reflectividad del 14%. El segundo y tercer pico se encuentran en la zona del SWIR, con valores de reflectividad del 24% y 25% en las bandas 4 y

7 respectivamente. La localidad “Mono Verde” muestra una curva con tendencia ascendente desde longitudes de onda del VNIR hacia longitudes de onda del campo del SWIR (Fig. 9a). La curva muestra tres picos de reflectividad. El primero en la zona NIR, con valores de reflectividad del 16%. El segundo y tercer pico se encuentran en la zona del SWIR, con valores de reflectividad del 23%. Por último, la firma espectral de la localidad “Esquina Gris” muestra una tendencia similar a las ya descritas, con una curva ascendente desde longitudes de onda del NIR hacia longitudes de onda del campo SWIR (Fig. 9a). La curva muestra tres picos de reflectividad. El primero en la zona NIR, con valores de reflectividad del 14%. El segundo y tercer pico se encuentran en la zona del SWIR, con valores de reflectividad del 23% y 24% en las bandas 4 y 7 respectivamente.

Al analizar las firmas espectrales de las localidades Esquina Gris, El Retamo y Mono Verde, se observa que poseen curvas con tendencias similares, con picos de reflectividad en las bandas 2, 4 y 7, y valles de absorción en las bandas 1, 3, 6 y 9. Estos datos son consistentes con la idea de que estas unidades se corresponderían con una misma unidad (Formación Pituil, en este trabajo).

Combinaciones de Bandas y clasificación supervisada

A partir de los perfiles de las firmas espectrales (Fig. 9a), se realizaron diferentes combinaciones de bandas: Las combinaciones SWIR1-NIR-GREEN y SWIR2-GREEN-NIR permitieron diferenciar las distintas unidades estratigráficas que afloran en la sierra de Barreal (Fig. 9b-c). La primera (SWIR1-NIR-GREEN), permite diferenciar claramente la Formación Hoyada Verde de colores morados oscuros; la Formación Tres Saltos de coloraciones rojizas y la Formación Pituil de coloraciones moradas claras. La segunda combinación (SWIR2-GREEN-NIR), muestra a la Formación Hoyada Verde de coloraciones verdes oscuras; la Formación Tres Saltos de coloraciones rojizas a rosadas, y por último, la Formación Pituil de coloraciones verdes claras, amarillas y rosadas.

Se realizó una clasificación supervisada de la sierra de Barreal según el método estadístico de mínima distancia. Esta técnica permite clasificar superficies de interés según el tipo de cobertura y su respuesta espectral (Gupta, 2003). Teniendo en

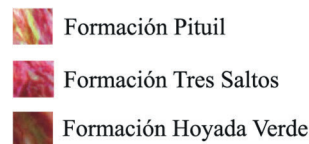
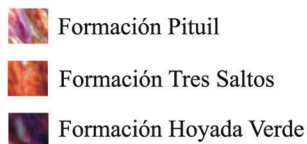
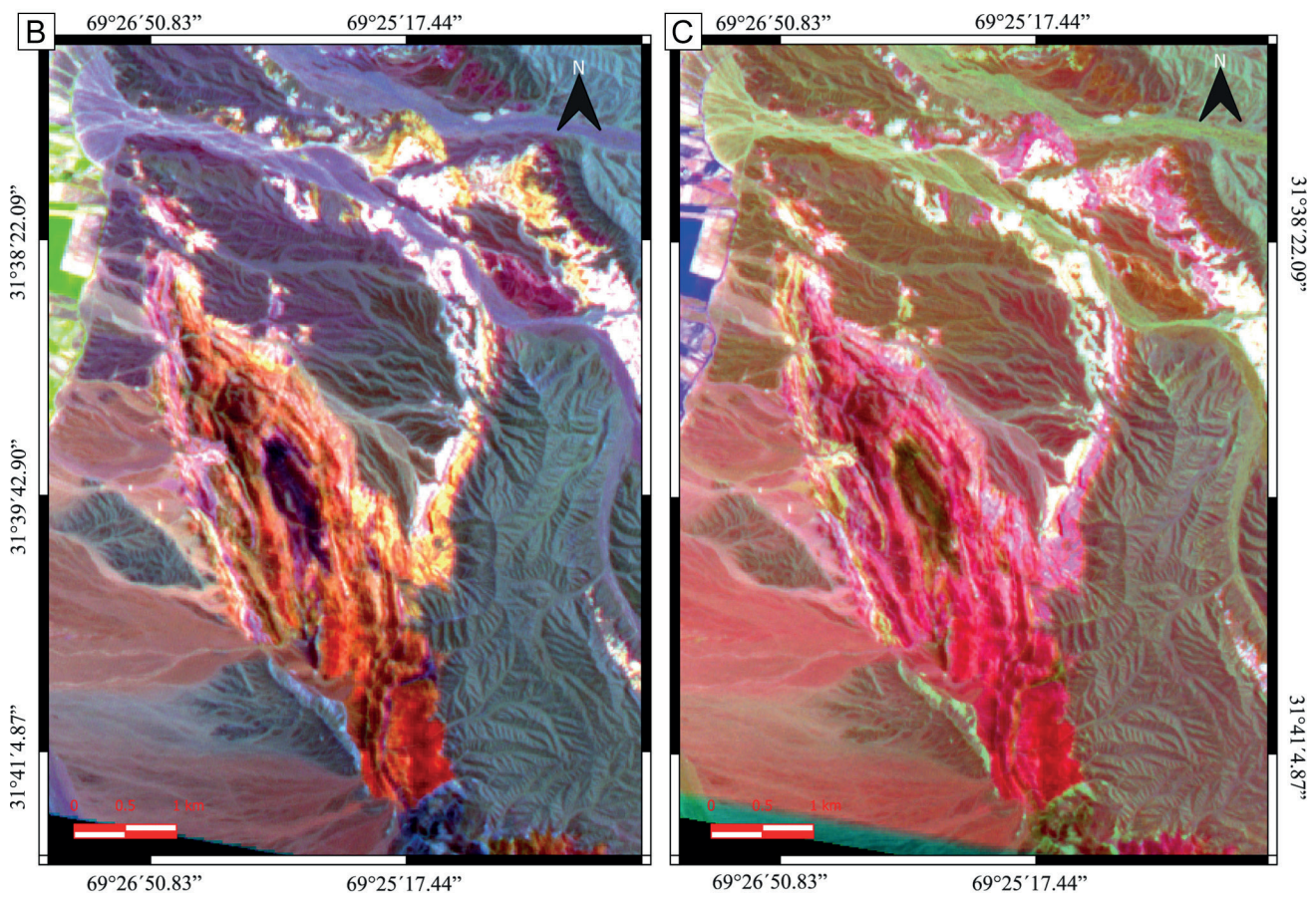
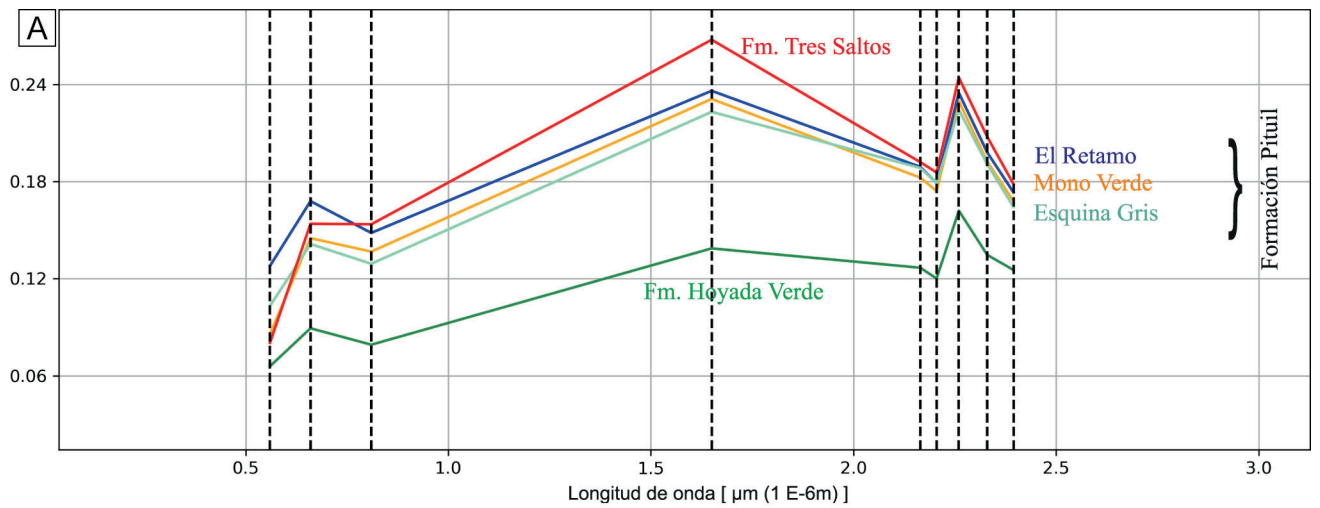


Figura 9. a) Firmas espectrales de las formaciones Hoyada Verde, Tres Saltos y Pituil. **b)** Combinación de bandas SWIR1-NIR-GREEN. **c)** Combinación de bandas SWIR2-GREEN-NIR.

Figure 9. a) Spectral signatures of the Hoyada Verde, Tres Saltos, and Pituil formations. **b)** SWIR1-NIR-GREEN band combination. **c)** SWIR2-GREEN-NIR band combination.

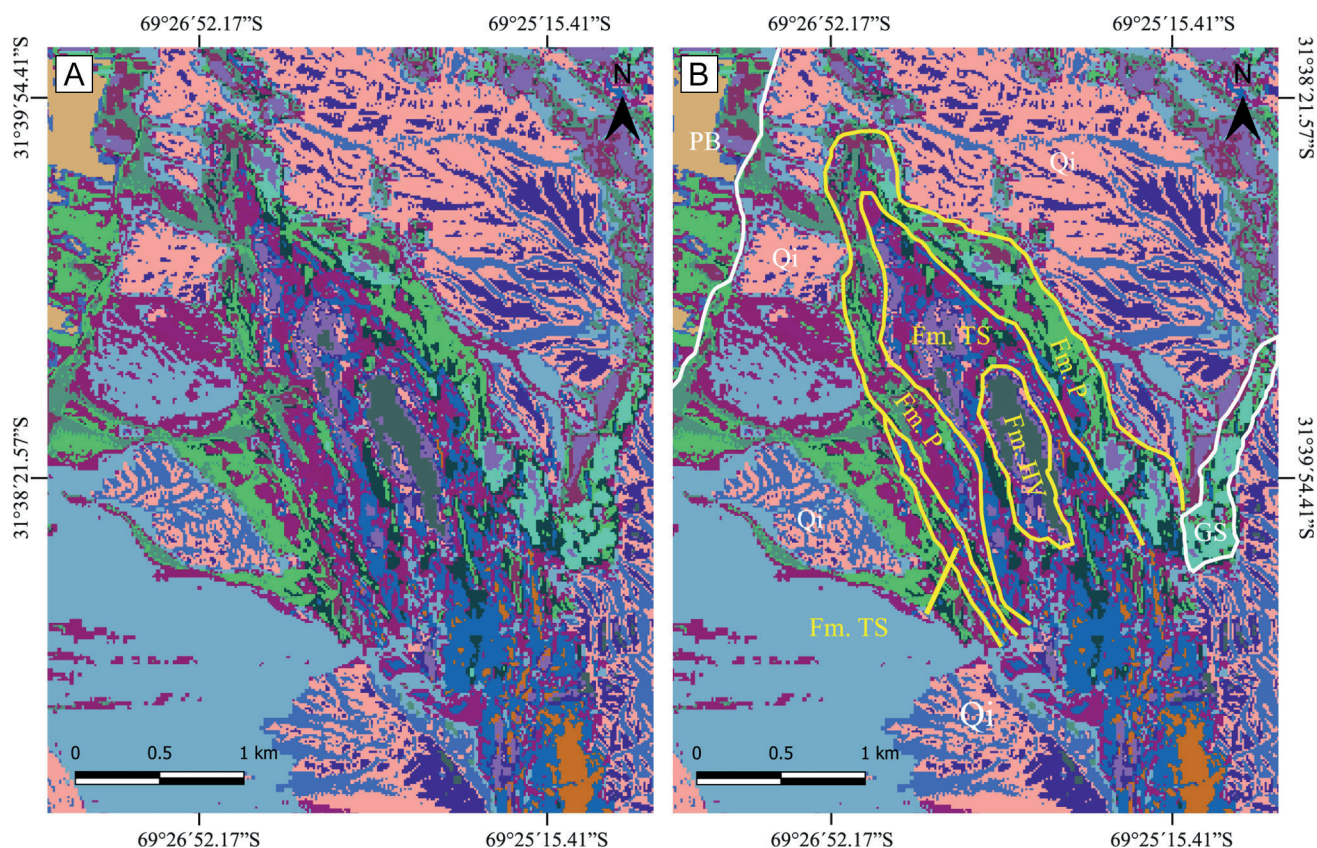


Figura 10. a) Clasificación supervisada. **b)** Interpretación geológica. **FmHV:** Formación Hoyada Verde; **FmTS:** Formación Tres Saltos, **FmP:** Formación Pituil, **GS:** Grupo Sorocayense, **Qi:** Cuaternario indiferenciado.

Figure 10. a) Supervised classification. **b)** Geological interpretation. **FmHV:** Hoyada Verde Formation, **FmTS:** Tres Saltos Formation, **FmP:** Pituil Formation, **GS:** Sorocayense Group, **Qi:** Undifferentiated quaternary.

cuenta esto, pueden diferenciarse: 1) La Formación Hoyada Verde (Fm. HV), de colores gris y morado; 2) La Formación Tres Saltos (Fm. TS) de color morada de tonalidad clara y oscura; 3) La Formación Pituil (Fm. P) de colores morado claro y verde. También, se han identificado unidades triásicas pertenecientes al Grupo Sorocayense (GS), con coloraciones moradas y celestes, y una amplia gama de niveles cuaternarios indiferenciados (Qi) (Fig. 10a-b).

DISCUSIONES Y CORRELACIONES

Teniendo en cuenta los datos sedimentológicos y estratigráficos obtenidos mediante la realización de perfiles de detalle en la sierra de Barreal, junto con la aplicación de técnicas de teledetección, se discutieron las propuestas estratigráficas previas. De esta forma, se elaboró un nuevo esquema estratigráfico-paleoambiental para la sierra de Barreal, con detalle en la Formación Tres Saltos.

Los depósitos del evento glacial gondwánico del rango Sepurkhoviano-Bashkiriano están ampliamente distribuidos en las cuencas del oeste de Argentina, principalmente en las cuencas Calingasta-Uspallata, Río Blanco y Paganzo (Fig. 11). Estos depósitos se caracterizan por diamictitas, pavimentos estriados y ritmitas con *dropstones*. Estos últimos son sucedidos por pelitas laminadas que representan el intervalo de máxima inundación de la transgresión post-glacial del Bashkiriano, datada en 319.57 ± 0.086 Ma (Gulbranson *et al.*, 2010; Limarino *et al.*, 2017) (Fig. 11). Este intervalo de máxima inundación da lugar a ciclos granocrecientes de origen deltaico, ampliamente distribuidos en la Cuenca Paganzo (Pauls *et al.*, 2019). Estas facies deltaicas son cubiertas, a su vez, por depósitos fluviales mediante una superficie regresiva de escala regional (Limarino *et al.*, 2017; 2023). En la Cuenca Paganzo esta superficie de incisión marca el límite entre la Formación Guandacol y las sedimentitas

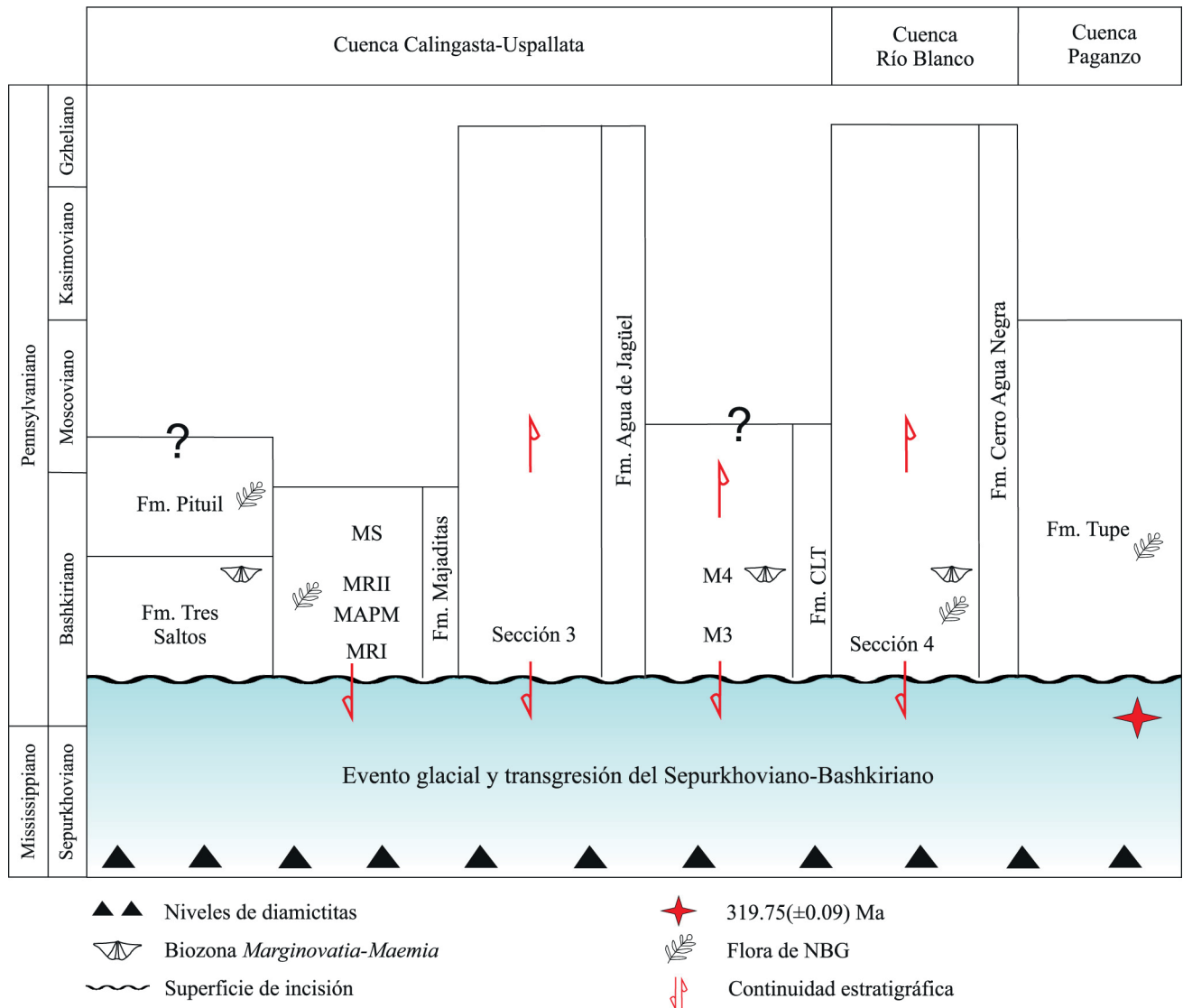


Figura 11. Esquema de correlación de la Formación Tres Saltos con otras unidades de la Cuenca Calingasta-Uspallata y cuencas vecinas. Basado en (Banchig *et al.* 1997, 2015; López Gamundí y Martínez, 2003; Spalletti *et al.* 2012; Gulbranson *et al.* 2010; Taboada, 2010; Césari *et al.* 2011; Limarino *et al.* 2017, 2023; Taboada *et al.* 2021). Formación Majaditas, **MRI**: Miembro Rojo I; **MAMP**: Miembro de Areniscas y Pelitas Moteadas; **MRII**: Miembro Rojo II; **MS**: Miembro Superior. **Fm. CLT**: Formación Ciénaga Larga del Tontal; **M3**: Miembro 3; **M4**: Miembro 4.

Figure 11. Correlation scheme of the Tres Saltos Formation with other units of the Calingasta-Uspallata and neighboring basins. Based on (Banchig *et al.* 1997, 2015; López Gamundí y Martínez, 2003; Spalletti *et al.* 2012; Gulbranson *et al.* 2010; Taboada, 2010; Césari *et al.* 2011; Limarino *et al.* 2017, 2023; Taboada *et al.* 2021). Majaditas Formation, **MRI**: Rojo I Member; **MAMP**: Areniscas y Pelitas Moteadas Member; **MRII**: Rojo II Member; **MS**: Superior Member. **Fm. CLT**: Ciénaga Larga del Tontal Formation; **M3**: Member 3; **M4**: Member 4

fluviales de la Formación Tupe en la localidad del anticlinal de Huaco (Tedesco *et al.*, 2010; Perez Loinaze *et al.*, 2014) (Fig. 11).

En la Cuenca Calingasta-Uspallata esta superficie se correspondería con el contacto entre las formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos, la cual marca un cambio drástico en el relleno de la cuenca

(López Gamundí y Martínez, 2003). Esta superficie es interpretada como una incisión de origen fluvial (Buatois y Limarino 2003) y sería equivalente a la superficie que separa los miembros Diamictítico y Rojo I de la Formación Majaditas (López Gamundí 2001; López Gamundí y Martínez 2003) (Fig. 11). En zonas más australes de la Cuenca Calingasta-

Uspallata esta superficie es reconocible como una incisión intraformacional en la Formación Agua de Jagüel (Alonso Muruaga *et al.*, 2018), donde depósitos postglaciales son sucedidos por facies fluviales (“Sección 3”, Ciccio *et al.*, 2008) (Fig. 11). En los afloramientos de la sierra del Tontal esta superficie de carácter regresivo es identificable en la Formación Ciénaga Larga del Tontal (López Gamundí y Martínez, 2003), donde areniscas y lutitas postglaciales del Miembro II (Banchig *et al.*, 1997) son sucedidas por bancos conglomerádicos de probable origen fluvio-deltaico (Miembro III, Banchig *et al.*, 1997; 2015) (Fig. 11).

En la Cuenca Río Blanco la superficie regresiva queda registrada en la Formación Cerro Agua Negra (Spalletti *et al.*, 2012; Limarino *et al.*, 2023), donde lutitas laminadas de la transgresión post-glacial son sucedidas por 70 metros de areniscas lenticulares amalgamadas de origen fluvial, portadoras de flora NBG (Sección 4, Spalletti *et al.*, 2012) (Fig. 11).

Ciertos elementos faunísticos permiten hacer correlaciones con otras unidades de las cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata. La asociación de facies V de la Formación Tres Saltos es portadora de la biozona de *Marginovatia-Maemia* (M-M), la cual tendría una edad bashkiriana tardía temprana (Taboada *et al.*, 2021). Esta biozona se encontraría cercana a la base de la Formación Cerro Agua Negra y probablemente en la Formación Ciénaga Larga del Tontal, debido a un individuo aislado de *Marginovatia* sp., presente en el miembro IV de Areniscas con ondulitas y coquinas (Lech *et al.*, 1998; Taboada, 2010) (Fig. 11).

López Gamundí y Martínez (2003) proponen que las formaciones Esquina Gris, Mono Verde y El Retamo se corresponderían con una misma unidad formacional suprayacente a la Formación Tres Saltos (Formación Pituil, este trabajo). Los datos obtenidos a partir de técnicas de teledetección muestran una tendencia similar en las curvas de sus firmas espectrales. Estas últimas permitieron la construcción de combinaciones de bandas y una clasificación supervisada en las que se diferencian claramente a las formaciones Tres Saltos y Pituil (Fig. 9b-c, Fig. 10). Estos datos obtenidos serían consistentes con la hipótesis de que las formaciones Esquina Gris, Mono Verde y El Retamo se corresponderían con una misma unidad formacional: la Formación Pituil. Sin embargo, se necesitan mayores estudios para caracterizar esta última unidad.

CONCLUSIONES

Del análisis estratigráfico de las unidades neopaleozoicas post-glaciales de la sierra de Barreal se desprenden las siguientes conclusiones:

Se considera a la Formación Tres Saltos como una unidad estratigráfica independiente de al menos 135 metros de espesor. En este trabajo, se propone como lectoestratotipo a la localidad “Quebrada de los Tres Saltos” (Columna TS1, Figs. 5-6) y su hipoestratotipo en la localidad “La Cascada” (Columna TS2, Fig. 3 y 6).

La Formación Tres Saltos, se encuentra limitada en la base por una superficie incisión con la Formación Hoyada Verde, mientras que su contacto superior es concordante con la Formación Pituil. Este contacto queda establecido por la primera aparición de bancos significativos de lutitas negras y grises que marcan la base de la Formación Pituil en toda la sierra de Barreal.

En la Formación Tres Saltos se reconocen cinco asociaciones de facies: AFI: Fluvial multicanalizado; AFII: Estuario con progradación de deltas de cabecera; AFIII: Prodelta; AFIV: Frente deltaico; AFV: Frente de playa.

La superficie erosiva que separa a las formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos es una herramienta de correlación con otras unidades de las cuencas Calingasta-Uspallata, Río Blanco y Paganzo. Esta superficie sería de carácter regional y es interpretada como una regresión forzada donde depósitos de la transgresión post-glacial del Bashkiriano son sucedidos por sedimentitas fluviales. En la Cuenca Calingasta-Uspallata esta superficie erosiva es reconocible en las formaciones Majaditas, Agua de Jagüel y Ciénaga Larga del Tontal. Mientras que en la Cuenca Río Blanco es identificable en la Formación Cerro Agua Negra. Finalmente, en la Cuenca Paganzo esta superficie erosiva se podría corresponder con la superficie de incisión que separa a las formaciones Guandacol y Tupe en la localidad del anticlinal de Huaco.

La asociación de facies V de la Formación Tres Saltos es portadora de invertebrados fósiles de la Biozona *Marginovatia-Maemia* (M-M), de edad bashkiriana tardía temprana, también presentes en las formaciones Cerro Agua Negra y Ciénaga Larga del Tontal.

Los datos obtenidos mediante técnicas de teledetección, muestran que las formaciones

Esquina Gris, Mono Verde y El Retamo presentan firmas espectrales muy similares (Formación Pituil, este trabajo) y fácilmente diferenciables de las formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos (Fig. 9a). Además, las combinaciones de bandas y una clasificación supervisada muestran claramente las diferencias entre las formaciones Tres Saltos y Pituil (Figs. 9b-c y 10). Sin embargo, para esta última unidad se necesitarán estudios estratigráficos y sedimentológicos de detalle para establecer a futuro sus características y arreglos internos.

A partir de los datos de campo y el tratamiento de imágenes satelitales se elaboró un mapa geológico que muestra por primera vez con dicha asignatura a las formaciones Hoyada Verde, Tres Saltos y Pituil en la sierra de Barreal (Fig. 1b).

Agradecimientos

Se agradece especialmente a la Dra. P. Santi Malnis por su asesoramiento en el tratamiento de imágenes satelitales. Al Lic. E. De Paula, por la contribución de imágenes aéreas. A la revisora Dra. Paula Armas y a un revisor anónimo, cuyos comentarios y sugerencias enriquecieron este trabajo. A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica por el financiamiento mediante el proyecto PICT-2020-SERIEA-00871.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amos, A., y Roller, E. O. (1965). El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 368: 1-23.
- Allen, J. R. (1971). A theoretical and experimental study of climbing-ripple cross-lamination, with a field application to the Uppsala esker. *Geografiska Annaler: Physical Geography* 53 (3-4): 157-187.
- Alonso Muruaga, P. J., Ciccioli, P. y Limarino, O. C. (2018). *Superficies de discontinuidad estratigráfica en el relleno de la Cuenca Calingasta-Uspallata: su importancia en la correlación entre la Precordillera y la Cordillera Frontal*. XVI Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes, Río Negro.
- Arnott, R. W., y Southard, J. B. (1990). Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Research* 60 (2): 211-219.
- Aschoff, J. L., Olariu, C., y Steel, R. J. (2018). Recognition and significance of bayhead delta deposits in the rock record: A comparison of modern and ancient systems. *Sedimentology* 65 (1): 62-95.
- Backert, N., Ford, M., y Malartre, F. (2010). Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth Rift, Greece. *Sedimentology* 57 (2): 543-586.
- Bhattacharya, J. (2010). Deltas. En N. James y R. Dalrymple (Eds) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, 10: 233-265
- Banchig, A. L., Milana, J. P. y Lech, R. R. (1997). *Formación Casa de Piedra, una nueva unidad Paleozoica glacimarinada de la sierra del Tontal, Precordillera Occidental, San Juan*. II Jornadas de Geología de Precordillera, Actas: 16-21, San Juan.
- Banchig, A. L., Abarzúa, F., y Banchig, G. (2015). *Descripción litofacial y análisis secuencial de la Formación Ciénaga Larga del Tontal (Neopaleozoico), Precordillera Occidental, San Juan, Argentina*. III Jornadas de Geología de Precordillera, Resúmenes: 39-45. San Juan.
- Barredo, S. y Ottone, E. G. (2003). Formación Ciénaga Larga del Tontal, nomen novum para la Formación Casa de Piedra, Carbonífero, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (2): 267-270.
- Boyd, R., Dalrymple, R. W., y Zaitlin, B. (2006). Estuarine and incised-valley facies models. En Posamentier, H., y Walker, R. (Eds), *Facies Models Revisited*. Society for Sedimentary Geology, 3: 171-237
- Buatois, L.A., y Limarino, C.O. (2003). *El contacto entre las Formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos, Carbonífero de la cuenca Calingasta- Uspallata: Su reinterpretación como una superficie de incisión fluvial*. III Simposio Argentino del Paleozoico Superior y II Reunión del Proyecto International Geoscience Programme, Resúmenes, La Plata, Argentina.
- Buatois, L. A., y Mángano, M. G. (2011). *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, New York, 744pp.
- Bodnar, J., Iglesias, A., Colombi, C. E., y Drovandi, J. M. (2019). Stratigraphical, sedimentological and palaeofloristic characterization of the Sorocayense Group (Triassic) in Barreal depocenter, San Juan province, Argentina. *Andean Geology*, 46: 567-603
- Canale, N., Ponce, J. J., Carmona, N. B., Drittanti, D. I., Olivera, D. E., Martínez, M. A., y Bournaud, C. N. (2015). Sedimentología e Icnología de deltas fluvio-dominados afectados por descargas hiperpícnicas de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean geology* 42 (1): 114-138.
- Carrizo, H. A. (1992). Estudios de mega y microflora en la Formación El Retamo, subcuenca Calingasta-Uspallata, provincia de San Juan. *Acta Geológica Lilloana* 17 (2): 129-142.
- Césari, S. N. (1992). Fósiles de la Formación El Retamo (Carbonífero), sierra de Barreal, provincia de San Juan, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 2 (1): 41-44.
- Césari, S. N., y Perez Loinaze, V. S. (2006). A new Carboniferous equisetale from western Gondwana. *Geobios* 39 (6): 785-790.
- Césari, S. N., y Perez Loinaze, V. S. (2021). Update of the Pennsylvanian palynostratigraphy from central-western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 106: 102933.
- Chuvieco, E. (1991). *Fundamentos de teledetección espacial*. Estudios Geográficos, Madrid, 371pp.
- Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Tedesco, A. M., Henry, L. C., y Isbell, J. L. (2008). Paleoenvironmental evolution of the Agua de Jagüel Formation (Late Carboniferous-Early Permian): An example of glacial-postglacial transition in open marine basins. Buenos Aires. V *Simposio Argentino del Paleozoico*, Resúmenes: 13, Buenos Aires.
- Cisterna, G. A., y Sterren, A. F. (2016). Late Carboniferous

- postglacial brachiopod faunas in the Southwestern Gondwana margin. *Palaeoworld* 25 (4): 569-580.
- Comité Argentino de Estratigrafía, (1992). Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina. Serie B, didáctica y complementaria, 20: 1-64.
- Congedo, L. (2016). Semi-automatic classification plugin documentation. *Release*, 4: 29.
- Cuerda, A. (1945). *Estratigrafía y tectónica al este de Barreal (Provincia de San Juan)*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. (inédito).
- Dabrio, C. J. (1992). Playas e islas barrera-lagoon. En A. Arche (Eds), *Sedimentología*. Consejo superior de Investigaciones Científicas, 8: 351-396.
- Dabrio, C. J. (2010). Playas. En A. Arche (Eds), *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 11: 441-502.
- Damborenea, S. E. (1974). Geología del Cerro Colorado del Cementerio, Barreal, Provincia de San Juan (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (2): 249-263.
- Dart, C. J., Collier, R. E. L., Gawthorpe, R. L., Keller, J. V., y Nichols, G. (1994). Sequence stratigraphy of Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and petroleum geology* 11 (5): 545-560.
- Dumas, S., y Arnott, R. W. C. (2006). Origin of hummocky and swaley cross-stratification, the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34 (12): 1073-1076.
- Du Toit, A. (1927). A geological comparison of South America with South Africa. *Carnegie Institute of Washington Publications*, 381: 1-157.
- González Bonorino, G. (1976). Acerca de la existencia de la Protoprecordillera de Cuyo. *VI Congreso Geológico Argentino*, Actas: 101-107, Bahía Blanca.
- González, C. R. (1985). Esquema bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la cuenca Uspallata-Iglesia. República Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 231-244.
- Gulbranson, E. L., Montañez, I. P., Schmitz, M. D., Limarino, C. O., Isbell, J. L., Marensi, S. A., y Crowley, J. L. (2010). High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *GSA Bulletin*, 122: 1480-1498.
- Gupta, R. P. (2003). *Remote sensing geology*. Springer, Germany, 627 pp.
- Heim, A. (1945). Observaciones tectónicas en barreal. *Precordillera de San Juan. Revista del Museo de La Plata* 2 (16): 267-286.
- Henry, L. C., Isbell, J. L., Limarino, C. O., McHenry, L. J., y Fraiser, M. L. (2010). Mid-Carboniferous deglaciation of the Protoprecordillera, Argentina recorded in the Agua de Jagüel palaeovalley. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298: 112-129.
- Keidel (1938). Ueber die Gondwanidien Argentinien. *Geologische Rundschau*, 30: 148-240.
- Lech, R. R., Milana, J. P., y Banching, A. (1998). Braquiópodos carboníferos en la sierra del Tontal, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 35 (4): 405-413.
- Lech, R. R., y Milana, J. P. (2006). Nuevos registros de moluscos carboníferos en la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (1): 57-62.
- Limarino, C.O., y Buatois, L.A. (2003). *Análisis estratigráfico y paleoambiental de la Formación Esquina Gris (Paleozoico Superior, Cuenca Calingasta-Uspallata)*. III Simposio Argentino del Paleozoico Superior y II Reunión del Proyecto International Geoscience Programme, Resúmenes, La Plata, Argentina.
- Limarino, C. O., y López Gamundí, O. R. (2021). Late Paleozoic basins of South America: Insights and progress in the last decade. *Journal of South American Earth Sciences*, 107: 103150.
- Limarino, C. O., y Spalletti, L. A. (2006). Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 134-155.
- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., y Fauqué, L. (2006). Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 22 (3-4): 205-226.
- Limarino, C. O., Césari, S. N., Spalletti, L. A., Taboada, A. C., Isbell, J. L., Geuna, S., y 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., Schencman, L. J., Muruaga, P. J. A., y Césari, S. N. (2017). Análisis estratigráfico de las secuencias neopaleozoicas de la Precordillera Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (4): 449-467.
- Limarino, C. O., Marensi, S. A., Césari, S. N., y Ciccioli, P. L. (2021). 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.
- Limarino, C. O., Heredia, N., Spalletti, L. A., Busquets, P., Colombo, F., Méndez-Bedia, I., Cardó, R y Césari, S. N. (2023). Stratigraphy and tectosedimentary evolution of the late Paleozoic Ancestral Andes between 33° and 25° SL. *Journal of South American Earth Sciences*, 121: 104116.
- López Gamundí (1983). *Origen y Sedimentología de las Diamictitas del Paleozoico Superior de la República Argentina: (Con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 254pp. (inédito).
- López Gamundí, O. R. (2001). La Formación Majaditas (Carbonífero), flanco occidental de la Precordillera sanjuanina: litoestratigrafía y facies. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 8 (2): 57-85.
- López Gamundí, O., y Rosello, E. A., (1993). La fase Atacama y los movimientos intracarboníferos en las cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de hidrocarburos*, Actas: 136-147, Mendoza.
- López Gamundí, O. R., y Martínez, M. (2003). Esquema estratigráfico-secuencial para las unidades neopaleozoicas de la cuenca Calingasta-Uspallata en el flanco occidental de la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 367-382.
- López Gamundí, O., Sterren, A. F., y Cisterna, G. A. (2016). Inter- and intratill boulder pavements in the Carboniferous Hoyada Verde Formation of West Argentina: An insight on glacial advance/retreat fluctuations in Southwestern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 447: 29-41.
- López Gamundí, O., Limarino, C. O., Isbell, J. L., Pauls, K., Césari, S. N., y Alonso Muruaga, P. J. (2021). The late Paleozoic Ice Age

- along the southwestern margin of Gondwana: Facies models, age constraints, correlation and sequence stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 107: 103056.
- MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Gingras, M. K., y Bann, K. L. (2010). Ichnology and facies models. En James, N. P., y Dalrymple, R. W (Eds). *Facies models*. Geological Association of Canada 3: 19-58.
- Mésigos, M. (1953). El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral, sierra de Barreal, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8 (2): 65-109.
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer. Berlin, 589pp.
- Mutti, E. (1992). *Turbidite Sandstones*. Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, Parma, 275 pp.
- Pauls, K. N., Isbell, J. L., McHenry, L., Limarino, C. O., Moxness, L. D., y Schencman, L. J. (2019). A paleoclimatic reconstruction of the Carboniferous-Permian paleovalley fill in the eastern Paganzo Basin: Insights into glacial extent and deglaciation of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 95: 102236.
- Perez Loinaze, V. S., Limarino, C. O., y Césari, S. N. (2014). Carboniferous outcrops at La Herradura creek, San Juan Province (western Argentina), revisited: age of the transgressions. *Andean Geology* 41 (1): 83-105.
- Plint, A. G. (2010). Wave-and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems. En James, N. P., y Dalrymple, R. W. (Eds). *Facies models*. Geological Association of Canada 8: 167-200.
- Reading, H. G., y Collinson, J. D. (1996). Clastic coasts. En Reading, H. G. (Eds), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Publishing 6: 154-231.
- Rohais, S., Eschard, R., y Guillocheau, F. (2008). Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). *Sedimentary Geology* 210 (3-4): 132-145.
- Sabattini, N. (1980). Gastrópodos marinos carbónicos y pérmicos de la Sierra de Barreal (provincia de San Juan). *Ameghiniana* 17 (2): 109-119.
- Salfity, J. A., y Gorustovich, S. A. (1983). Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4): 437-453.
- Spalletti, L. A., Limarino, C. O., y Piñol, F. C. (2012). Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods for interpreting provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 36: 32-54.
- Stappenbeck, R. (1910). La precordillera de San Juan y Mendoza. *Talleres de Publicaciones de la Oficina Meteorológica Argentina* 4 (3): 187.
- Sterren, A. F. (2003). Bivalvos carboníferos de la sierra de Barreal, cuenca de Calingasta-Uspallata, provincia de San Juan. *Ameghiniana* 40 (3): 469-481.
- Sterren, A. F., Cisterna, G. A., López-Gamundí, Ó., y Vergel, M. M. (2020). El registro más austral de la Fauna Aseptella-Tuberculatella/Rhipidomella-Micraphelia (Serpukhoviano tardío-Bashkiriano) en la cuenca Calingasta-Uspallata, Argentina. *Andean geology* 47 (1): 110-124.
- Taboada, A. C. (1997). Bioestratigrafía del Carbonífero marino del valle de Calingasta-Uspallata, provincias de San Juan y Mendoza. *Ameghiniana* 34 (2): 215-246.
- Taboada, A. C. (2010). Mississippian–Early Permian brachiopods from western Argentina: tools for middle-to high-latitude correlation, paleobiogeographic and paleoclimatic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298 (1-2): 152-173.
- Taboada, A. C., Pardo, C. A., Taboada, C. A., y Pagani, M. A. (2021). Unraveling late Pennsylvanian brachiopod assemblages from the San Rafael Basin (Argentina): Biostratigraphic implications to southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 106: 102980.
- Tedesco, A., Ciccioli, P., Suriano, J., y Limarino, C. O. (2010). Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province): an example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments. *Geologica Acta* 8 (4): 463-482.
- Vergel, M. D. M., Cisterna, G. A., y Sterren, A. F. (2015). New Palynological Records from the Glaciomarine Deposits of the El Paso Formation (Late Serpukhovian-bashkirian) in the Argentine Precordillera: Biostratigraphical Implications. *Ameghiniana* 52 (6): 613-624.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Diaz, H. G., y Contreras, C.A (2011). Genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. *Geology* 61: 31-51.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., y Zorzano, A. (2014). Depósitos de turbiditas intra y extracuencales: Origen y Características distintivas. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Trabajos técnicos II: 225-244.
- Zöllner, W. (1950). Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona de Barreal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5 (3): 111-126.