



## Facies y paleoambiente de la Formación Santa Rosita en las regiones de Pantipampa y Rodeo Colorado (Departamento Iruya, provincia de Salta), Cordillera Oriental, Argentina

Susana B. ESTEBAN<sup>1</sup>, M. Franco TORTELLO<sup>2</sup>, M. del Huerto BENITEZ<sup>1,3</sup>

**Abstract.** *FACIES AND PALEOENVIRONMENT OF THE SANTA ROSITA FORMATION IN THE PANTIPAMPA AND RODEO COLORADO AREA (IRUYA DEPARTMENT, SALTA PROVINCE), CORDILLERA ORIENTAL, ARGENTINA.* The Santa Rosita Formation (late Furongian-Tremadocian) is a classic unit in the Lower Paleozoic of the Cordillera Oriental, northwestern Argentina, that represents a wide variety of sedimentary environments. Sedimentological and paleoenvironmental information from the middle part of the formation (*Kainella meridionalis*, *K. teiichii*, and *Bienvillea tetragonalis* Zones; lower to middle Tremadocian) at Pantipampa and Rodeo Colorado localities (Iruya area, Salta Province), is provided herein. Based on lithology, bed geometry, features of the internal lamination, degree of bioturbation and the record of bioclastic concentrations, four facies are recognized in the sections studied. The succession is interpreted as having formed in a wave-dominated shelf with storm activity influence. Background sedimentation was punctuated by storm deposition in an upper offshore to offshore-transition setting.

**Resumen.** La Formación Santa Rosita (Furongiano tardio-Tremadociano) es una unidad clásica del Paleozoico Inferior de la Cordillera Oriental, noroeste de Argentina, que representa una amplia gama de ambientes sedimentarios. En el presente trabajo se aporta información sedimentológica y paleoambiental del sector medio de la formación (Biozonas de *Kainella meridionalis*, *K. teiichii* y *Bienvillea tetragonalis*; Tremadociano inferior a medio) aflorante en las localidades de Pantipampa y Rodeo Colorado (región de Iruya, Provincia de Salta). Sobre la base de la litología, geometría de las capas, naturaleza de la laminación interna, grado de bioturbación y presencia de concentraciones bioclásticas, se reconocen cuatro litofacies sedimentarias. La evidencia analizada es consistente con una plataforma marina con influencia de oleaje y dominada por la acción de tormentas, en donde la depositación continua de material fino en suspensión alternó con eventos episódicos de rápida sedimentación, en ambientes de *offshore* superior a transición al *offshore*.

**Palabras clave.** Formación Santa Rosita. Facies. Paleoambientes. Pantipampa. Rodeo Colorado. Cordillera Oriental.

**Key words.** Santa Rosita Formation. Facies. Paleoenvironment. Pantipampa. Rodeo Colorado. Cordillera Oriental.

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Naturales-INSUGEO (Universidad Nacional de Tucumán-CONICET), Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina susanabesteban@hotmail.com

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, División Paleozoología Invertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n°, 1900 La Plata, Argentina tortello@fcnym.unlp.edu.ar

<sup>3</sup>Fundación Miguel Lillo, Sección Invertebrados Fósiles, Instituto de Paleontología, Miguel Lillo 251, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina mbenitez@lillo.org.ar

## Introducción

La Cordillera Oriental representa, junto a la Puna, las Sierras Subandinas y el Sistema de Famatina, una de las regiones donde están mejor expuestos los estratos del Cambro-Ordovícico de la Argentina. Estos sedimentos se depositaron a lo largo del margen proto-Pacífico del Gondwana en la Cuenca Andina Central, la cual se extendía a través del Noroeste Argentino, Norte de Chile, Bolivia y Perú (e.g. Astini, 2003).

En esta cuenca se acumularon potentes secuencias marinas muy fosilíferas entre las que se destaca la Formación Santa Rosita (FSR), definida originalmente por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria, en el extremo norte de la Cordillera Oriental Argentina cerca del límite con Bolivia.

Dada su importancia paleontológica y su amplia distribución geográfica a lo largo de la Cordillera Oriental, la FSR ha sido estudiada por diversos autores tales como Harrington y Leanza (1957), Turner (1960, 1964), Moya (1988, 1999, 2008), Benedetto (2003), Astini (2003, 2008), Buatois y Mángano (2003), Buatois *et al.* (2006), Esteban y Tortello (2007, 2009), sumándose los trabajos recientes de Esteban *et al.* (2015), Tortello y Esteban (2014, 2016) y Vaucher *et al.* (2020), entre muchos otros.

La FSR constituye una potente sucesión de lutitas y areniscas que forma parte del relleno de una cuenca de retroarco (e.g., Moya, 2008, 2015; Astini, 2003, 2008 y referencias). Estudios estratigráficos y sedimentológicos en diversas áreas de la Cordillera Oriental han revelado una historia depositacional compleja para esta unidad, en la cual la litología y las facies sedimentarias no son homogéneas. Episodios transgresivos-regresivos de alcance regional generaron una amplia gama de paleoambientes, que comprenden desde estuarios afectados por la acción de mareas hasta marinos abiertos dominados por oleaje (Buatois y Mángano, 2003; Buatois *et al.*, 2006). Teniendo en cuenta el buen desarrollo y la adecuada exposición de la FSR en la región de la quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy, Buatois y Mángano (2003) definieron seis miembros para esta unidad.

En la franja comprendida entre las localidades salteñas de Nazareno al norte e Iruya al sur, la parte inferior de la FSR aflora en las proximidades de Iruya (quebrada de Los Caballos, Esteban y Tortello, 2009). Aquí se documenta el pasaje vertical de un ambiente estuarino a uno marino abierto, en donde las condiciones de escasa energía, baja tasa de sedimentación y deficiencia en oxígeno favorecieron el desarrollo de una fauna de trilobites típica de la Biozona de *Parabolina frequens argentina* (Furongiano tardío). Por su parte, hacia el extremo norte de la franja mencionada, en los alrededores de la localidad de Nazareno, la FSR está representada por un tramo inferior arenoso (ambiente de *shoreface*-transición al *offshore*) con una asociación de trilobites de la Biozona de *Bienvillea tetragonalis* (Tremadociano medio), y un tramo superior predominantemente pelítico y muy fosilífero, asignable a un ambiente de *offshore* (Esteban *et al.*, 2015), en donde se reconocen las Biozonas de trilobites de *Asaphellus nazarenensis* y *Notopeltis orthometopa*, (Tremadociano superior) (Tortello y Esteban, 2014; véase también Meroi Arcerito *et al.*, 2018).

Estudios recientes han demostrado que la parte media de la FSR se encuentra bien expuesta en dos localidades geográficamente intermedias a las mencionadas arriba. Se trata de las secciones de Pantipampa y Rodeo Colorado, donde Tortello y Esteban (2016) describieron faunas de trilobites diagnósticas del Tremadociano inferior-Tremadociano medio (Biozonas de *Kainella meridionalis*, *K. teichii* y *B. tetragonalis*).

A fin de complementar el estudio paleontológico de Tortello y Esteban (2016) y profundizar el conocimiento del tramo medio de la FSR, se realiza aquí un estudio sedimentológico y facial de las secciones de Pantipampa y Rodeo Colorado y se discuten las implicancias paleoambientales derivadas del mismo.

## Marco geológico y bioestratigráfico

Los perfiles estratigráficos de Pantipampa y Rodeo Colorado se encuentran ubicados sobre el flanco oriental de la sierra de Santa Victoria, aproximadamente a 5 km y 15 km al N

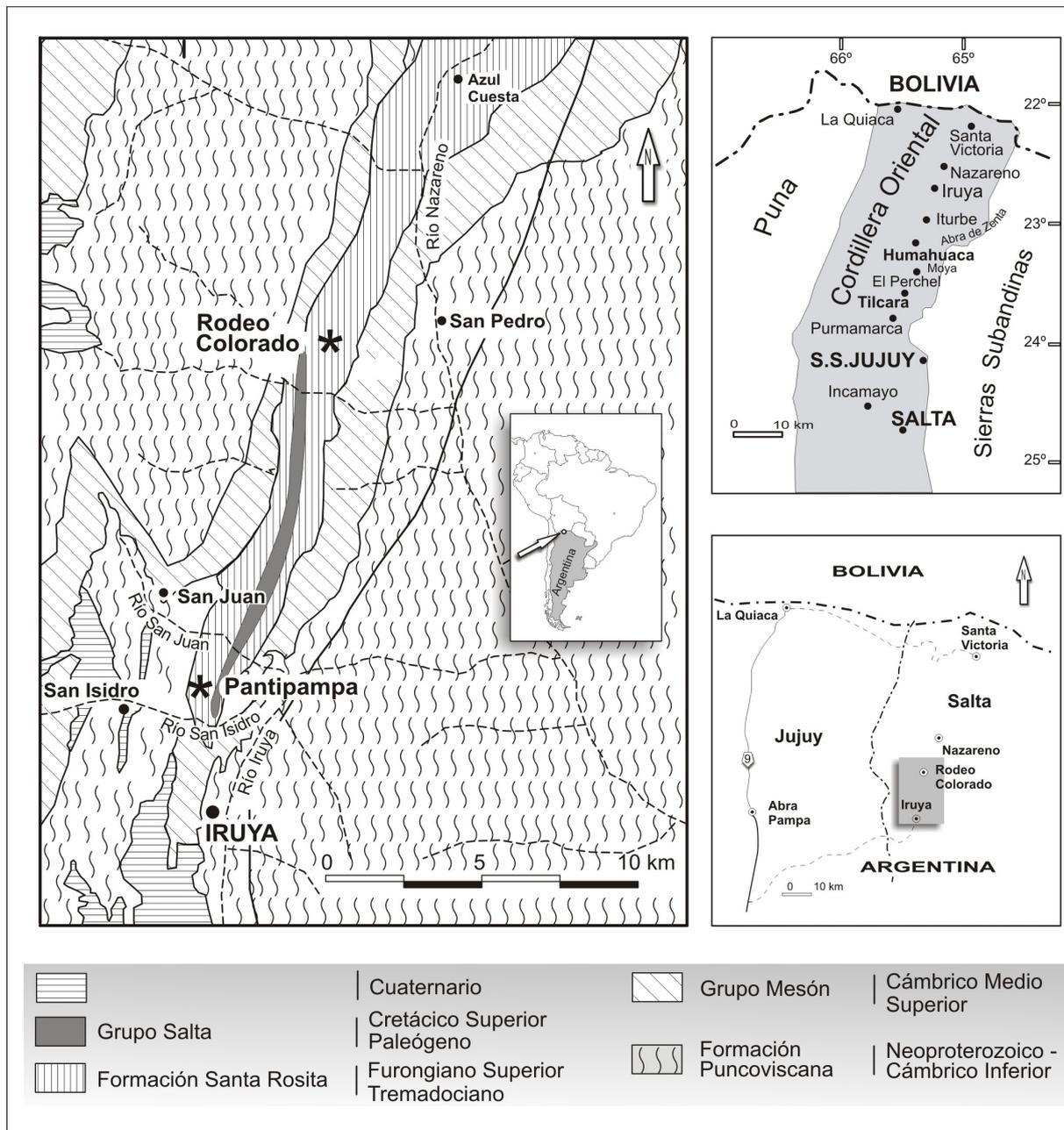
de la localidad de Iruya respectivamente (departamento Iruya, provincia de Salta) (Fig. 1).

La importante tectónica que afectó a la región dio lugar a grandes dislocaciones de alcance regional, sobrecorrimientos, movimientos diferenciales y fallas de acomodación (Vilela, 1960). Por este motivo, la FSR conforma delgadas escamas longitudinales que apoyan tectónicamente sobre las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón o rocas más antiguas correspondientes al basamento (Formación Puncoviscana). En discordancia, las rocas ordovícicas

son cubiertas por depósitos cretácicos rojizos que forman parte del Grupo Salta, y por sedimentitas más modernas (Fig. 1).

En particular para el área de estudio se cuenta con trabajos de índole regional que aportan valiosa información geológica y estratigráfica, destacándose los de Figueroa Caprini (1955), Vilela (1960), Turner (1964), Turner y Mon (1979), Rubiolo (1999), Spagnuolo *et al.* (2005) y aportes inéditos de YPF.

Recientemente, Tortello y Esteban (2016) realizaron un estudio paleontológico de detalle



**Figura 1:** Mapa de ubicación de las secciones de Pantipampa y Rodeo Colorado. **Figure 1:** Location map of the Pantipampa and Rodeo Colorado sections.

en las secciones de Pantipampa y Rodeo Colorado y reconocieron tres biozonas clásicas del Ordovícico Temprano de la Cordillera Oriental argentina. El tramo inferior de la sección de Pantipampa contiene graptolitos (*Rhabdinopora* Eichwald) y una asociación de trilobites [*Kainella meridionalis* Kobayashi, *Leptoplastides marianus* (Hoek) y *Asaphellus catamarcensis* Kobayashi] característicos de la Biozona de *Kainella meridionalis* (*sensu* Vaccari y Waisfeld, 2010; Vaccari *et al.*, 2010) del Tremadociano temprano. Por su parte, los tramos medio y superior del perfil de Pantipampa, y la parte inferior de la sección de Rodeo Colorado, son asignados a la Biozona de *Kainella teiichii* sobre la base del registro de la especie homónima, asociada a diversas faunas de agnóstidos, shumárdidos, olénidos, varios asáfidos (*Asaphellus*, *Ogygiocaris*, *Niobe*, *Metayuepingia*), richardsonéllidos, kainéllidos, ceratopígidos, hapalopléuridos y nileidos (véase Tortello y Esteban, 2016). Conodontes de la Biozona de *Cordylodus angulatus* confirman una edad tremadociana temprana alta para el tramo medio de la secuencia de Pantipampa (Carlorosi *et al.*, 2017, 2019). Finalmente, el tramo superior del perfil de Rodeo Colorado está caracterizado por la ausencia del género *Kainella* y la aparición de *Bienvillea tetragonalis*, la cual se documenta junto a *Asaphellus stenorbachis*, *Pseudokainella keideli* y ejemplares de *Leptoplastides* afines a *L. granulosa*. Esta fauna es típica de la Biozona de *Bienvillea tetragonalis*; unidad de amplia representación en el Tremadociano medio a superior bajo del NOA (Harrington y Leanza, 1957; Waisfeld y Vaccari, 2008; Tortello y Esteban, 2016, 2020; Meroi Arcerito *et al.*, 2018).

### Estratigrafía y análisis de facies sedimentarias

En las secciones estratigráficas estudiadas, “sección Pantipampa” (Figs.1 y 2 A) y “sección Rodeo Colorado” (Figs.1 y 2B), la Formación Santa Rosita exhibe un espesor aproximado de 190 m y 347 m respectivamente. La base de ambas secuencias es desconocida y el techo puede ser observado en Pantipampa, en donde una discordancia erosiva lo pone en contacto con depósitos clásticos rojizos del Grupo Salta.

La sucesión aflorante en la localidad de Pantipampa corresponde mayormente a facies finas (lutitas y fangolitas) portadoras de una diversa fauna de trilobites. Entre estos depósitos

se intercalan capas arenosas mayormente delgadas y continuas lateralmente, cuyo espesor promedio ronda los 10 cm. Por su parte, en Rodeo Colorado se ha podido observar que los niveles de areniscas son más abundantes, alcanzan espesores mayores y tienen una geometría tabular o lenticular. Un rasgo sedimentológico que caracteriza a ambas secuencias ordovícicas es la presencia de biodepósitos en muchas de las capas arenosas presentes.

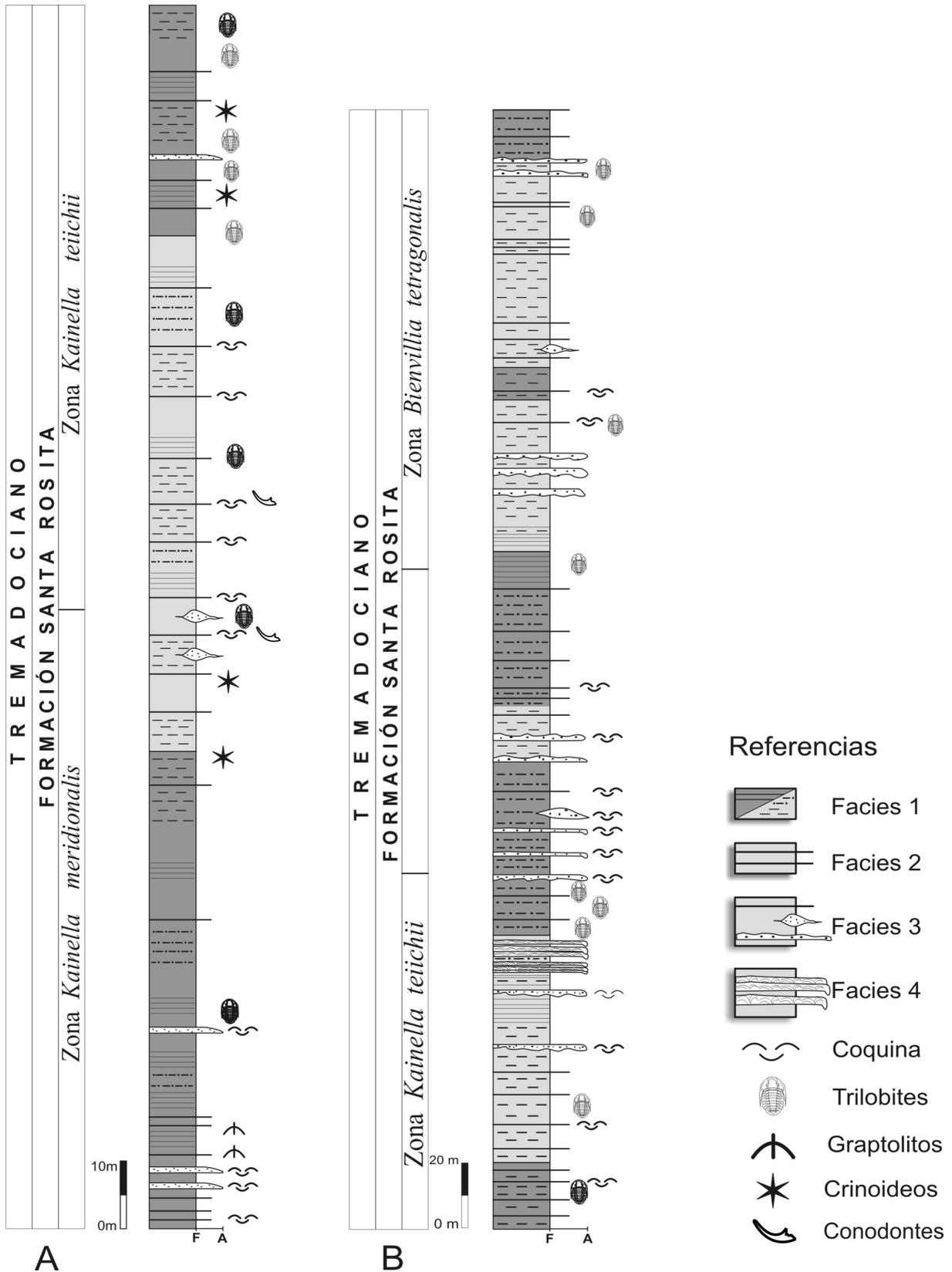
Sobre la base de la litología, espesor y forma de los cuerpos sedimentarios, estructuras primarias y contenido fósil, se han reconocido cuatro facies sedimentarias, las cuales se describen a continuación.

Facies 1, lutitas y fangolitas gris oscuras a gris verdosas fosilíferas

Esta facies está compuesta por lutitas, fangolitas y fangolitas limosas de color gris oscuro a gris verdoso, masivas o finamente laminadas. Conforman paquetes con espesores que varían desde escasos metros hasta más de 20 m de potencia (Figs.3 A, 4 A). Estos depósitos son lateralmente continuos y presentan bases netas. Las fangolitas muestran en afloramiento cierto grado de fisilidad, lo que les confiere una partición laminar. Microscópicamente los minerales planares (arcillas y micas) muestran una orientación preferencial, paralela a la estratificación, dando lugar al desarrollo de una fábrica compactada característica. Esta facies presenta laminación paralela fina, que solo en contadas ocasiones está afectada por una bioturbación a escala reducida. Al microscopio se observa que la laminación es el producto de una alternancia de láminas claras limosas, de 1 a 2 mm, donde predomina el tamaño limo medio a fino, y láminas arcillosas oscuras de mayor espesor.

La variación de color entre los depósitos finos de la Facies 1 puede ser marcada y caracterizar distintos tramos de la secuencia. Así, en la sección de Pantipampa, las tonalidades más oscuras suelen registrarse en el tramo inferior y el tope del perfil. Por el contrario, en Rodeo Colorado lo que se observa es una alternancia continua de facies oscuras y claras a lo largo de todo el depósito.

La Facies 1 es portadora de diversas asociaciones de trilobites muy bien conservadas, que han sido identificadas como pertenecientes a las biozonas de *Kainella meridionalis*, *Kainella teiichii* y *Bienvillea tetragonalis* (Tortello y Esteban, 2016). Como puede observarse en la Figura 2-A, el material fósil de la sección Pantipampa



**Figura 2:** Perfiles estratigráficos de la Formación Santa Rosita mostrando la sucesión de facies y los niveles fosilíferos **A:** en la localidad de Pantipampa; **B:** en la localidad de Rodeo Colorado. / **Figure 2:** Stratigraphic sections of the Santa Rosita Formation showing facies and fossil levels. **A:** Pantipampa locality; **B:** Rodeo Colorado locality.

proviene de 12 niveles distribuidos a lo largo del perfil. Sin embargo, la mayor diversidad faunística proviene del tramo medio a medio superior, donde la Facies 1 muestra una tendencia a los colores más claros. Otros restos de organismos tales como crinoideos, pequeños braquiópodos y gasterópodos primitivos acompañan a la fauna de trilobites en este sector. En Rodeo Colorado (Fig. 2 B) los niveles fosilíferos también se distribuyen a lo largo de toda la sección y la mayor diversidad faunística se verifica hacia el tramo inferior, donde alternan pelitas gris oscuras y gris verdosas.

Por arriba de los 10 m de la base del perfil de Pantipampa y en las lutitas gris oscuras se han hallado niveles con graptolitos correspondientes al género *Rhabdinopora*. En uno de estos niveles, la fauna está acompañada por restos de trilobites muy fragmentados y mal conservados.

Del análisis litológico de esta facies podemos inferir un origen depositacional ligado a procesos de decantación de material fino en un ambiente de baja energía. La Facies 1 refleja la sedimentación normal de la cuenca y correspondería a lo que se denomina depósito de *background*. La fina laminación presente en ciertos tramos de esta facies puede atribuirse a una alternancia de momentos de decantación pura (fracción arcilla) y períodos en los cuales sedimento más grueso que el normal (fracción limo) es transportado sobre la plataforma. La base plana que muestran a nivel microscópico las láminas claras, sin rasgos evidentes de erosión, y la ausencia de una granoclasificación, permite sugerir para las mismas una génesis relacionada a nubes turbias que se habrían desplazado en suspensión a una cierta profundidad de la columna de agua. Este mecanismo de transporte del material limoso fue propuesto por O'Brien (1989) para explicar la fina laminación presente en las *black shales* devónicas de los Apalaches. De acuerdo con dicho autor, las láminas limosas observadas en estos depósitos se habrían formado por decantación de material transportado por flujos de baja densidad ("*detached turbid layer*") que entran esporádicamente a la cuenca y se desplazan sobre la picnóclina.

La preservación de la fábrica original y de la fina laminación en las pelitas más oscuras de la Facies 1 demuestra que estas últimas no han sido objeto de una perturbación del medio. Esto se relaciona directamente con la ausencia o escasez de bioturbación la cual está condicionada por el contenido de oxígeno del fondo marino.

En condiciones de baja oxigenación se inhibe la actividad biológica y se mantienen los rasgos originales del sedimento. Siguiendo la clasificación de Bottjer y Svarda (1993), que relaciona las biofacies con el contenido de oxígeno, podríamos ubicar a la parte más oscura de la Facies 1 dentro del denominado ambiente disaeróbico.

Facies 2, Areniscas limosas grises masivas y/o finamente laminadas

La Facies 2 consiste en areniscas limosas, gris a gris verdosas, estratificadas en bancos delgados de 1 a 3 cm de espesor. La geometría de las capas es tabular y sus contactos netos, con base y techos planos (Figs. 3 B, 4 B). Ocasionalmente, estas capas pueden mostrar contactos ondulados (Fig. 3 C). Internamente, los bancos son masivos y/o laminados, mostrando una laminación paralela marcada (Fig. 3 E). Sus bases pueden presentar delgados niveles bioclásticos (Fig. 3 D), en los que se distinguen pequeños fragmentos de conchillas dispersos en una matriz arenosa fina.

Estas capas arenosas se encuentran interestratificadas con la facies de grano fino (Facies 1), estando ausente la amalgamación de estratos. En Pantipampa, la Facies 2 está mejor desarrollada en el tramo inferior a medio del perfil, donde por su mayor coherencia los bancos sobresalen notablemente de las pelitas friables (Fig. 3 B). Por su parte, en Rodeo Colorado estos bancos se observan a lo largo de toda la secuencia dentro de los depósitos fangosos y relacionados con los depósitos de la Facies 3.

Las capas arenosas delgadas de la Facies 2 representan depósitos puntuales de material texturalmente más grueso, que proviene de sectores más someros de la plataforma, e interrumpe esporádicamente la decantación lenta de los fangos en suspensión. La ausencia de estructuras oscilatorias estaría indicando una deposición en la plataforma por debajo del nivel de olas de tormenta. El aspecto interno masivo y/o finamente laminado de los estratos de la Facies 2, hace recordar a los tramos inferiores (A y B) de la secuencia de Bouma que refieren a depósitos turbidíticos. No obstante, la presencia de delgados niveles bioclásticos en estas capas (Fig. 3 D) y su estrecha relación con la Facies 3, permiten inferir un origen a partir de corrientes generadas por tormentas. Depósitos similares han sido registrados en áreas de plataforma fangosa del Jurásico de Dinamarca, donde son interpretados como el miembro más distal de la sedimentación de tormenta (Pedersen, 1985).

La licuefacción del sedimento en el *shoreface* durante la tormenta podría ser el mecanismo, no puramente gravitacional, capaz de transportar arena más allá de la zona donde dominan los flujos oscilatorios (Hamblin y Walker, 1979).

Por lo expresado arriba, la Facies 2 presentaría capas distales de tormenta (“tempestitas distales” Brenchley *et al.*, 1986) generadas en el *offshore* superior.

Facies 3, Areniscas y areniscas calcáreas grises finas a muy finas con concentraciones bioclásticas

La Facies 3 está representada por capas de areniscas y areniscas calcáreas finas a muy finas, gris oscuro a gris verdoso, portadoras de concentraciones bioclásticas. Generalmente son tabulares, con espesores que oscilan entre 3 y 15 cm, aunque ocasionalmente pueden superar los 20 cm. En algunos casos existen niveles con geometría lenticular. Las bases son erosivas o eventualmente netas (Figs. 3 G, H, 4 D), mientras que los techos son generalmente ondulados y pueden exhibir *ripples* simétricos a casi-simétricos bien marcados (Figs. 3 F, 4 C, D) con una amplitud inferior a 2 cm y longitud de onda entre 8 y 10 cm. Internamente, las areniscas de la Facies 3 conservan diferentes tipos de estructuras mecánicas, o en algunos casos son masivas. Existen capas con laminación plano-paralela y ocasionalmente laminación entrecruzada de bajo ángulo (Fig. 4 D); estas capas en algunos casos son laminadas en la base y exhiben laminación entrecruzada de *ripples* de flujo combinado hacia el tope (Figs. 3 F, 4 C). En la secuencia de Pantipampa también se documenta estratificación entrecruzada *hummocky* a pequeña escala (*microhummocky*). Las bases de varios cuerpos arenosos conservan marcas erosivas de corrientes tales como calcos de flujo (*flute casts*), y localmente pequeños calcos de carga. Algunos bancos presentan tubos verticales de *Skolithos*, y sus techos están fuertemente bioturbados.

Un rasgo característico de los cuerpos arenosos de la Facies 3 es la presencia de concentraciones bioclásticas, las cuales se encuentran generalmente en la base de los bancos tabulares constituyendo capas de 1 a 4 cm de espesor (Fig. 3 D). Los biodepósitos están principalmente en las areniscas carbonáticas y pueden reconocerse fácilmente por el aspecto y el color ocre que presentan en afloramiento. Estas concentraciones están compuestas principalmente por fragmentos de braquiópodos y trilobites, y en menor proporción equinodermos

y gasterópodos, dispuestos caóticamente dentro de una matriz arenosa de grano fino (Fig. 3 G, H). Asimismo, también se han identificado biodepósitos en cuerpos arenosos de geometría lenticular como el que se observa en la Figura 4 (E y F). En este último caso los bioclastos están ubicados en el centro del lente constituyendo tres niveles muy delgados superpuestos, delimitados por superficies erosivas.

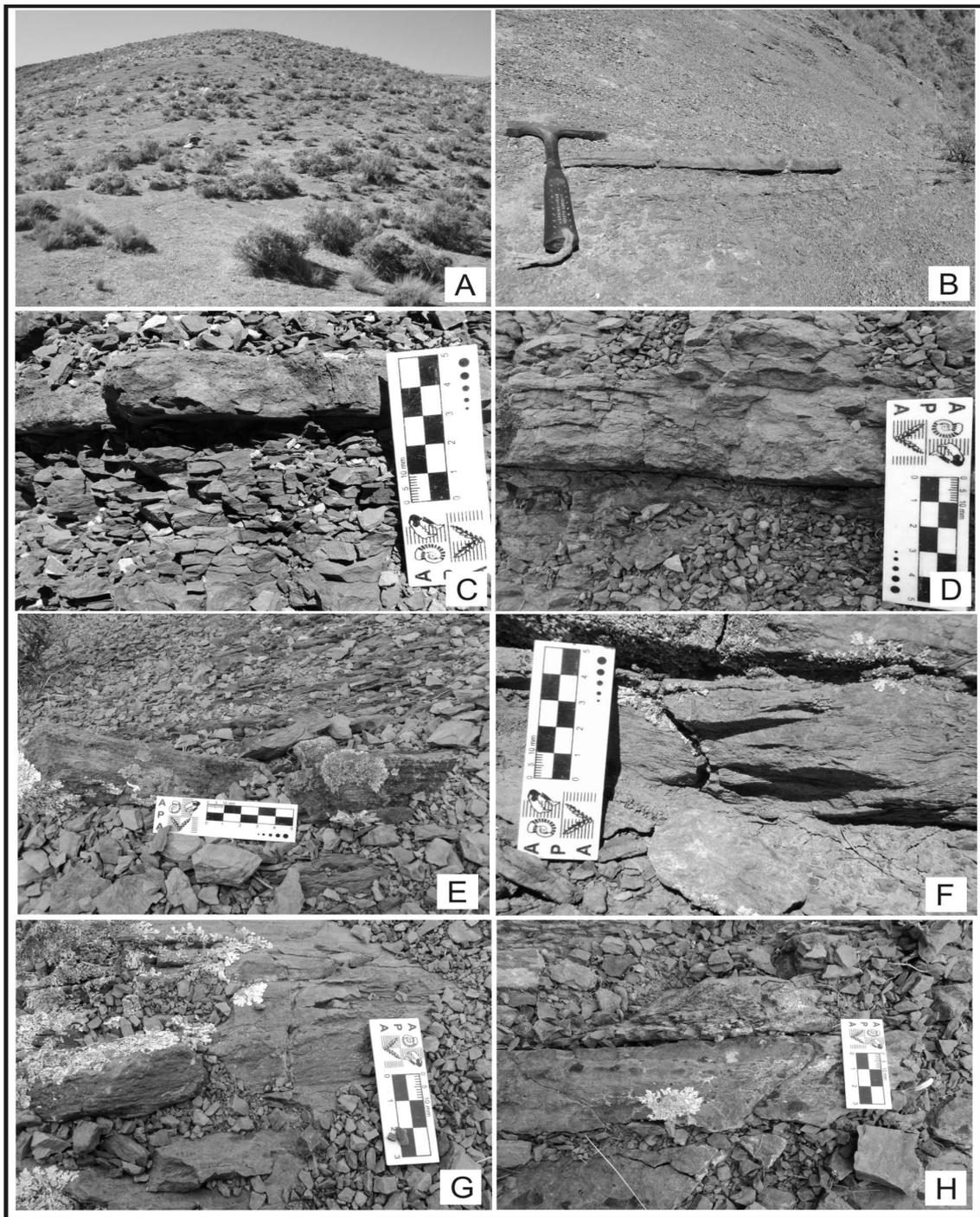
En la Facies 3 también se han recuperado conodontes. Una arenisca carbonática proveniente del tramo medio del perfil de Pantipampa contiene diversos elementos que fueron asignados a la Biozona de *Cordylodus angulatus* (Carlorosi *et al.*, 2019).

Los bancos arenosos de esta facies están interestratificados con las lutitas y fangolitas de la Facies 1 y forman parte de la sedimentación episódica de la cuenca. Sus rasgos permiten vincularlos a eventos de mayor energía que han transportado la arena desde la zona de “*nearshore*” hacia la parte interna de la plataforma. Las bases erosivas y las estructuras internas presentes en estas capas reflejan la acción de oleaje. Los movimientos oscilatorios, a veces combinados con flujos de corriente, son los que dieron lugar en gran medida a la laminación entrecruzada de ripple de flujo combinado, la estratificación entrecruzada *microhummocky* y los *ripples* simétricos a casi simétricos observados en estos niveles. La estructura *microhummocky* y las concentraciones bioclásticas, que son tan abundantes en la secuencia de Pantipampa y Rodeo Colorado, reflejan un origen de tormenta para el oleaje antes mencionado.

Las ondulitas simétricas a casi simétricas observables en los techos expresan el retrabajo del depósito por las olas, ocurrido una vez que ha finalizado la tormenta y han retornado las condiciones de buen tiempo. Por otra parte, la bioturbación y los tubos de *Skolithos* pueden ser atribuidos a la actividad de una fauna oportunista, post-evento, que coloniza el fondo marino después de la tormenta (Buatois *et al.*, 2002).

La granulometría ligeramente mayor de los depósitos y el aumento en el espesor de las capas, permite inferir que la Facies 3 fue depositada por flujos de tormenta de mayor energía que los de la Facies 2. Estos flujos acumularon el sedimento en áreas más proximales dentro de la plataforma y por encima del nivel de olas de tormenta.

Los bancos arenosos de la Facies 3 son considerados capas más proximales de tormen-



**Figura 3:** Fotografías de campo de la sección Pantipampa. **A:** vista de la sección estudiada donde se puede observar que la misma es predominantemente pelítica. **B:** nivel tabular con contactos planos de la Facies 2. **C:** capa arenosa de la Facies 2 mostrando base neta erosiva y techo ondulado. **D:** banco arenoso de la Facies 3 mostrando la presencia de un biodepósito tabular en la base del mismo. **E:** capa delgada con laminación fina paralela (Facies 2). **F:** nivel arenoso mostrando la estructura interna generada por el oleaje (Facies 3) **G:** nivel arenoso de la Facies 3 con un marcado nivel bioclástico donde se observan los fragmentos de trilobites y braquiópodos integrantes del biodepósito. **H:** bioclastos de color negro dentro de una capa arenosa de la Facies 3. **Figure 3:** Field photography of the Pantipampa section. **A:** View of the section studied composed mainly of fine-grained deposits. **B:** tabular bed of Facies 2 with planar boundaries. **C:** sandstone bed of Facies 2 displaying erosive sharp bases and undulating tops. **D:** sandstone bed of Facies 3 showing a tabular biodeposit at the base. **E:** thin layer with parallel fine lamination (Facies 2). **F:** sandstone bed displaying wave-generated sedimentary structure (Facies 3). **G:** sandstone layer with a bioclastic level. Bioclasts include disarticulated specimens of trilobites and brachiopods (Facies 3). **H:** black bioclasts within a sandstone of Facies 3.

ta (“tempestitas intermedias”, Brenchley *et al.*, 1986) acumuladas en la transición al *offshore*.

Facies 4, Areniscas finas a medias gris claras con estratificación entrecruzada *hummocky*

La Facies 4 corresponde a capas de areniscas gris claras, finas a medias, con estratificación delgada a media (5-20 cm), que internamente muestran estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS). Esta facies solo se observa en el tramo inferior del perfil de Rodeo Colorado, donde constituye paquetes de más de 1 m de espesor conformados por capas arenosas superpuestas, sin material pelítico entre ellas. Las capas individuales generalmente se adelgazan (Fig. 4 G) aunque los paquetes arenosos son persistentes lateralmente. Sus bases son erosivas y pueden conservar calcos de flujo. Internamente se observa laminación paralela en el tramo inferior de las capas y laminación entrecruzada de *ripples* y estratificación entrecruzada tipo *hummocky* hacia el techo. Los bancos de mayor espesor presentan montículos (*hummocks*) con longitudes de onda del orden de los 50 cm o más y amplitud de 15 cm (Fig. 4 H). Algunas de estas capas exhiben techos con signos de bioturbación.

La Facies 4 se asocia a fenómenos episódicos y violentos que interrumpen la sedimentación normal en la plataforma. Las capas arenosas con estratificación entrecruzada tipo *hummocky* y amalgamadas como las aquí descritas pueden ser interpretadas como tempestitas proximales (Brenchley *et al.*, 1986). Estos depósitos se formaron a partir de eventos reiterados de tormenta y de la remoción del fango acumulado entre los bancos arenosos en los momentos de buen tiempo por la erosión de las olas.

## Paleoambiente

Las litofacies descritas en las secciones de Pantipampa y Rodeo Colorado representan un ambiente marino abierto dominado por oleaje. Los depósitos más distales en este modelo corresponden a los fangos gris oscuros a gris verdosos (Facies 1) y a los delgados bancos interestratificados de arena limosa (Facies 2), los cuales se encuentran bien desarrollados en la sección de Pantipampa. El material fangoso se acumuló por un proceso lento de decantación del sedimento en suspensión dentro de la columna de agua y en condiciones de baja energía del medio. La abundante fauna de trilobites

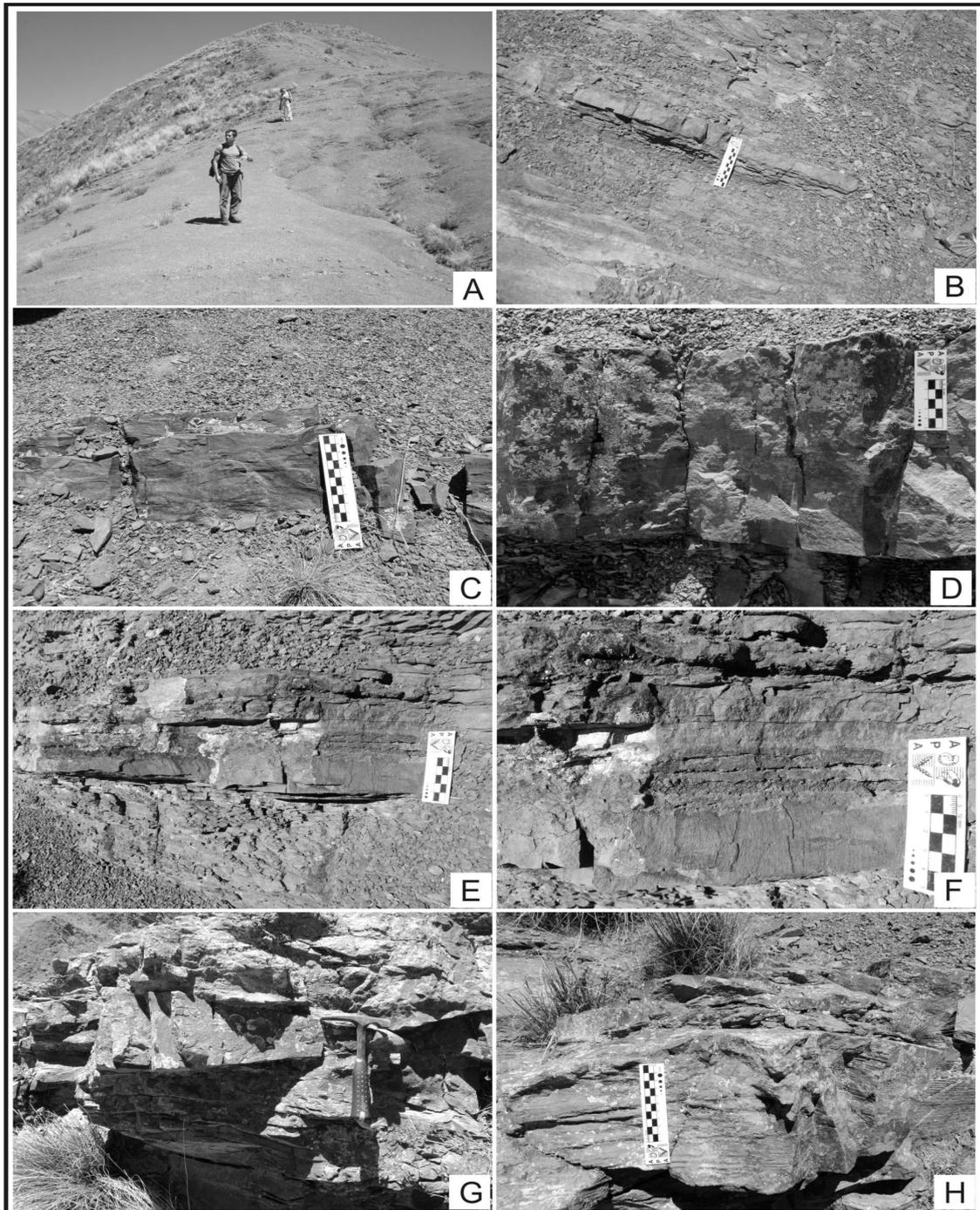
relacionada con la Facies 1 (Tortello y Esteban, 2016) indica condiciones adecuadas para el desarrollo de la vida bentónica en la interfase sedimentaria. Por su parte, la ausencia de bioturbación en los niveles de lutitas más oscuras de la Facies 1 sugiere cierta deficiencia de oxígeno (ambiente disaeróbico, Bottjer y Svreda, 1993).

Los bancos delgados de areniscas limosas de la Facies 2, interestratificados con los fangos de la Facies 1, representan una sedimentación de evento en zonas profundas de la plataforma. La ausencia de estructuras de oleaje en estas capas indica profundidades por debajo del nivel de base de olas de tormenta (zona de *offshore* superior). No obstante, la presencia de delgados niveles bioclásticos y su estrecha relación con la Facies 3 en la sección Rodeo Colorado, permite interpretarlas como las facies distales dentro de la sedimentación de tormenta. Depósitos similares han sido registrados en áreas de plataforma fangosa donde se las describe como “corrientes de turbidez generadas por tormentas” (Hamblin y Walker, 1979; Walker *et al.*, 1983; Walker, 1983, 1985; Brenchley *et al.*, 1993, entre otros).

Por su parte, las facies arenosas 3 y 4 de los perfiles estudiados representan las partes más proximales del modelo. Su origen está íntimamente relacionado con procesos de mayor energía, que habrían permitido la dispersión de la arena sobre gran parte de la plataforma. Los mecanismos que han participado en esta dispersión guardan una estrecha relación con la actividad de olas y tormentas que son las que dominan en el medio.

Estas facies también forman parte de la sedimentación episódica dentro de la cuenca, pero a diferencia de la Facies 2, tienen lugar en zonas más someras de la plataforma donde la energía es mucho mayor. De acuerdo con las estructuras internas observadas en estas capas, tales como laminación paralela, laminación entrecruzada de *ripples* de flujo combinado, estratificación entrecruzada micro-*hummocky* de bajo ángulo (Facies 3) y estratificación entrecruzada *hummocky* (Facies 4), se infiere una depositación a partir de flujos oscilatorios puros o combinados o bien por corrientes de tormenta (“tempestitas” de acuerdo con el concepto de Walker *et al.*, 1983 y Brenchley, 1985). Las bases erosivas de los bancos y la presencia de marcas de corrientes (calcos de flujo) evidencian una mayor energía del medio durante su transporte.

Los depósitos de la Facies 3 muestran claramente un origen a partir de flujos de tor-



**Figura 4:** Fotografías de campo de la sección Rodeo Colorado. **A:** vista del perfil estudiado. **B:** banco arenoso delgado y continuo de la Facies 2, mostrando su base y techo plano. **C:** capa de arena de la Facies 3 mostrando tope con ondulitas simétricas y en su interior una laminación entrecruzada de ripples de flujo combinado. **D:** nivel de la Facies 3 que internamente tiene laminación entrecruzada de bajo ángulo. Nótese la base ondulada de esta capa y las ondulitas simétricas conservadas en su techo. **E:** niveles bioclásticos superpuestos en areniscas de la Facies 3. **F:** una aproximación de los niveles bioclásticos ilustrados en D. **G:** capas de areniscas amalgamada de la Facies 4 mostrando la lenticularidad de las capas y la superposición de las mismas sin depósitos pelíticos entre ellos. **H:** vista proximal de un montículo (hummocky) de la Facies 4. **Figure 4:** Field photography of the Rodeo Colorado section. **A:** View of the section studied. **B:** Facies 2 showing a thin and laterally continuous sandstone bed with planar boundaries. **C:** sandstone bed with symmetrical ripples at the top and internally combined-flow ripple cross-lamination (Facies 3); **D:** sandstone bed displaying low-angle cross-lamination. Note undulating base and symmetrical ripples at the top (Facies 3). **E:** overlapping bioclastic levels in sandstones of Facies 3. **F:** an approximation of the bioclastic levels illustrated in D. **G:** amalgamated sandstone beds from Facies 4 showing lenticular layers, notice that the siltstone intervals are absent. **H:** proximal view of a hummock of Facies 4.

menta dentro de la zona de transición al *offshore*, por encima del nivel de olas de tormenta. La presencia puntual de bancos amalgamados con estratificación entrecruzada *hummocky* (Facies 4) evidencia un ambiente más somero para el tramo inferior de la sección de Rodeo Colorado, el cual podría corresponder a la parte inferior del *shoreface*, por encima de la base de olas de buen tiempo.

Otra evidencia muy importante de la actividad de tormentas sobre la plataforma es la presencia de concentraciones bioclásticas, las cuales son un rasgo muy común en las areniscas de la Facies 3, y en menor medida de la Facies 2. Estos depósitos constituyen niveles continuos o bien cuerpos lentiformes que generalmente se encuentran en la base erosiva de las capas arenosas y están caracterizadas por restos de braquiópodos, trilobites, equinodermos y gasterópodos (Esteban *et al.*, 2017).

Estos depósitos son considerados para-autóctonos y redistribuidos principalmente por procesos hidrodinámicos (Esteban *et al.*, 2017). Siguiendo el esquema genético propuesto por Kidwell *et al.* (1986), las concentraciones bioclásticas de las secciones de Pantipampa y Rodeo Colorado pueden ser consideradas del “tipo sedimentológico”, donde la acumulación final de los restos está íntimamente relacionada con la dinámica hidráulica del medio sedimentario. Por su parte, su biofábrica permite inferir para el proceso final de concentración y soterramiento la acción de corrientes turbulentas dentro de eventos de tormenta (Fürsich y Oschman 1993). Las bases erosivas de los niveles con concentraciones fósiles indican un retrabajo del sustrato antes de la depositación final de los restos.

Sobre la base de la frecuencia de los depósitos tempestíticos, las secciones de Pantipampa y Rodeo Colorado pueden ser consideradas como representativas de un ambiente de plataforma dominada por tormentas. Los rasgos sedimentológicos de las litofacies indican que estas secuencias se habrían depositado entre el *offshore* superior y la zona de transición al *offshore*, con un sector posiblemente más somero próximo a zonas del *nearshore*.

## Agradecimientos

Se agradece la inestimable colaboración de Eric Gómez en las tareas de campo. La elab-

oración de la parte gráfica estuvo a cargo de Daniel Ruiz Holgado y Eric Gómez, a quienes agradecemos por su importante trabajo. Beatriz Ventura compartió información logística y Analía González brindó una cálida hospitalidad en la localidad de Rodeo Colorado. Hacen también expreso reconocimiento a los Drs. Susana Heredia y Florencio Aceñolaza, por las valiosas sugerencias efectuadas al revisar la versión original del trabajo. Esta investigación fue financiada por el Instituto Superior de Correlación Geológica (CONICET-UNT), la Universidad Nacional de Tucumán (Proyecto PIUNT N° 26/G-601) y la Universidad Nacional de La Plata (Proyecto Universidad de La Plata, Código M745).

## Referencias

- Astini, R.A. 2003. *The Ordovician Proto-Andean Basins*. En: J.L. Benedetto (ed.), *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba: 1–74.
- Astini, R. A. 2008. Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el Cambro-Ordovícico. En: B. Coira y E. O. Zappettini (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Relatorio: 50-73.
- Benedetto, J.L. 2003. *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, 665 pp.
- Bottjer, D. y Savrda, C. 1993. Oxygen-related mudrock biofacies. *Sedimentology Review*: 92-102.
- Brenchley, P. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9: 369-396.
- Brenchley, P., Romano, M. y Gutiérrez Marco, J.C. 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En: R. Knight y J. McLean (eds.), *Shelf Sands and Sandstones*, *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 2: 241-255
- Brenchley, P.J., Pickerill, R.K. y Stromberg, S.C. 1993. The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), Eastern Newfoundland. *Sedimentology*, 40: 359-382.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2003. Sedimentary facies, depositional evolution of the Upper Cambrian-Lower Ordovician Santa Rosita formation in northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 343–363.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G. y Aceñolaza, F.G. 2002.

- Trazas fósiles: señales de comportamiento en el registro estratigráfico. *Museo Paleontológico Egidio Feruglio*, Edición Especial MEF, 2: 382 pp.
- Buatois, L.A., Zeballos, F.J., Albanesi, G.L., Ortega, G., Vaccari, N.E. y Mángano, M.G. 2006. Depositional environments and stratigraphy of the upper Cambrian-lower Ordovician Santa Rosita Formation at the Alfarcito area, Cordillera Oriental, Argentina: integration of biostratigraphic data within a sequence stratigraphic framework. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 13: 1–29.
- Carlorosi, J.; Esteban, S.B. y Tortello, M.F. 2017. Conodontes del Tremadociano (Ordovícico Inferior) de la Formación Santa Rosita en la región de Iruya, provincia de Salta. 20° *Congreso Geológico Argentino* (Tucumán), Simposio de Estratigrafía y Paleontología del Paleozoico Inferior de Argentina: 17-20.
- Carlorosi, J., Esteban, S.B. y Tortello, M.F. 2019. Early Ordovician conodonts from the Santa Rosita Formation at Pantipampa, Iruya area, northwestern Argentina. *Andean Geology*, 46 (1): 168-182.
- Esteban, S.B. y Tortello, M.F. 2007. Latest Cambrian sedimentary settings and trilobite faunas from the western Cordillera Oriental, Argentina. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 34: 431-460.
- Esteban, S.B. y Tortello, M.F. 2009. Sedimentología y paleontología de la Formación Santa Rosita (Miembros Tilcara y Casa Colorada, Cámbrico Tardío) en la región de Iruya, provincia de Salta. *Acta Geológica Lilloana*, 2: 129-153.
- Esteban, S.B., Benítez, M.H. y Tortello, M.F. 2015. Geología sedimentaria y paleoambientes de la Formación Santa Rosita (Ordovícico Temprano) en la región de Nazareno, Cordillera Oriental, provincia de Salta, Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 31 (1): 5-20.
- Esteban, S. B.; Benítez, M. del H. y Tortello, M.F. 2017. Sedimentología y tafonomía de la Formación Santa Rosita en la región de Pantipampa-Rodeo Colorado (Departamento Iruya, provincia de Salta). 20° *Congreso Geológico Argentino* (Tucumán), Simposio de Estratigrafía y Paleontología del Paleozoico Inferior de Argentina: 29-31.
- Figueroa Caprini, M. 1955. [Contribución al conocimiento geológico y petrográfico de la zona comprendida entre San Pedro de Iruya y el cerro Minero, prov. de Salta. *Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata*. 75 pp. Tesis Doctoral. Inédita].
- Fürsich, F.T. y Oschmann, W. 1993. Shell beds as tool in basin analysis: The Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 169-185.
- Hamblin, A. P. y Walker, R. G. 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal Earth Sciences*, 16: 1673-1690.
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F. 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Department of Geology, University of Kansas Special Publication, 1: 276 pp.
- Kidwell, S.M., Fürsich F.T. y Aigner, T. 1986. Conceptual framework for the analysis of fossil concentrations. *Palaaios*, 1: 228-238.
- Meroi Arcerito, F.R., Waisfeld, B.G., Vaccari, N.E., y Muñoz, D.F. 2018. High resolution trilobite biostratigraphy for the early late Tremadocian (Tr2) interval (Early Ordovician) Santa Rosita Formation, Argentine Cordillera Oriental. *Ameghiniana*, 55: 531–553.
- Moya, M.C. 1988. Lower Ordovician in the Southern part of the Argentine Eastern Cordillera. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 17: 55–69.
- Moya, M.C. 1999. El Ordovícico en los Andes del norte argentino. En: G. González Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte (eds.), *Geología del noroeste argentino*, 14° *Congreso Geológico Argentino* (Salta), Relatorio: 134-152.
- Moya, M.C. 2008. El paleozoico inferior en el noroeste argentino. Evidencias, incógnitas, propuestas para la discusión. En: B. Coira, B. y E.O. Zappettini (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. 17° *Congreso Geológico Argentino* (San Salvador de Jujuy), Relatorio: 74–84.
- Moya, M.C. 2015. La “Fase Oclóyica” (Ordovícico Superior) en el noroeste argentino. Interpretación histórica y evidencias en contrario. *Serie Correlación Geológica*, 31: 73-109.
- O’Brien, N.R. 1989. Origin of lamination in Middle and Upper Devonian black shales. New York State. *Northeastern Geology*, 11: 159-165.
- Pedersen, G. 1985. Thin, fine-grained storm layers in muddy shelf sequences: an example from the Lower Jurassic in the Stenhille 1 Well, Denmark. *Journal of the Geological Society of London*, 142: 357-373.
- Rubiolo, D. 1999. Hoja Geológica 2366-II y 2166-IV La Quiaca, Provincias de Salta y Jujuy. *Programa Nacional de Cartas Geológicas*, 1: 250.000.
- Spagnuolo, C., Astini, R., Marengo, L., y Rapalini, A. 2005. Estratigrafía y asociaciones de facies de la sección basal del Grupo Santa Victoria (Ordovícico) en el curso inferior del río Iruya (borde occidental de la Cordillera Oriental), provincia de Salta. 16° *Congreso Geológico Argentino* (Buenos Aires), Actas, 1: 261-264.
- Tortello, M.F. y Esteban, S.B. 2014. Early Ordovician trilobites from the Nazareno area, northwestern Ar-

- gentina. *Journal of Paleontology*, 88: 925–947.
- Tortello, M.F. y Esteban, S.B. 2016. Early Ordovician trilobites from the Iruya area (Cordillera Oriental, northwestern Argentina) and their stratigraphic significance. *Journal of Paleontology*, 90: 923–958.
- Tortello, M.F. y Esteban, S.B. 2020. Trilobites and sedimentary settings from the Lower Ordovician (Tremadocian; *Bienvillea tetragonalis* Zone) of Iturbe, Jujuy Province, Argentina. *Ameghiniana*, 57: 9–32.
- Turner, J.C. 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* (Córdoba), 41 (2): 163–196.
- Turner, J.C. 1964. Descripción geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). *Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería*, 104:1–93.
- Turner, J. C., M. y Mon, R. 1979. Cordillera Oriental. En: J. C. M. Turner (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 57–94.
- Vaccari, N.E., y Waisfeld, B.G. 2010. *Kainella* Walcott, 1925 (Trilobita, Ordovícico Temprano) en el noroeste de Argentina y sur de Bolivia. Paleontología sistemática. *Ameghiniana*, 47: 273–292.
- Vaccari, N.E., Waisfeld, B.G., Marengo, L.F. y Smith, L.G. 2010. *Kainella* Walcott, 1925 (Trilobita, Ordovícico Temprano) en el noroeste de Argentina y sur de Bolivia. Importancia bioestratigráfica. *Ameghiniana*, 47: 293–305.
- Vaucher, R., Vaccari, N.E., Balseiro, D., Muñoz, D.F., Dillinger, A., Waisfeld, B.G., y Buatois, L.A. 2020. Tectonic controls on late Cambrian–Early Ordovician deposition in Cordillera Oriental (Northwest Argentina). *International Journal of Earth Sciences*, 109 (6): 1897–1920.
- Vilela, C.R. 1960. Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya (Salta–Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15: 119–144.
- Waisfeld, B.G. y Vaccari, N.E. 2008. Bioestratigrafía de trilobites del Paleozoico inferior de la Cordillera Oriental. En: B. Coira y E.O. Zappettini (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Relatorio: 119–127.
- Walker, R.G. 1983. Cardium Formation 1. “Cardium, a turbidity current deposit” (Beach, 1955): a brief history of ideas. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 31: 205–212.
- Walker, R.G. 1985. Cardium Formation at Ricinus Field, southern Alberta: a channel cut and filled by turbidity currents in the Cretaceous Western Interior seaway. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 69: 1963–1981.
- Walker, R.G., Duke, W.L., y Leckie, D.A. 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1245–1251.

**Recibido:** 15 de Abril 2021

**Aceptado:** 29 de Septiembre de 2021