



Sedimentología e icnología del intervalo medio de la Formación Agua del Jagüel, Carbonífero de la Precordillera de Mendoza: implicancias paleoambientales de la transgresión postglacial

Pablo J. ALONSO-MURUAGA¹, Carlos O. LIMARINO¹, Luis A. BUATOIS² y Cecilia A. PIRRONE³

¹Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Autónoma de Buenos Aires; CONICET - Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA).

²Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada

³Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza.

Email: pablojoaquin3@gmail.com

Editor: Graciela S. Bressan y Diana E. Fernández

Recibido: 5 de agosto de 2019

Aceptado: 20 de diciembre de 2019

RESUMEN

Se describen las características paleoambientales e icnológicas del tramo medio de la Formación Agua del Jagüel (Carbonífero, Precordillera de Mendoza). Fueron reconocidas cinco facies agrupadas en tres asociaciones de facies sedimentarias, las que caracterizan la evolución de un sistema fluvio-estuarino. La asociación de facies 1, formada por conglomerados y areniscas conglomerádicas de origen fluvial, se dispone sobre una superficie erosiva que los separa de niveles postglaciales correspondientes a la parte basal de la Formación Agua del Jagüel. La asociación de facies 2 incluye en su base a depósitos finos (fangolitas) que indican la inundación del sistema, seguida por sedimentación arenosa correspondiente a ambientes de boca de estuario indicando una progresiva transgresión dentro del estuario. La asociación de facies 3 corresponde a dos intervalos de areniscas muy gruesas fluviales, separados por areniscas muy finas y fangolitas depositadas durante un breve evento transgresivo. Paralelamente a los estudios sedimentológicos se analizaron las estructuras biogénicas provenientes de fangolitas y areniscas muy finas a finas de la facies 2. Las trazas fósiles reconocidas incluyen a *Cochlichnus anguineus*, *Gordia marina*, *Helminthoidichnites tenuis*, *Helminthopsis tenuis*, *Mermia carickensis*, *?Treptichnus bifurcus*, *?T. pollardi*, y trazas en rosario. Esta asociación icnológica muestra moderada diversidad y baja icnodisparidad que sugieren condiciones de estrés ambiental, probablemente vinculadas a importantes fluctuaciones de salinidad dentro del estuario. La presencia de la icnofacies de *Mermia* en estos depósitos es una nueva evidencia de que los sistemas depositacionales marino marginales postglaciales estuvieron fuertemente afectados por significativas descargas de agua dulce al producirse la deglaciación del Paleozoico tardío.

Palabras clave: icnofacies, paleoambientes postglaciales, Paleozoico tardío.

ABSTRACT

Sedimentology and ichnology of the middle interval of the Agua del Jagüel Formation, Carboniferous of Mendoza Precordillera: paleoenvironmental implications of the postglacial transgression.

The paleoenvironmental and ichnological characteristics of the middle section of the Agua del Jagüel Formation (Carboniferous) are described in this paper. Five sedimentary facies, grouped into three facies associations illustrating the evolution of a fluvio-estuarine system, were identified. Facies association 1, composed of fluvial conglomerates and coarse-grained sandstones, rests on an erosive surface carved into postglacial diamictites, sandstones, and shales belonging to the lower part of the Agua del Jagüel Formation.

Facies association 2 comprises at the base mudstones and shales that indicate a marine the flooding of the system, followed by sandy sedimentation corresponding to estuary mouth settings suggesting a progressive transgression within the estuary. Finally, facies association 3 comprises two fluvial intervals of coarse-grained sandstones and conglomerates, separated by fine-grained sandstones and shales deposited during a short transgressive event. Together with the sedimentological studies, biogenic structures were analyzed from shales, mudstones, and very fine- to fine-grained sandstones of facies 2. The trace fossils identified include *Cochlichnus anguineus*, *Gordia marina*, *Helminthoidichnites tenuis*, *Helminthopsis tenuis*, *Mermia carickensis*, *?Treptichnus bifurcus*, *?T. pollardi* and rosary-like traces. This ichnological association shows moderate diversity and low ichnodisparity suggesting the presence of environmental stress, probably linked to important salinity fluctuations within the estuary. The presence of the *Mermia* ichnofacies in these deposits represents new evidence that postglacial marginal-marine environments were affected by high discharge of freshwater during the late Paleozoic deglaciation.

Keywords: ichnofacies, postglacial paleoenvironments, late Paleozoic.

INTRODUCCIÓN

Las cuencas del Paleozoico superior del oeste de Argentina ofrecen una excelente oportunidad para el estudio de asociaciones icnológicas en el marco de ambientes marinos, transicionales y continentales, desarrollados bajo condiciones climáticas tan diversas como glaciales, postglaciales, semiáridas e incluso, hacia fines del Pérmico, de *greenhouse* extremo (Buatois y Mángano 1993a, 2002, 2003, Zhang et al. 1998, Mángano et al. 2003, Melchor y Sarjeant 2004, Buatois et al. 2006, 2010, Krapovickas et al. 2010, Schatz et al. 2011, Alonso-Muruaga et al. 2012, 2013). La mayoría de los estudios desarrollados en estas cuencas que incluyen análisis de trazas fósiles corresponden a depósitos de ambientes marinos someros a transicionales (Peralta et al. 1997, Pazos 2002, Mángano et al. 2003, Buatois et al. 2006, 2010, Pazos et al. 2007, Desjardins et al. 2010, Alonso-Muruaga et al. 2013, 2015), y en menor medida a sedimentación relacionada a cuerpos de agua dulce (Buatois y Mángano 1995) y de sistemas fluviales o de playa lake (Zhang et al. 1998, Buatois y Mángano 2002, Melchor y Sarjeant 2004). Aunque la información icnológica de estas sucesiones sedimentarias aumentó considerablemente en las últimas dos décadas, aún existe un déficit en la información correspondiente a la caracterización icnofaunística de sistemas marinos marginales y marinos desarrollados en condiciones postglaciales durante el Carbonífero. Esta situación es particularmente acentuada en los depósitos de la Cuenca de Calingasta-Uspallata, la que, a diferencia de la Cuenca Paganzo, cuenta con un conocimiento relativamente menor sobre las estructuras biogénicas desarrolladas en estos ambientes.

Con el objetivo de contribuir al conocimiento icnológico de los ambientes transicionales postglaciales desarrollados en la Cuenca de Calingasta-Uspallata, en este trabajo es analizada una asociación de trazas fósiles provenientes del inter-

valo medio de la Formación Agua del Jagüel. La asociación de referencia corresponde a una típica secuencia postglacial depositada en un ambiente de paleovalle inundado (fiordo en su sección inferior y que evoluciona a ambiente estuarino), durante lo que genéricamente se denomina la transgresión postglacial carbonífera (Limarino et al. 2002, 2006, Henry et al. 2010).

Por lo arriba señalado, se ha prestado especial atención a la distribución de trazas fósiles en las diferentes facies sedimentarias reconocidas, con el propósito no sólo de la identificación icnotaxonómica, sino también de integrar la información icnológica con los datos sedimentológicos con el fin de aumentar la resolución de los modelos paleoambientales e interpretar los factores que condicionaron la distribución de las trazas fósiles en niveles estratigráficos específicos y sus implicancias.

MARCO GEOLÓGICO

La Formación Agua del Jagüel, aflorante en la localidad de Uspallata, provincia de Mendoza (Figs. 1 y 2), conforma una espesa secuencia pensilvaniana de unos 860 m de espesor. Originalmente fue definida por Harrington (1954, 1971) y Amos y Roller (1965) para incluir a diamictitas, areniscas, fangolitas con dropstones y lutitas, junto a escasos conglomerados y areniscas guijarrosas, que conforman buena parte del Cordón de Agua del Jagüel, ubicado hacia el noroeste de la Precordillera mendocina. La sucesión fue inicialmente asignada al Carbonífero, pero restos fósiles recolectados por Taboada (1987, 2006, 2010) en niveles que se consideraban la base de la unidad indicaron una edad pérmica. Esta información contrastaba con invertebrados reportados por otros autores de la parte media de la formación y referidos al Carbonífero superior (Amos y Roller 1965, Sabattini y Noirat 1969, González 1982, Lech 1990, 2002, Cisterna et al. 2011).

Posteriormente, Limarino et al. (2013) identificaron y mapearon una falla que afectaba a la secuencia neopaleozoica, exponiendo en la parte oriental del Cordón de Agua del Jagüel sedimentitas pérmicas (Fig. 2), apoyadas sobre el basamento Paleozoico Inferior (Formación Villavicencio). La parte central y occidental de la mencionada sierra corresponde a una sucesión que inclina al oeste, aunque con ángulos de buzamiento variable asociados a la ocurrencia de plegamientos de escala decamétrica.

La definición original de la Formación Agua del Jagüel fue entonces modificada (Limarino et al. 2013), preservando esta denominación para la parte central y occidental del Cordón de Agua del Jagüel, áreas que incluyen a sedimentitas de edad carbonífera. Por otro lado, las exposiciones orientales de la sierra, que incluían los fósiles de edad pérmica originalmente descritos por Taboada (1987), fueron separadas de la Formación Agua del Jagüel e identificadas como Formación Cordón de Jagüel (Limarino et al. 2013).

La aquí estudiada Formación Agua del Jagüel presenta

en su base un contacto tectónico con la Formación Cordón de Jagüel, en tanto que hacia el techo es cubierta discordantemente por depósitos volcanoclásticos permo-triásicos del Grupo Choiyoi (Taboada 2014). Complementariamente Koukharsky et al. (2009) indicaron la presencia de una secuencia volcánica de edad pensilvaniana que intercala o suprayace sin discontinuidad estructural manifiesta hacia el techo de la unidad.

ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN AGUA DEL JAGÜEL

Teniendo en cuenta la presencia de una conspicua superficie de incisión de moderado a alto relieve y de una superficie de inundación que puede ser seguida regionalmente, la Formación Agua del Jagüel fue dividida en tres secuencias depositacionales (Ciccioli et al. 2008, Henry et al. 2010; Figs. 1 y 2). La secuencia inferior, de característico color gris verdo-

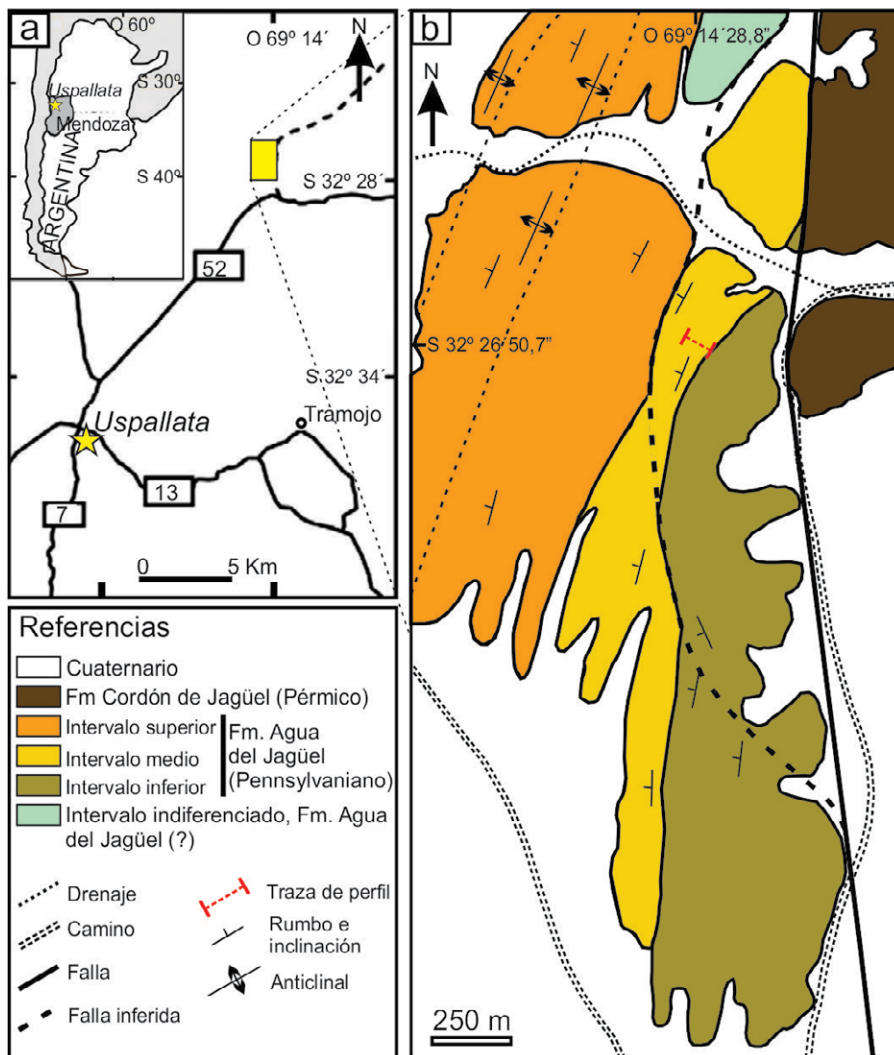


Figura 1. a) Mapa de ubicación; b) Mapa geológico del área de estudio.

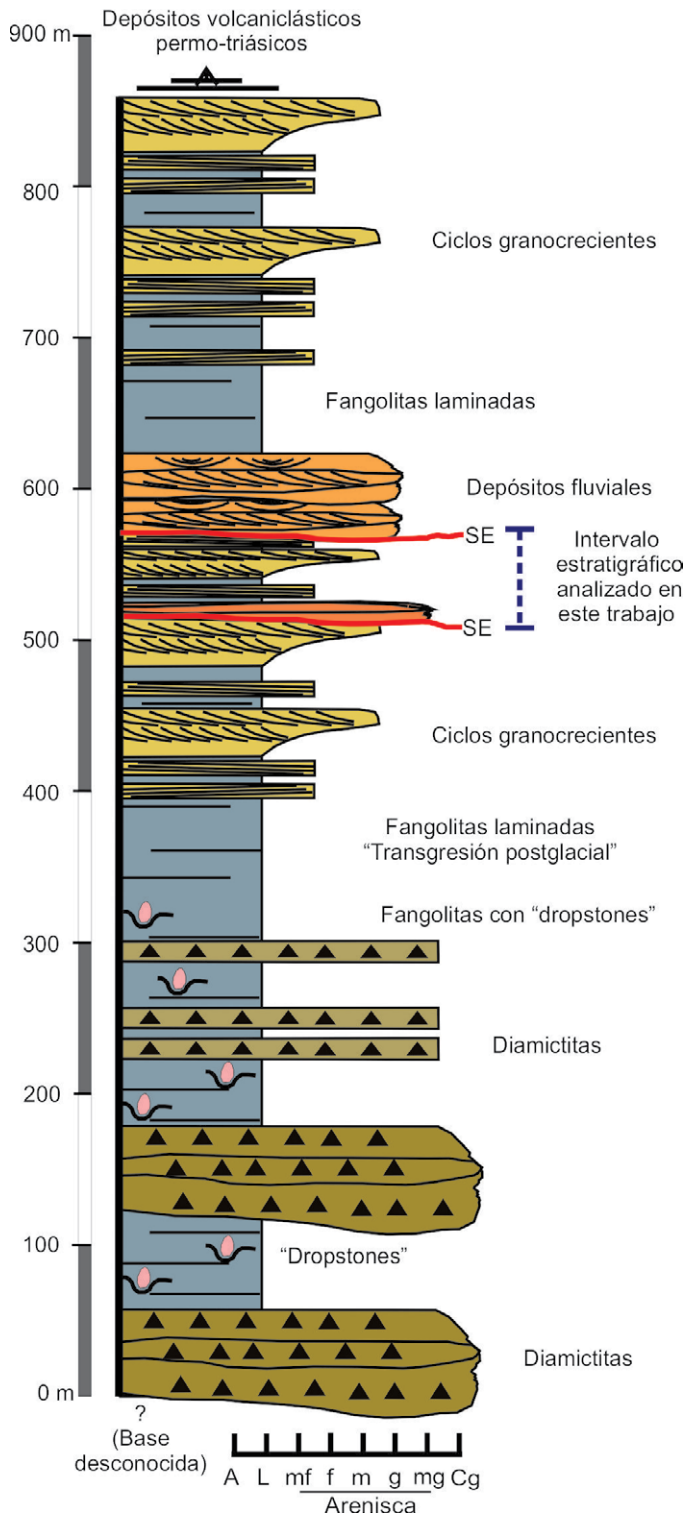


Figura 2. Perfil sedimentológico general de la Formación Agua del Jagüel (modificado de Taboada 1987 y Lech 2002).

so intenso, alcanza unos 530 m de potencia y está compuesta por diamictitas, mayormente matriz-soportadas, conglomerados, areniscas finas, fangolitas y fangolitas con *dropstones* (Fig. 3), junto a escasos niveles de margas. Desde el punto de vista genético, este intervalo representa depósitos de la

glaciación gondwánica emplazados en un ambiente fiórdico (Henry et al. 2010). En este contexto fueron identificadas acumulaciones de bancos morénicos, fangolitas transgresivas (inundación del fiordo) con *dropstones* y tills originados por fusión de icebergs estacionarios (*iceberg dump tills*, Thomas y Connell 1985). El arreglo a gran escala de esta secuencia es granodecreciente, con diferentes tipos de diamictitas en la base (bancos morénicos), sucedidos por areniscas y fangolitas con *dropstones* y el techo dominado por fangolitas laminadas y areniscas medianas a finas dispuestas en ciclos granocrecientes (Henry et al. 2010).

La secuencia media, de unos 110 m de espesor (Fig. 2), muestra un color gris claro y un marcado aumento en la proporción de areniscas gruesas y conglomerados finos. En términos generales estas rocas se estratifican en bancos lenticulares, con presencia de estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa. A las areniscas mencionadas acompañan lutitas, fangolitas y areniscas finas a medianas comúnmente con laminación ondulítica. La base de esta sección corresponde a una superficie de incisión de alto relieve, labrada sobre las fangolitas laminadas y areniscas medianas a finas de la secuencia inferior. Es justamente este intervalo estratigráfico (primeros 60 metros) el que es analizado en este trabajo (Figs. 1 y 2).

La secuencia superior, de aproximadamente 220 m de espesor, está limitada en su base por una importante superficie de inundación (Figs. 1 y 2), que separa a las areniscas medianas y gruesas de la secuencia media, de areniscas medianas a finas y pelitas que caracterizan a la superior. Esta unidad tiene una composición litológica relativamente monótona, la que incluye el apilamiento de ciclos granocrecientes y granodecrecientes de varios metros a escasas decenas de metros de espesor, los que en algunos casos rematan con paquetes decamétricos de fangolitas laminadas (Fig. 3d). La secuencia representa sedimentación marina costera y de plataforma proximal, donde la polaridad de los ciclos arriba descritos indica períodos de progradación o retrogradación de la línea de costa.

Faunas marinas han sido reportadas de diferentes niveles de la Formación Agua del Jagüel (Amos y Rolleri 1965, Taboada 1987, Lech 1990, 2002, Martínez et al. 2001, Cisterna 2010, entre otros), como así también una datación K-Ar de $307,2 \pm 5,2$ Ma de un cuerpo dacítico intercalado próximo al límite entre las secuencias media y superior (Lech, 2002).

Taboada (2014) efectuó un ordenamiento de las faunas recolectadas en la unidad, destacando la presencia de 4 intervalos fosilíferos principales en la misma. El basal reúne a las faunas provenientes de fangolitas y areniscas intercaladas

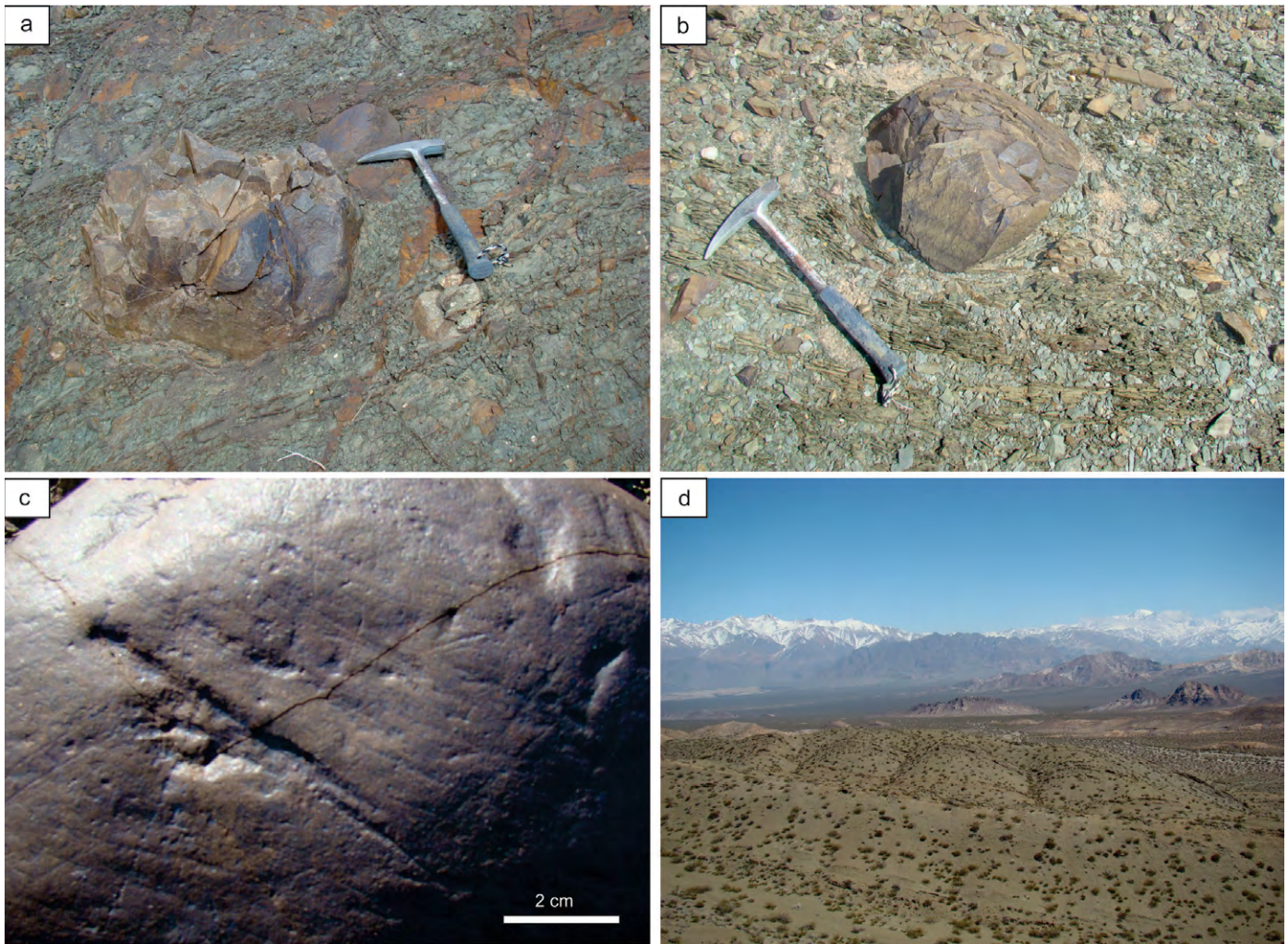


Figura 3. a-b) *Dropstones* del intervalo inferior de la Formación Agua del Jagüel; c) Detalle de *dropstone* mostrando estriaciones producto de abrasión glaciar; d) Vista regional de los depósitos de fangolitas y areniscas del intervalo superior de la unidad.

entre las diamictitas de la secuencia inferior, e incluye principalmente a braquiópodos y gastrópodos pertenecientes a la denominada asociación de *Rhipidomella-Micraphelia* (Martínez et al. 2001, Cisterna 2010, Taboada 2014), y hacia el tramo más cuspidal de la sección, braquiópodos chonétidos, el nautiloideo *Sueroceras* sp., y excavaciones en “forma de U” concrecionadas referidas al icnogénero *Tisoa*.

El segundo intervalo se encuentra en los niveles superiores de la sección media (*sensu* Taboada 2014) y ha proporcionado abundantes invertebrados estudiados por González (1982, 1985), los que fueron tradicionalmente asignados a la Biozona de *Costatumulus amosi* (Taboada 1998, 2010, Martínez et al. 2001, Cisterna 2010). Más recientemente, Taboada (2014) reubicó a estos braquiópodos dentro de la zona de *Tivertonia-Streptorhynchus*.

En lo que respecta a la secuencia superior, Taboada (2014) señaló la existencia de dos niveles fosilíferos principales, denominados AJ-ms/Cp (el inferior) y AJ-ms/SS (el superior). En

ellos destacó la presencia de *Calytrixia piersoni* para el nivel inferior y *Septosyringothyris* (*Precosyringothyris jaguelensis* junto a *Streptorhynchus inaequiornatus* para el superior.

La presencia de restos de invertebrados pertenecientes a la biozona de *Tivertonia-Streptorhynchus* sugiere una edad moscoviana para el intervalo estudiado en este trabajo (secuencia media) y la secuencia superior (Taboada 2014).

METODOLOGÍA

Con el fin de estudiar los aspectos sedimentológicos y evolución paleoambiental de los depósitos del intervalo medio de la Formación Agua del Jagüel, se levantó una sección estratigráfica en la que se realizó un análisis detallado de facies. Cada facies fue caracterizada a partir de su contenido de litofacies, geometría externa, y su arreglo interno, incluyendo organización y geometría de las capas, como así también la

naturaleza de sus contactos. El análisis de litofacies se efectuó siguiendo el criterio de Miall (1977, 1996) en el que la letra mayúscula indica la litología y el subíndice se refiere a la estructura sedimentaria dominante y/u otro atributo de relevancia (ver Cuadro 1). Las características icnológicas fueron descritas en el afloramiento, incluyendo distribución, intensidad de bioturbación en el plano de estratificación (“BPBI” según Miller y Smail 1997), y en sección (BI según Taylor y Goldring 1993) y clasificación taxonómica de las trazas fósiles.

FORMACIÓN AGUA DEL JAGÜEL, INTERVALO MEDIO: ANÁLISIS DE FACIES

Cinco facies sedimentarias fueron identificadas en la sección medida (Cuadro 2): (1) conglomerados y areniscas conglomerádicas; (2) fangolitas intercaladas con areniscas muy finas; (3) areniscas muy finas a finas; (4) areniscas gruesas a medianas, y (5) areniscas muy gruesas. Las descripciones e interpretaciones de las litofacies y facies sedimentarias reconocidas son presentadas más abajo, y en las tablas 1 y 2. Un perfil sedimentológico detallado es presentado en la figura 4.

Facies 1: Conglomerados y areniscas conglomerádicas

Descripción: Esta facies conforma el tramo basal del intervalo medido, dispuesta sobre una superficie erosiva irregular, labrada sobre los depósitos de areniscas y pelitas postglaciales del tramo inferior de la Formación Agua del Jagüel (Figs. 2 y 4). La potencia máxima observada es de aproximadamente 8 m, aunque el espesor varía de acuerdo al paleorrelieve preexistente, disminuyendo a unos pocos decímetros en algunos resaltos erosivos. La facies está integrada principalmente por ortoconglomerados (Fig. 5a-b) y areniscas conglomerádicas, junto a ocurrencias locales de areniscas, de color castaño anaranjado a rosado, a veces con tonalidades grises, dispuestos según un grosero arreglo granodecreciente. Las capas individuales presentan geometría de aspecto lenticular con espesores que varían entre 10 y 40 cm, en general dispuestas amalgamadas. Complementariamente también se observan bases ligeramente cóncavas hacia arriba, con contactos erosivos. Tanto los conglomerados como las areniscas conglomerádicas se encuentran conformados por guijas y guijarros subredondeados a subangulosos de cuarzo lechoso, metamorfitas de bajo grado, y en menor medida intraclastos de areniscas y fangolitas del intervalo inferior, en general dispuestos con sus ejes mayores paralelos al plano

Tabla 1. Código de litofacies, descripciones e interpretaciones.

Código de litofacies	Litología y estructuras sedimentarias	Proceso de transporte y deposición
Gm-Gh	Conglomerados masivos- Conglomerados con estratificación horizontal	Corrientes tractivas unidireccionales. Desarrollo de barras gravosas longitudinales.
SGm-SGh	Areniscas conglomerádicas masivas-Areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal	Corrientes tractivas unidireccionales. Desarrollo de barras areno-gravosas longitudinales
SGp	Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tabular planar	Corrientes tractivas unidireccionales. Desarrollo de barras areno-gravosas transversales a laterales
Sp	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar	Corrientes tractivas unidireccionales. Migración de dunas subcúeas 2D
St	Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa	Corrientes tractivas unidireccionales. Migración de dunas subcúeas 3D
Sh	Areniscas con estratificación horizontal	Corrientes tractivas unidireccionales en condiciones de alto régimen. Generación de lecho plano
SI	Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo o ligeramente inclinada	Corrientes tractivas unidireccionales en condiciones de alto régimen, migración de lecho plano sobre pendiente levemente inclinada. Flujos combinados.
Sm	Areniscas con estructura masiva	Súbita deposición a partir de corrientes tractivas unidireccionales.
Sr	Areniscas con laminación ondulítica de corriente	Corrientes tractivas unidireccionales de bajo régimen. Migración de óndulas de corriente
Src	Areniscas con laminación ondulítica de corriente tipo ascendente	Corrientes tractivas unidireccionales de bajo régimen con elevada carga de fondo y en suspensión. Migración de óndulas de corriente con elevado ángulo de ascenso
Srw	Areniscas con laminación ondulítica de oleaje	Corrientes tractivas unidireccionales de bajo régimen. Migración de óndulas de oleaje
Sr(fc)	Areniscas con ondulitas de flujos combinados	Migración de óndulas de flujos combinados
Sd	Areniscas con laminación convoluta	Rápida deposición
HCS	Arenisca con estratificación entrecruzada tipo hummocky	Flujos combinados. Migración y agradación de domos y cubetas
Fr	Limolitas con laminación ondulítica de corriente	Corrientes tractivas unidireccionales de bajo régimen. Migración de óndulas de corriente
FI	Fangolitas con laminación paralela	Decantación de partículas en suspensión.

de estratificación. La matriz es arenosa de grano muy grueso a grueso y de igual composición que los clastos mayores, siendo en algunas capas de conglomerados relativamente abundante, asociándose con una fábrica matriz sostén. Internamente suelen tener aspecto masivo (litofacies Gm y SGm, ver Cuadro 1) presentando localmente clastos imbricados, aunque también se observan capas con desarrollo de estratificación horizontal (litofacies Gh-SGh), la cual suele ocurrir pobremente definida, y en menor medida estratificación entrecruzada planar (litofacies SGp). En algunos casos, estas últimas capas también presentan una sutil gradación normal.

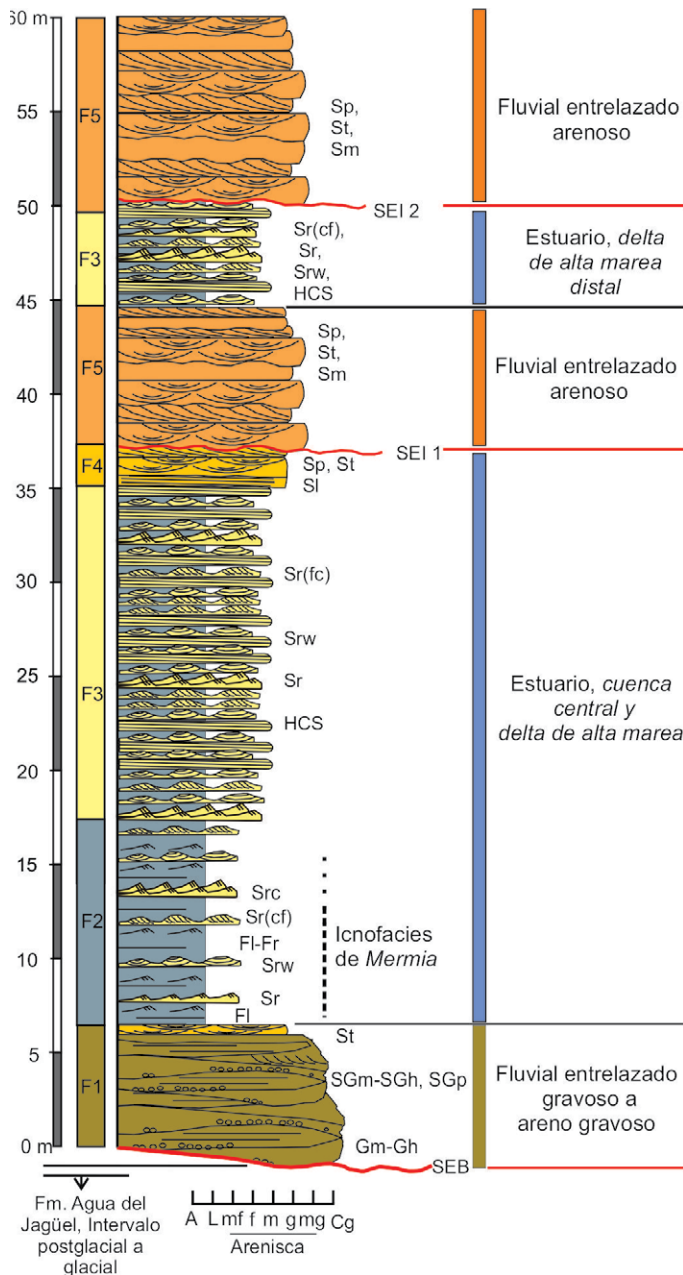


Figura 4. Perfil sedimentológico del intervalo analizado. SEB: Superficie erosiva basal; SE: Superficie erosiva.

Tabla 2. Descripción de facies e interpretaciones. Abundancia relativa de litofacies para cada facies desde alta [+ + + + +] a baja [+].

Facies	Litofacies que la componen y abundancia relativa	Interpretación paleoambiental
1: Conglomerados y areniscas conglomerádicas	Gm + + + +	Sistema fluvial entrelazado gravoso a gravo-arenoso
	Gh + + + +	
	SGm + + +	
	SGh + +	
	SGp +	
	Sp +	
2: Fangolitas intercaladas con areniscas muy finas	St +	Cuenca central o bahía de un estuario. Estuario dominado por el oleaje
	Fl + + + + +	
	Fr + +	
	Sr +	
	Src +	
	Sr (fc) +	
3: Areniscas medianas a finas	Sr +	Delta de alta marea distal. Estuario dominado por el oleaje
	Sr (fc) +	
	Sr + + +	
	Sr + + + +	
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	
4: Areniscas gruesas a medianas	Sr + + + + +	Delta de alta marea proximal. Estuario dominado por el oleaje
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	
5: Areniscas muy gruesas	Sr + + + + +	Sistema fluvial entrelazado arenoso
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	
	Sr + + + + +	

Finalmente, las areniscas son de grano grueso a muy grueso, a veces medianas, presentando estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (litofacies Sp y St respectivamente) en sets que en general no superan los 30 cm de espesor. No se observaron restos fósiles.

Interpretación: En función de sus atributos, los conglomerados y areniscas conglomerádicas de la facies reflejan sedimentación a partir de corrientes tractivas unidireccionales canalizadas de alta velocidad y descarga, en la que la carga de fondo era depositada principalmente como barras gravosas a areno-gravosas longitudinales (litofacies Gm-Gh y SGm-SGh respectivamente), y localmente barras areno-gravosas trans-

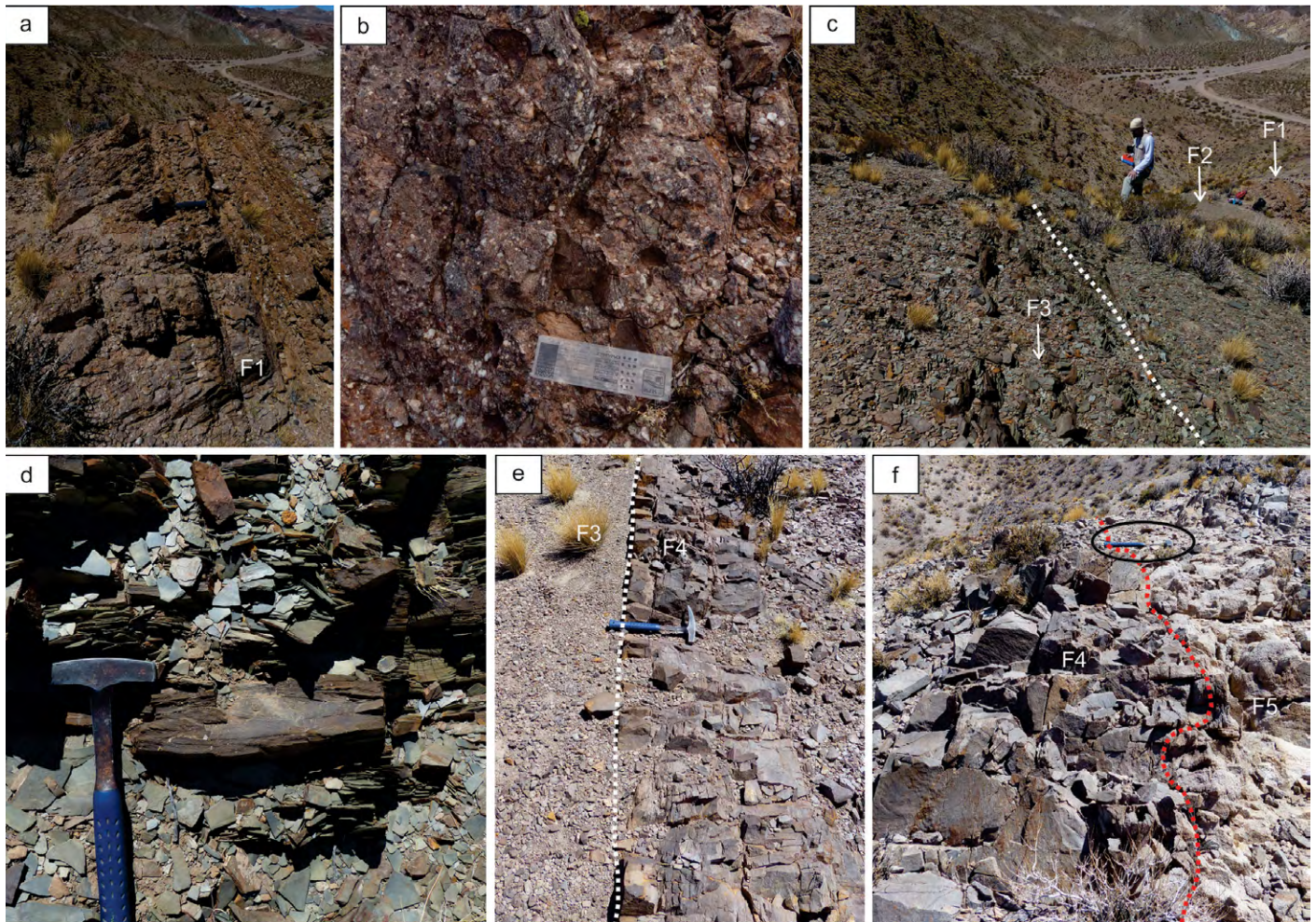


Figura 5. Aspecto general de las facies analizadas. a) Conglomerado de la facies 1; b) Detalle del conglomerado de la facies 1. Nótese la presencia de clastos de cuarzo, y localmente (donde se encuentra la escala) de un intraclasto de arenisca; c) Pasaje entre las fangolitas y areniscas muy finas de la facies 2 y las areniscas finas de la facies 2; d) Detalle de la facies 2 mostrando fangolitas laminadas y ondulitas de flujos combinados (centro de la foto); e) Contacto entre la facies 3 y la facies 4. Obsérvese el contacto neto; f) Detalle del contacto entre la facies 5 y la facies 4 (piqueta como escala en un círculo de color negro). Nótese el aspecto marcadamente erosivo del contacto basal de la facies 5.

versales a laterales de bajo porte (litofacies SGp). Por su parte las areniscas representan depositación en condiciones de bajo régimen de flujo y menor descarga relativa, en las que los canales eran localmente rellenos por dunas subácuas de crestas rectas y sinuosas (litofacies Sp y St). La presencia de capas lenticulares, generalmente amalgamadas, con desarrollo local de bases erosivas es consistente con depositación en canales dominados por procesos de avulsión (Friend et al. 1979, Miall 1996).

Esta facies es interpretada como depositada en un sistema fluvial multicanalizado del tipo entrelazado gravoso a gravo-arenoso de baja profundidad relativa.

Facies 2: Fangolitas intercaladas con areniscas muy finas

Descripción: La facies presenta una marcada geometría tabular alcanzando unos 12 m de potencia, y se apoya medi-

ante un contacto basal neto y no erosivo sobre los conglomerados y areniscas conglomerádicas de la facies 1 (Fig. 4). Está conformada principalmente por fangolitas, incluyendo limo-arcilitas y limolitas de color gris oscuro a gris verdoso, y en menor medida intercalaciones de areniscas muy finas limosas a ocasionalmente finas a muy finas (Fig. 5c). La relación psamita-pelita varía entre 1/5 a 1/2, y gradada hacia la facies 3 con el incremento hacia arriba de la relación psamita-pelita. Las fangolitas presentan típicamente laminación paralela (litofacies FI), aunque la laminación ondulítica de corriente también es común (litofacies Fr, ver Cuadro 1), ocurriendo en sets no mayores a 2 cm de espesor. Las areniscas ocurren en capas delgadas no mayores a 10 cm de espesor, de geometría tabular a localmente de aspecto lobular, mostrando generalmente desarrollo de bases netas y, en algunos casos, presencia de topos gradacionales. Internamente suelen presentar laminación ondulítica de corriente, laminación ondulíti-

ca ascendente (litofacies Sr y Src respectivamente), en sets que no superan los 3,0 cm de espesor, y, en algunos casos, laminación convoluta (litofacies Sd). Se observan también ondulitas simétricas a casi simétricas, y de flujos combinados (Fig. 5d, litofacies Srw y Sr(fc) respectivamente) con amplitudes de hasta 3 cm son también comunes. No se observaron cuerpos fósiles.

Iconología: Las estructuras biogénicas registradas se encuentran en el tercio inferior de la facies, decreciendo en abundancia y frecuencia hacia el tope, a medida que el intervalo se hace progresivamente más arenoso (Fig. 4). Las trazas fósiles ocurren esporádicamente en los planos de estratificación de limolitas y areniscas muy finas, localmente finas, alternando con intervalos estériles. Los índices de bioturbación en planta son bajos a moderados, variando de BPBI 1-2 a localmente 4, en tanto que en sección el índice es típicamente BI 0. La icnofauna (ver sección sinopsis icnotaxonomía más abajo) consiste principalmente de una asociación dominada por pequeñas pistas simples de pastoreo incluyendo a *Helminthopsis tenuis*, *Helmintoidichnites tenuis*, *Mermia carickensis*, *Gordia marina*, y *Cochlichnus anguineus*, de alimentación caracterizadas por *Treptichnus bifurcus*, y *T. pollardi* y, en menor medida, estructuras en rosario. En general estos icnofósiles ocurren en asociaciones mono-específicas o bien, dominadas por un determinado icnotaxón, aunque no es aparente la recurrencia de una icnoespecie en particular en el intervalo.

Interpretación: Esta facies refleja principalmente sedimentación subácuea de baja energía en la que procesos de decantación de partículas alternaban esporádicamente con la participación de flujos tractivos de baja velocidad. Las fangolitas con laminación paralela sugieren sedimentación a partir de la carga en suspensión (litofacies FI). Por su parte las fangolitas y areniscas con laminación ondulítica de corriente (litofacies Fr, Sr y Src) indican participación de flujos tractivos unidireccionales de baja velocidad que aportaban limo grueso y arena muy fina a fina al sistema, favoreciendo la generación de óndulas de corriente. La ocurrencia de estos depósitos en delgadas capas de geometría tabular a lobular, con bases netas y desarrollo de topes gradacionales, permiten inferir procesos de sedimentación episódica, posiblemente a partir de corrientes de turbidez de baja densidad (Mulder y Alexander 2001). Complementariamente, no debe ser totalmente descartada la posibilidad de que estas capas hayan sido generadas en parte a partir de flujos hiperpícnicos. La ocurrencia de laminación convoluta refleja condiciones de rápida depositación (Collinson et al. 2006). La existencia de ondulitas simétricas y de flujos combinados (litofacies Srw y Sr(fc)) indica retrabajo y/o sobreimposición del oleaje, posiblemente durante tormentas.

Los atributos y composición icnológica permiten sugerir una correspondencia con la icnofacies de *Mermia* (Buatois y Mángano 1995, 2011), la cual se relaciona con parámetros ambientales caracterizados por condiciones relativamente

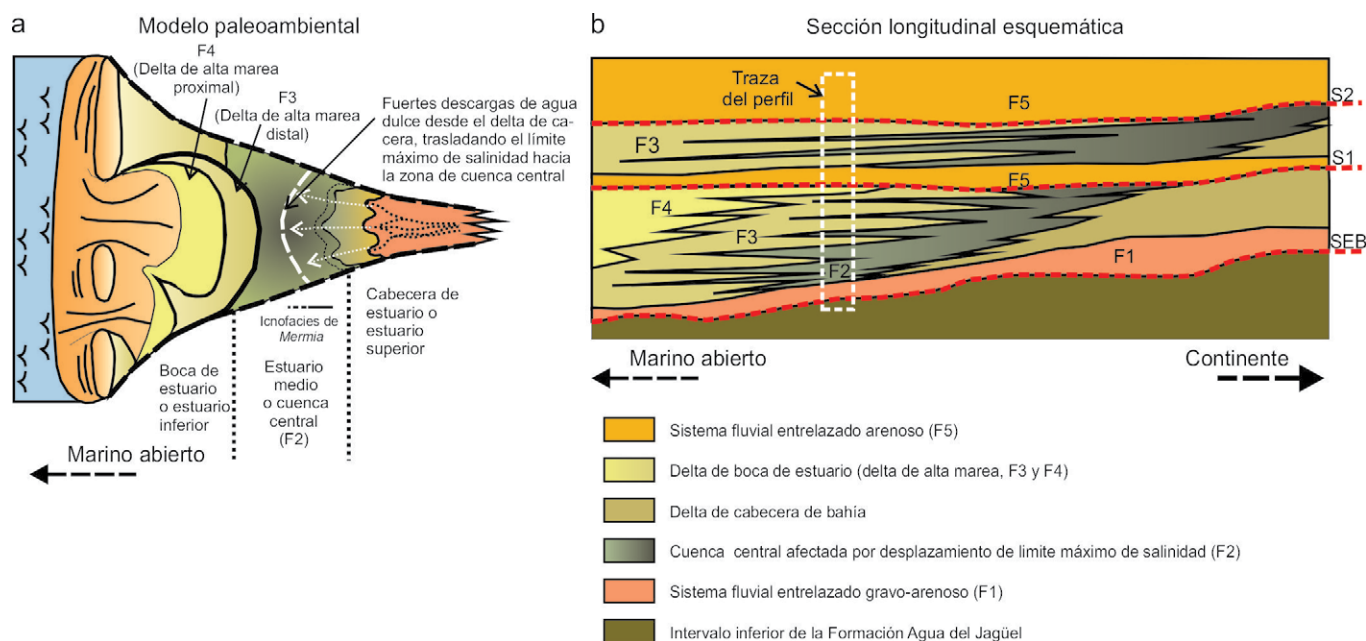


Figura 6. Interpretación paleoambiental del intervalo analizado. a) Modelo depositacional inferido (vista en planta) de estuario dominado por el oleaje, con los principales subambientes reconocidos; b) Interpretación del arreglo sedimentario de la sección analizada, utilizando una sección longitudinal. La ubicación relativa de la traza del perfil relevado en la sección longitudinal es indicada en un rectángulo con líneas punteadas.

bien oxigenadas en un contexto subácueo de agua dulce, de baja energía con disponibilidad de alimento para organismos depositóvoros en un sustrato no cohesivo. Complementariamente, la ocurrencia en asociaciones mono-específicas refleja colonización oportunista, la cual es consistente con sedimentación episódica.

En función de sus características y su presencia por debajo de la facies 3 (ver más abajo) se interpreta esta facies como depositada bajo condiciones de baja energía relativa, con influencia del oleaje, y afectado esporádicamente por sedimentación episódica y descargas de agua dulce, posiblemente en el marco de un sistema estuarino o de bahía. Alternativamente, esta facies podría corresponder a cuerpos de agua dulce desarrollados en la planicie costera.

Facies 3: Areniscas medianas a finas

Descripción: La facies 3 se apoya sobre la facies 2 mediante un pasaje transicional, y está conformada por areniscas medianas a finas de color gris a gris verdoso, de entre 5 a 10 cm de espesor que intercalan con niveles delgados de areniscas muy finas y en menor medida particiones de fangolitas, dispuestas según un arreglo grano y estrato creciente (Fig. 5c). Las capas exhiben una geometría tabular, presentando bases netas, a veces levemente erosivas con desarrollo de marcas de base incluyendo calcos de surcos y marcas de punzado, y frecuentemente topes gradacionales. Presentan diferentes estructuras sedimentarias incluyendo laminación ondulítica de corriente, como así también de oleaje y de flujos combinados (litofacies Sr, Srw, y Sr(fc) respectivamente) en sets que en general no superan los 3 cm de espesor. La laminación ondulítica ascendente (de bajo y de alto ángulo, Fig. 4) es también una estructura común en la facies. Complementariamente intercalan algunas capas con desarrollo de estratificación entrecruzada tipo *hummocky*. Solo localmente algunas capas de areniscas exhiben laminación convoluta (litofacies Sd). Por último, las fangolitas ocurren en delgadas capas (no mayores a 2 cm) y láminas, que muestran laminación paralela (litofacies FI). No se observaron fósiles.

Interpretación: La común ocurrencia de areniscas finas en capas tabulares delgadas con desarrollo de laminación ondulítica de corriente (Sr) y topes gradacionales sugiere depositación a partir de flujos tractivos unidireccionales no confinados lateralmente y que desaceleraban. Por su parte, la laminación ondulítica de corriente de tipo ascendente (litofacies Src) indica que estos flujos contaban ocasionalmente con elevada carga de fondo, posiblemente desarrollada durante periodos con mayor tasa de sedimentación. Complementariamente, procesos de oleaje y/o eventos de tormenta se habrían so-

breimpuesto favoreciendo la generación ondulitas de oleaje (Sr_w), ondulitas de flujos combinados (Sr(fc)) y estratificación entrecruzada tipo *hummocky* (litofacies HCS) respectivamente (cf. Cheel y Leckie 1993, Dumas y Arnott 2006). La laminación convoluta (Sd) se asocia a condiciones de rápida depositación y licuefacción de capas saturadas en agua poral (Collinson et al. 2006). Las fangolitas laminadas (FI) se habrían acumulado durante condiciones de baja energía producto de pausas en las corrientes. En conjunto, es factible que estas capas de arenisca representen depositación a partir de explayamientos frontales y su consecuente retrabajo por el oleaje y tormentas.

Dados sus atributos, la facies es interpretada como depositada en áreas de boca de estuario, probablemente en sectores relativamente distales de deltas de alta marea, influenciado por el oleaje y esporádicamente afectado por tormentas (Fig. 6).

Facies 4: Areniscas gruesas a medianas

Descripción: Esta facies tiene una potencia de entre 1.5 y 2.5 m y apoya mediante un contacto neto que solo por sectores es levemente erosivo sobre la facies 3 (Fig. 5d). Se encuentra conformada por areniscas de grano grueso a medio de color gris claro dispuestas en capas tabulares a lentiformes de unos 15 a 40 cm de espesor. Las bases y topes de los bancos suelen ser netos mientras que internamente desarrollan estratificación entrecruzada de bajo ángulo (litofacies SI), y en algunos casos estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (litofacies Sp y St respectivamente), en general pobremente definidas. En muchos casos las capas también muestran un aspecto masivo. No se observaron restos fósiles.

Interpretación: Esta facies registra sedimentación a partir de corrientes tractivas unidireccionales no encauzadas de moderada energía, en condiciones de alto régimen de flujo con generación de lecho plano (SI) y su alternancia y/o pasaje a bajo régimen con migración de dunas subácueas 2D y 3D (litofacies Sp y St respectivamente). Complementariamente, no debe descartarse que la estratificación entrecruzada de bajo ángulo resulte del retrabajo de los depósitos arenosos durante episodios de tormenta (Cheel y Leckie 1993, Yang et al. 2007, Plint 2010). En adición es factible que en parte el aspecto masivo de algunas capas corresponda a procesos de rápida pérdida de competencia y súbita sedimentación.

A partir de sus características, y ubicación por encima de la facies 3, se interpreta a estas rocas como depositadas en áreas de boca de estuario, posiblemente en sectores relativamente proximales de un delta de alta marea (Fig. 6).

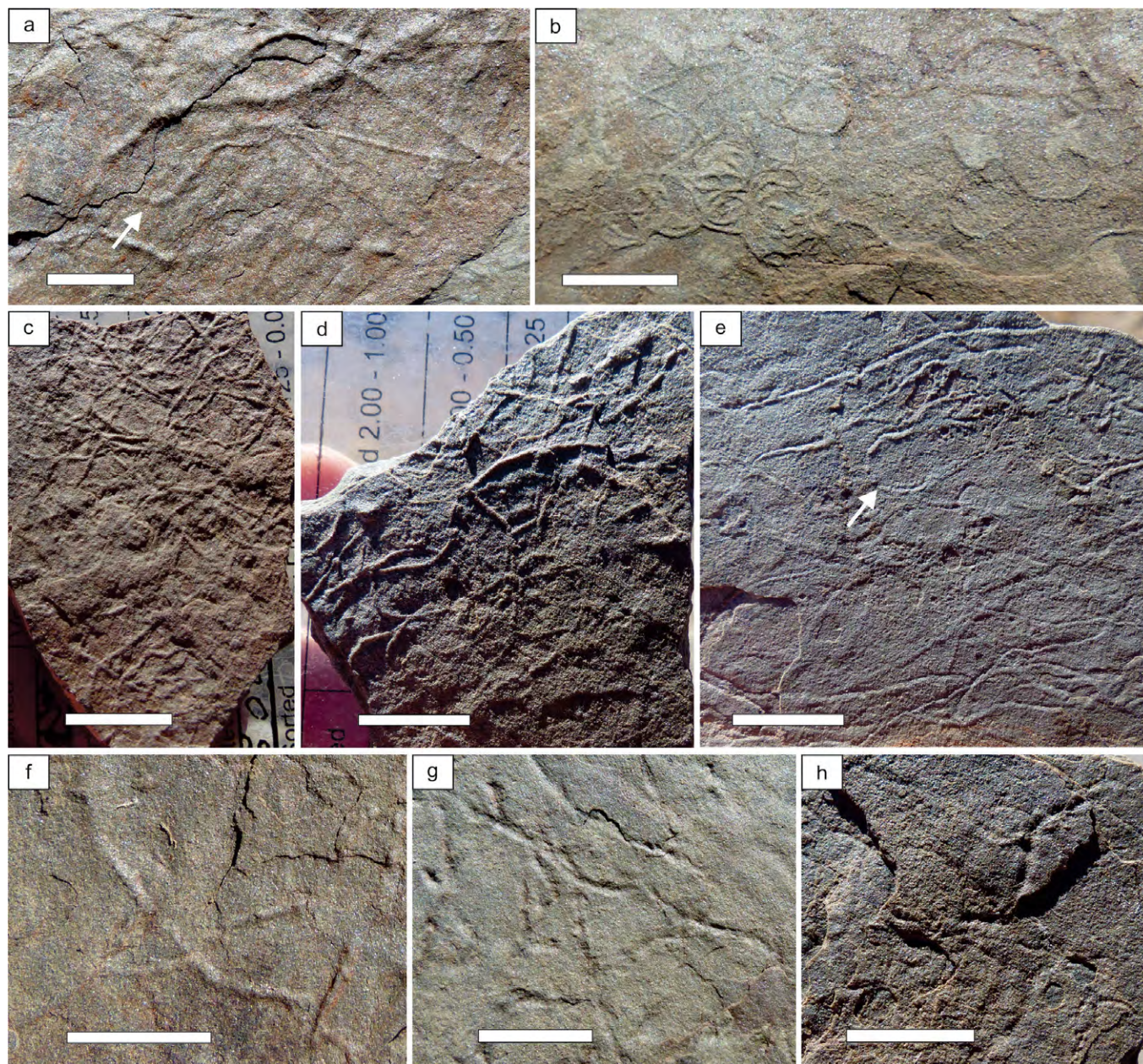


Figura 7. Trazas fósiles reconocidas: a) *Cochlichnus anguineus* (flecha blanca, hiporrelieve positivo); b) *Gordia marina* (hiporrelieve positivo); c) *Helminthoidichnites tenuis* (hiporrelieve positivo), con alto grado de superposición de las pistas; d) *Helminthopsis tenuis* (hiporrelieve positivo); e) *Mermia carickensis* (flecha blanca, epirrelieve negativo); f) ?*Treptichnus bifurcus* (hiporrelieve positivo); g) ?*Treptichnus pollardi* (epirrelieve negativo); h) Trazas en rosario preservada en epirrelieve negativo. La escala gráfica es de 1 cm en todas las fotos.

Facies 5: Areniscas muy gruesas

Descripción: Esta facies domina principalmente el tramo superior del intervalo, aunque localmente intercala con las facies 4 y 3 (Figs. 4 y 5f). Su contacto basal es neto, marcado por una superficie erosiva (Fig. 5f), y su geometría es de aspecto tabular a lentiforme a escala de afloramiento, con una potencia que varía entre 2 y 10 m. Está conformada por areniscas muy gruesas a gruesas, de color blanco a gris muy claro, que comúnmente incluyen hacia las bases clastos subangulosos a subredondeados de cuarzo lechoso tamaño

guija a localmente guijarro. Los estratos son lenticulares de hasta 70 cm de potencia, dispuestos amalgamados. Las bases de las capas suelen ser erosivas de moderado relieve. Internamente presentan estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar (litofacies St y Sp respectivamente) en sets de hasta aproximadamente 40 cm de espesor. Localmente también se observan capas con un aspecto masivo. No se encontraron fósiles.

Interpretación: Las características descriptas permiten inferir depositación a partir de flujos tractivos unidireccionales

canalizados de alta velocidad y moderada profundidad, en los que la carga de fondo era depositada como dunas subacuáticas, como así también barras arenosas transversales a laterales (litofacies Sp y St). El desarrollo de capas lenticulares, con presencia de bases erosivas, junto a la ausencia de superficies de migración lateral y depósitos de grano fino permiten suponer el desarrollo de un sistema multicanalizado con frecuentes eventos de avulsión, sin preservación de depósitos de planicie. Esta facies es interpretada como depositada en un sistema fluvial del tipo entrelazado arenoso (cf. Miall 1996).

ASOCIACIÓN DE FACIES E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

Las facies analizadas del intervalo medio de la Formación Agua del Jagüel pueden ser agrupadas en tres asociaciones de facies principales que dan cuenta de los principales sistemas depositacionales involucrados y su evolución (Fig. 6a-b), como así también de su posible marco estratigráfico secuencial. El reconocimiento de los cortejos depositacionales y sus límites está basado según los modelos de Dalrymple et al. (1992) y Boyd et al. (2006).

La primera asociación de facies está caracterizada por los conglomerados y areniscas conglomerádicas de la facies 1. La superficie erosiva basal (SEB, Fig. 3) que separa a estos depósitos de los niveles postglaciales infrayacentes (parte inferior de la Formación Agua del Jagüel) se interpreta como generada por erosión fluvial durante un descenso relativo en el nivel de base y representa un límite de secuencia (cf. Boyd et al. 2006, Catuneanu et al. 2009). En este marco la asociación de facies registra el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado gravoso a gravo-arenoso que rellenó parte del valle fluvial inciso, conformando el cortejo depositacional de nivel de mar bajo (lowstand systems tract, Dalrymple et al. 1992, Boyd et al. 2006).

La asociación de facies 2 se encuentra conformada por las facies 2, 3 y 4. La presencia de depósitos finos de la facies 2 cubriendo abruptamente a los conglomerados y areniscas conglomerádicas de la asociación de facies 1 representa una profundización en el valle fluvial, y por lo tanto marca una superficie de inundación como consecuencia de una fase transgresiva (*transgressive systems tract*). En este contexto, la facies 2 caracteriza sedimentación en la cuenca central o bahía de un estuario, en tanto que el pasaje a las facies 3 y 4 denota la continuidad del episodio transgresivo, reflejado por la retrogradación de la boca del estuario hacia la cuenca

central durante la inundación (cf. Reinson 1992, Dalrymple et al. 1992, Boyd 2010). El arreglo interno de las facies y su disposición en la sección analizada junto con la integración de los atributos icnológicos reconocidos en ellas, permiten interpretar para la asociación de facies 2 sedimentación en un contexto transicional, caracterizado por el desarrollo de un sistema estuarino dominado por el oleaje (MacEachern y Pemberton 1994, Yang et al. 2007, MacEachern et al. 2010, Buatois y Mángano 2011, Gingras et al. 2012) (Fig. 6a).

La tercera asociación de facies está tipificada por la facies 5, la que dada su ocurrencia por encima de superficies erosivas (Figs. 4 y 6b, "SE1" y "SE2"), registra un descenso relativo del nivel de base seguido del desarrollo de sedimentación fluvial. En su primera aparición en la sección analizada, la misma es cubierta por la asociación de facies 2, particularmente por la facies 3 (Figs. 4 y 6b), lo que marca un nuevo evento transgresivo en el intervalo y reinstauración de sedimentación estuarina en sectores distales del delta de alta marea. Esta situación podría reflejar el desarrollo de un relleno compuesto para el sistema estuarino (Zaitlin et al. 1994, Boyd et al. 2006). En su segunda y última ocurrencia, por encima de una superficie marcadamente erosiva y asociada a una omisión de facies, la asociación de facies 3 representa un cambio en el estilo sedimentario para el resto del intervalo analizado, denotado por un pasaje a condiciones continentales dominadas por sedimentación en un sistema fluvial multicanalizado del tipo entrelazado arenoso (Fig. 6b).

SINOPSIS ICNOTAXONÓMICA

El material icnológico fue estudiado y fotografiado en el campo. El mismo proviene de las intercalaciones de fangolitas y areniscas muy finas a finas de la facies 2. A continuación se brinda una sinopsis icnotaxonómica de los principales icnofósiles reconocidos.

***Cochlichnus anguineus* Hitchcock 1858 (Fig. 7a)**

Pistas horizontales sinusoidales regulares, carentes de ramificación y de pared. Están preservadas como hiporrelieve positivo o epirrelieve negativo. El diámetro varía de 0.5 a 1.5 mm, en tanto que la longitud de onda varía entre 1.2 y 1.5 cm. La amplitud es de 3.0 a 4.5 mm y su longitud alcanza en algunos casos alrededor de 4 cm. Los ejemplares reconocidos suelen estar pobremente preservados.

Observaciones: *Cochlichnus anguineus* comprende pistas de trazado sinusoidal, carentes de anulaciones o marcas late-

rales (Rindsberg 1994, Pickerill y Narbonne 1995). Se distingue de *Helminthopsis* por el patrón irregular y la tendencia a desarrollar meandros que presenta este último. Esta interpretada como una traza de pastoreo (Pascichnion) de larvas de insectos o de locomoción (Repichnion) de nemátodos (Buatois et al. 1997).

Gordia marina Emmons 1844 (Fig. 7b)

Pistas simples horizontales, con desarrollo marcadamente sinuoso sin bifurcación, que comúnmente muestran entrecruzamiento producto de auto-superposición, preservadas como epirrelieve negativo o hiporrelieve positivo. Su ancho es de 0.3 a 1.0 mm, en tanto que su longitud puede alcanzar un par de decenas de milímetros.

Observaciones: *Gordia* difiere de *Helminthopsis* por la ausencia de entrecruzamiento en este último (Buatois y Mángano 1993a). *Mermia* por su parte muestra un aspecto similar pero con un patrón de curvas más pronunciado y tendencia a formar "looping" (Walker 1985). Estas trazas son interpretadas como pistas de pastoreo (Pascichnia) de larvas de insectos o nematomorfos (Buatois et al. 1998).

Helminthoidichnites tenuis Fitch 1850 (Fig. 7c)

Pistas horizontales simples sin bifurcación, de trayectoria recta a curva que comúnmente muestran superposición de individuos. Preservadas como epirrelieve negativo o hiporrelieve positivo. El ancho es de 1.0 a 1.5 mm en tanto que la longitud alcanza varias decenas de milímetros.

Observaciones: *Helminthoidichnites* se distingue de *Helminthopsis* por la ausencia de un patrón meandriforme y de *Gordia* por la falta de auto-superposición (Buatois et al. 1998). Se interpreta como pistas de pastoreo (Pascichnia) de larvas de insectos o nematomorfos (Buatois et al. 1997).

Helminthopsis tenuis Książkiewicz 1968 (Fig. 7d)

Pistas horizontales simples sin bifurcación de trayectoria curva que muestran tendencia a desarrollar meandros irregulares. Comúnmente los individuos se encuentran superpuestos. Este icnotaxón está preservado como epirrelieve negativo o hiporrelieve positivo. El diámetro es comúnmente de entre 1.0 y 1.5 mm y su largo alcanza varias decenas de milímetros.

Observaciones: *Helminthopsis* se distingue de *Gordia* por su tendencia al patrón meandriforme de la pista, como así también por la ausencia de entrecruzamientos en un mismo individuo (Pickerill et al. 1987). *Helminthoidichnites* es similar aunque carece del desarrollo de meandros (Hofmann y Patel 1989, Buatois et al. 1997). Son interpretadas como pistas de

pastoreo (Pascichnia) de larvas de insectos o nematomorfos (Mángano et al. 1996, Buatois et al. 1997, 1998).

Mermia carickensis Smith 1909 (Fig. 7e)

Pistas horizontales simples sin bifurcación con desarrollo en su trayectoria de "loopings" que generan múltiples entrecruzamientos. Preservadas como epirrelieve negativo o hiporrelieve positivo. Su diámetro varía desde 0.5 a 1.0 mm y su longitud no suele superar un par de decenas de milímetros.

Observaciones: *Mermia* se asemeja a *Gordia* pero se distingue de esta última por su marcada tendencia a desarrollar curvas cerradas o "looping intenso", aunque intergradaciones entre los icnogéneros fueron observadas (Walker 1985, Buatois y Mángano 1993a). Uchman et al. (2009) han considerado a *Mermia* como un sinónimo posterior de *Gordia*. Sin embargo, el mayor grado de entrecruzamiento y el patrón de "looping" de *Mermia* indica un comportamiento menos especializado, por lo que debe mantenerse como un icnogénero distintivo (Hofmann et al. 2012). Una sola icnoespecie es conocida, *Mermia carickensis*. Esta traza es interpretada como pistas de pastoreo (Pascichnia) de larvas de insectos o nematomorfos (Walker 1985, Buatois y Mángano 1993a).

?Treptichnus bifurcus Miller 1889 (Fig. 7f)

Sistemas de excavaciones paralelos al plano de estratificación, dispuestos en segmentos rectos con dimensiones regulares que se unen y desarrollan en planta un patrón en zigzag aparentemente regular. En algunos casos, en los puntos de unión de los segmentos se observan pequeñas proyecciones, que en general están pobremente definidas. Están preservados en hiporrelieve positivo o epirrelieve negativo. El número de segmentos en cada sistema es general menor a 3. El diámetro máximo encontrado es de 2.5 mm.

Observaciones: *?Treptichnus bifurcus* se diferencia *?T. pollardi* por la presencia de pequeñas proyecciones en los segmentos y mayor regularidad en el patrón zigzag que exhibe (Buatois y Mángano 1993b). De todas formas, la preservación parcial de estas trazas fósiles no permite efectuar una asignación definitiva. *Treptichnus* es interpretado como una estructura de alimentación (Fodinichnia) de organismos vermiformes o larvas de insectos (Häntzschel 1975, Buatois y Mángano 1993b, Buatois et al. 1998, Uchman 2005).

?Treptichnus pollardi Buatois y Mángano 1993 (Fig. 7g)

Excavaciones horizontales de aspecto tubular cuyo diseño en planta muestra segmentos curvados a moderadamente rectos de diferentes dimensiones que se tocan en un punto, a

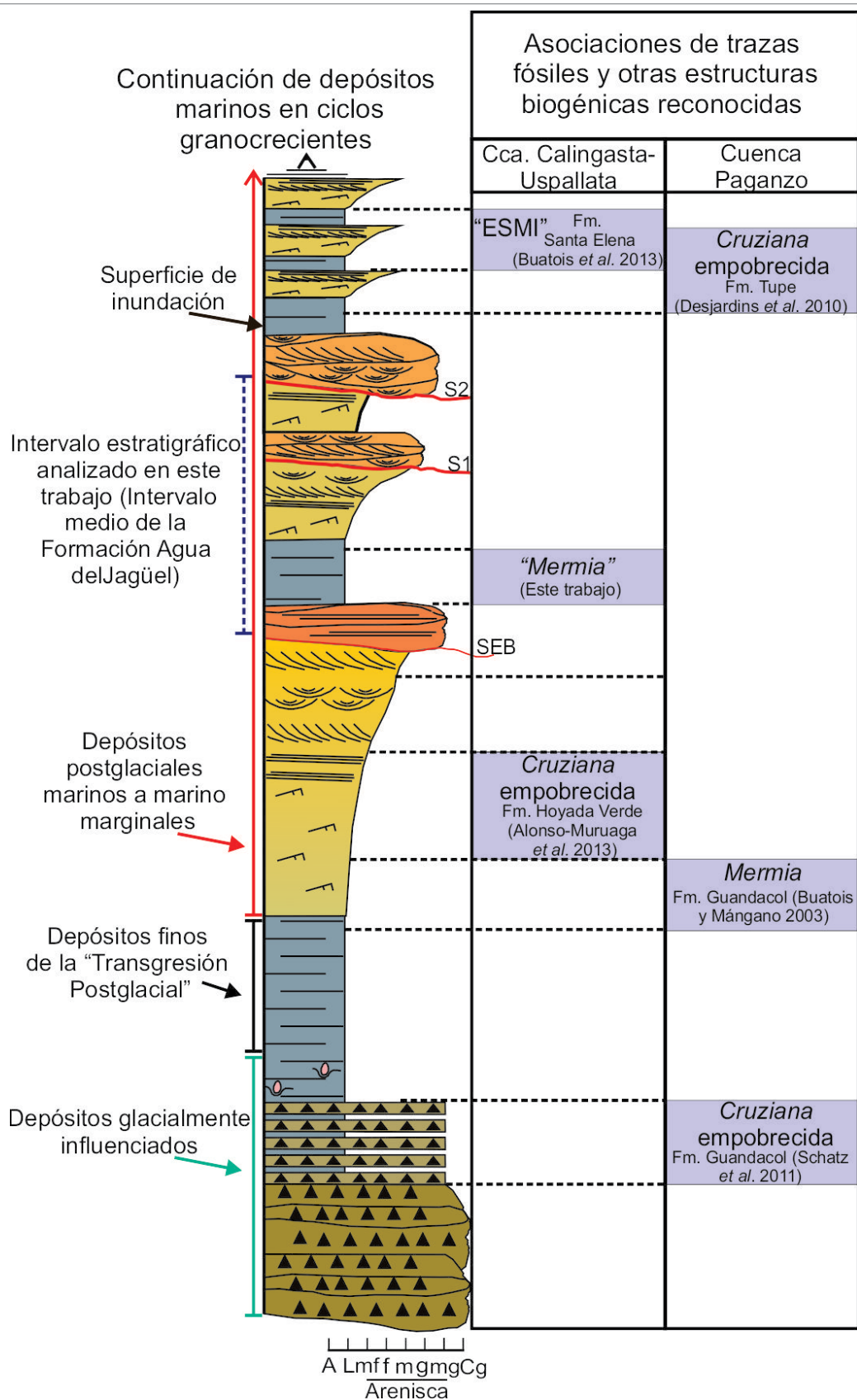


Figura 8. Esquema comparativo que incluye una sección sedimentológica integrada tomando como referencia la Formación Agua del Jagüel y las principales asociaciones de trazas fósiles junto a otras estructuras biogénicas reconocidas en secuencias marinas a marinas marginales equivalentes para el área de Precordillera (cf. Buatois y Mángano 2003, Desjardins et al. 2010, Schatz et al. 2011, Alonso-Muruaga et al. 2013, Buatois et al. 2013). ESMI: estructuras sedimentarias microbially inducidas.

partir del cual se proyecta un nuevo segmento. En los puntos de unión de los segmentos se observan pequeñas depresiones, aunque en muchos casos están pobremente definidas. Estas depresiones son consideradas salidas de tubos verticales. Cada individuo suele estar compuesto por dos segmentos. Preservada como epirrelieve negativo o hiporrelieve positivo. El diámetro máximo no excede los 2 mm.

Observaciones: *Treptichnus pollardi* se diferencia de *T. bifurcus* por un patrón más irregular en la disposición y dimensiones de los segmentos, desarrollo de curvatura en los mismos, y ausencia de proyecciones en sus terminaciones (Buatois y Mángano 1993b). La preservación parcial impide una asignación precisa. Es interpretada como una traza de alimentación (Fodinichnia) producida posiblemente a partir de la actividad de organismos vermiformes o larvas de insectos (Buatois y Mángano 1993b, Buatois et al. 1998).

Trazas en rosario (Fig. 7h)

Descripción: Serie de crestas ovoidales, casi continuas organizadas en un patrón de rosario, recto a curvado, preservadas en epirrelieve negativo. Las crestas individuales muestran en general dimensiones similares de ancho y de largo, que varían aproximadamente entre 1.5 y 2.0 mm.

Observaciones: La interpretación de este tipo de forma es problemática. Buatois y Mángano (1993a) describieron trazas en rosario en la Formación Agua Colorada, en el área de Cautera La Laja, indicando un origen asociado a locomoción (Repichnion) de artrópodos. Sin embargo, estos últimos autores también mencionan que el patrón uniserial es poco común en trazas de locomoción de artrópodos. Otro origen posible estaría asociado a una traza de locomoción de bivalvos en función de su similitud con otras estructuras en rosario (e.g. Uchman et al. 2011), aunque más material icnológico es necesario para confirmar esta hipótesis.

DISCUSIÓN

Modelo depositacional e implicancias del contenido icnológico

El análisis sedimentológico y su integración con los datos icnológicos permitieron interpretar en el intervalo estudiado un contexto depositacional de estuario dominado por el oleaje, su pasaje a sedimentación fluvial (Fig. 6a-b), como así también su posible marco estratigráfico secuencial.

En particular, los sistemas estuarinos dominados por el oleaje suelen estar caracterizados por una clara división tripartita consistente en una zona interior arenosa, con desarro-

llo de deltas de cabecera de bahía, un sector medio de bahía fangosa o central, y una zona arenosa exterior o boca de estuario (Dalrymple et al. 1992, Reinson 1992, Boyd et al. 2006, Yang et al. 2007, Boyd 2010, Gingras et al. 2012, Simms et al. 2018). De esta forma, el relleno sedimentario de un valle estuarino incluye facies influenciadas por procesos fluviales, de oleaje y de mareas. El reconocimiento de este tipo de depósitos en el registro sedimentario está asociado a la identificación de facies que den cuenta de los mencionados procesos y que las mismas estén ligadas a criterios estratigráficos incluyendo la identificación de un valle inciso representado por una discordancia erosiva y una superficie que registre transgresión producto de inundación en dicho valle (Dalrymple et al. 1992, Gingras et al. 2012, MacEachern et al. 2012). Como se mostrara en secciones anteriores, las rocas aquí analizadas presentan algunos de los caracteres principales, incluyendo el contacto erosivo basal, el cual es cubierto por depósitos fluviales (facies 1), y depósitos finos de la facies 2 apoyando sobre la facies 1, registrando una superficie transgresiva. A lo dicho se suma la presencia de areniscas medianas y gruesas de la facies 4, interpretadas como deltas de boca de estuario, que estarían señalando la presencia de una barrera costera que separaba al estuario del mar abierto, característica esta típica de los estuarios dominados por oleaje (Dalrymple et al. 1992). Complementariamente, la integración con información paleontológica (ver Lech 2002, Taboada 2014) refuerza una conexión marina para estos depósitos.

En sistemas estuarinos, la icnofauna se desarrolla bajo condiciones de estrés, en particular producto de importantes variaciones en la salinidad debido a las diluciones producidas por las descargas de agua dulce desde el delta de cabecera de bahía (Pemberton y Wightman 1992, MacEachern y Pemberton 1994, Boyd 2010, Gingras et al. 2012; Simms et al. 2018). Los atributos icnológicos aquí reconocidos tipificados por bajos índices de bioturbación en planta y nulos en sección, asociados a esporádica participación de una icnofauna de moderada diversidad y baja icnodisparidad representadas por pequeñas trazas simples de pastoreo y alimentación, sugieren inestabilidad de los parámetros ambientales al momento de la sedimentación, y por lo tanto condiciones de estrés del medio. En este sentido, el reconocimiento de la icnofacies de *Mermia* (Buatois y Mángano 1995, 2011) en los depósitos de baja energía de la cuenca central (facies 2) es de gran importancia dado que indica fuertes diluciones de la salinidad en el sistema, el cual habría alcanzado, aunque intermitentemente, condiciones dulceacuícolas. En este marco, es factible que periodos de máxima descarga fluvial hayan posibilitado la migración de la cuña de agua salobre y por ende la

migración del límite máximo de salinidad hacia la zona media del ambiente estuarino (cuenca central o bahía, ver Fig. 6a), relegando las condiciones relativamente salobres hacia los sectores externos del estuario. Esta interpretación es coherente con la ausencia de indicadores icnológicos inequívocos de condiciones marinas (e.g. *Teichichnus*, *Psammichnites*) en los depósitos estudiados. En particular, estudios realizados en diversas áreas del Gondwana han indicado que los sistemas de fiordo asociados a la transgresión postglacial experimentaron condiciones de agua dulce durante los momentos de gran descarga asociados al derretimiento de las calotas (Buatois et al. 2006, 2010).

Sedimentación en paleoambientes marinos a marinos marginales, con condiciones de salinidad relativamente reducida durante tiempos postglaciales, han sido sugeridos en diferentes unidades de la Cuenca de Calingasta-Uspallata (Alonso-Muruaga et al. 2013, 2015; Buatois et al. 2013). Esta situación puede ser comparada con condiciones de menor salinidad (hasta agua dulce) en el interior de la Cuenca Paganzo, y con condiciones de mayor salinidad hacia las etapas finales de la transgresión postglacial en la Formación Hoyada Verde. Con este propósito en la figura 8 se presenta un esquema que incluye una sección sedimentológica integrada tomando como referencia la Formación Agua del Jagüel, y las principales ocurrencias de estructuras biogénicas en secuencias marinas a marinas marginales equivalentes para el área de Precordillera (cf. Buatois y Mángano 2003, Desjardins et al. 2010, Shtatz et al. 2011, Alonso-Muruaga et al. 2013, Buatois et al. 2013).

Depósitos de sistemas transicionales postglaciales, relativamente contemporáneos a los aquí estudiados, fueron analizados en la Formación Santa Elena (Cuenca de Calingasta-Uspallata) por Buatois et al. (2013) y en la Formación Tupe (Cuenca Paganzo) por Desjardins et al. (2010). En el primer caso (Fig. 8), las facies arenosas marinas dominadas por el oleaje correspondientes al intervalo medio del miembro El Jarillal (Formación Santa Elena) están caracterizadas por la conspicua presencia de estructuras sedimentarias microbially inducidas (ESMI o "MISS" en inglés). La ocurrencia de estas estructuras se asocia a una importante reducción de la salinidad del medio durante tiempos postglaciales, que limitaba y/o suprimía la colonización y retrabajo del sustrato por parte de la icnofauna marina, y consecuentemente posibilitaba el desarrollo y preservación de los tapetes microbiales. Este caso pone de relieve el marco de un mar perigondwánico postglacial afectado por fuertes descargas de agua dulce procedentes del deshielo durante la fase final de desglaciación de la Edad de Hielo de Gondwana (Buatois et al. 2013).

El segundo caso (Fig. 8) corresponde a depósitos de bahía distal de la Formación Tupe, los cuales están caracterizados por asociaciones de trazas de fósiles atribuibles a la icnofacies de *Cruziana* empobrecida (Desjardins et al. 2010), que registra el desarrollo de condiciones salobres. Aunque en otro contexto depositacional y sin influencia directa de descargas de agua de deshielo al sistema, las condiciones salobres resultarían de un gradiente de salinidad producto de la distancia relativa entre el ambiente depositacional y las masas de hielo en proceso de progresivo derretimiento (Desjardins et al. 2010).

Teniendo en cuenta los ejemplos analizados, la ocurrencia de la icnofacies de *Mermia* en el intervalo medio de la Formación Agua del Jagüel representa una nueva evidencia de que los sistemas depositacionales marinos a marinos marginales postglaciales, desarrollados en estas cuencas perigondwánicas, eran afectados por fuertes descargas de agua dulce en tiempos postglaciales del Paleozoico tardío. Por último, la situación aquí analizada refuerza la hipótesis de que las icnofaunas gondwánicas eran influenciadas no solo por los parámetros ambientales locales operando a la escala de subambientes, sino también por factores regionales, asociados al marco perigondwánico postglacial del Paleozoico tardío.

CONCLUSIONES

La información brindada en este trabajo permite extraer las siguientes conclusiones:

1. El intervalo medio de la Formación Agua del Jagüel corresponde a un sistema estuarino desarrollado como consecuencia de la inundación postglacial que inundó gran parte de las cuencas del oeste argentino.
2. Dentro del esquema arriba señalado, se reconocen tres asociaciones de facies que sintetizan no sólo los ambientes sedimentarios sino también su evolución en el tiempo. La asociación de facies 1 corresponde a sedimentación fluvial que registra un importante descenso en el nivel del mar y su superficie basal indica un límite de secuencia. La asociación de facies 2 registra la sedimentación correspondiente a un cortejo de facies transgresivo, mientras que la asociación de facies 3 (facies 5, Fig. 6) se dispone sobre una superficie erosiva que registra un descenso del nivel de base y es cubierta por sedimentación fluvial.
3. Los principales icnofósiles reconocidos corresponden a: *Cochlichnus anguineus*, *Gordia marina*, *Helminthoidichnites tenuis*, *Helminthopsis tenuis*, *Mermia carickensis*, ?*Treptichnus bifurcus*, ?*Treptichnus pollardi*, y trazas en rosario.

En conjunto, la asociación mencionada corresponde a una icnofauna de moderada diversidad y baja icnodisparidad que sugieren condiciones de estrés del medio probablemente vinculadas a fuertes diluciones de la salinidad favorecidas por un importante aporte de agua dulce durante la deglaciación.

4. La comparación con otras icnofaunas descritas en Precordillera (cuencas Calingasta-Uspallata y Paganzo) permite reconocer asociaciones desarrolladas en condiciones de importante reducción de la salinidad hasta salobre, según su ubicación paleogeográfica y temporal.

AGRADECIMIENTOS

Las campañas geológicas fueron principalmente financiadas con los subsidios del proyecto PICT 3232-2015 (FON-CyT) otorgados a P.J. Alonso-Muruaga, institución a la que se agradece su apoyo. L.A. Buatois agradece el financiamiento de NSERC (Discovery Grant 422931-20). Luciana Pianelli contribuyó gentilmente durante las tareas campo. Los autores desean agradecer las útiles revisiones efectuadas por Arturo C. Taboada y Francisco J. Rodríguez-Tovar, como así también las brindadas por las editoras Diana E. Fernández y Graciela S. Bressan, que han contribuido a mejorar el manuscrito original.

REFERENCIAS

- Alonso-Muruaga, P.J., Buatois, L.A., Mángano G. y Limarino, C.O. 2012. Ichnology of the Paganzo and Calingasta - Uspallata Basins, Late Paleozoic of Western Argentina: a review. En: Netto R.G., Carmona, N.B. y Tognoli, F.M.W. (eds.), Ichnology of Latin America— Selected Papers. Sociedade Brasileira de Paleontología, Monografías da Sociedade Brasileira de Paleontologia 2: 69-81, Porto Alegre.
- Alonso-Muruaga, P.J., Buatois, L.A. y Limarino, C.O. 2013. Ichnology of the Late Carboniferous Hoyada Verde Formation of Western Argentina: exploring postglacial shallow-marine ecosystems of Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369: 228-238.
- Alonso-Muruaga P.J., Buatois L.A. y Limarino C.O. 2015. Postglacial trace fossils from the Carboniferous El Paso Formation, Calingasta-Uspallata Basin of Argentina: paleoecologic and palaeoenvironmental implications. 3° Simposio Latinoamericano de Icnología, Actas: 21, Colonia del Sacramento.
- Amos, A.J. y Roller, E.O. 1965. El Carbónico marino en el Valle Calingasta-Uspallata (San Juan y Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras* 368: 1-23.
- Boyd, R. 2010. Transgressive Wave-Dominated Coast. En: James, N.P. y Dalrymple, R.W. (eds.), *Facies Models 4*. *GEOtext6*. Geological Association of Canada: 265–294, Newfoundland.
- Boyd, R., Dalrymple R.W. y Zaitlin B.A. 2006. Estuarine and incised-valley facies models. En: Posamentier H.W. y Walker R.G. (eds.), *Facies Models Revisited*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 84: 171-235, Tulsa.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 1993a. Trace fossils from a Carboniferous turbiditic lake: implications for the recognition of additional nonmarine ichnofacies. *Ichnos* 2(3): 237-258.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 1993b. The ichnotaxonomic status of *Plangtichnus* and *Treptichnus*. *Ichnos* 2(3): 217-224.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 1995. The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia* ichnofacies: an archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. *Ichnos* 4(2): 151-161.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2002. Trace fossils from Carboniferous floodplain deposits in western Argentina: implications for ichnofacies models of continental environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 183(1-2): 71-86.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2003. Caracterización icnológica y paleoambiental de la localidad tipo de *Orchestropus atavus*, Huerta de Huachi, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 40(1): 53-70.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2011. *Ichnology: organism–substrate interaction in space and time*. Cambridge University Press, 358 p., Cambridge.
- Buatois, L.A., Jalfin, G. y Aceñolaza, F.G. 1997. Permian nonmarine invertebrate trace fossil from southern Patagonia, Argentina: Ichnologic signatures of substrate consolidation and colonization sequences. *Journal of Paleontology* 71(2): 324-336.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., Maples, C.G. y Lanier, W.P. 1998. Ichnology of an upper Carboniferous fluvio estuarine paleovalley: the Tonganoxie Sandstone, Buildex Quarry, eastern Kansas, USA. *Journal of Paleontology* 72(1): 152-180.
- Buatois, L.A., Netto, R.G., Mángano, M.G. y Balistieri, P. 2006. Extreme freshwater release during the late Paleozoic Gondwana deglaciation and its impact on coastal ecosystems. *Geology* 34(12): 1021-1024.
- Buatois, L.A., Netto, R.G. y Mángano, M.G. 2010. Ichnology of late Paleozoic post-glacial transgressive deposits in Gondwana: reconstructing salinity conditions in coastal ecosystems affected by strong meltwater discharge. En: López-Gamundi, O.R. y Buatois, L.A. (eds.), *Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana*. Geological Society of America, Special Paper 468: 149-173.
- Buatois, L.A., Netto, R.G., Mángano, M.G., y Carmona, N.B. 2013. Global deglaciation and the re-appearance of microbial matground-dominated ecosystems in the late Paleozoic of Gondwana. *Geobiology* 11(4): 307-317.
- Catuneanu, O., Abreu V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G. St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal,

- D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M.E. y Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92(1-2): 1-33.
- Cheel, R.J. y Leckie, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. Blackwell Scientific Publications, *Sedimentology Review* 1: 103-122, Oxford.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Tedesco, A.M., Henry, L.O. e Isbell, J.L. 2008. Paleoenvironmental evolution of the Agua del Jagüel Formation (Late Carboniferous–Early Permian): An example of glacial-postglacial transition in open marine basins. 5° Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Resúmenes: 13, Buenos Aires.
- Cisterna, G.A. 2010. Earliest Permian brachiopod faunas of west-central Argentina: defining the Pennsylvanian–Permian boundary in Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298(1-2): 91-100.
- Cisterna, G.A., Sterren, A.F. y Gutiérrez, P.R. 2011. The Carboniferous-Permian boundary in the South American central western Argentinean basins: paleontological evidence. *Andean Geology* 38(2): 349-370.
- Collinson J.D., Mountney, N.P. y Thompson, D.B. 2006. Sedimentary structures. Terra Publishing, 280 p., Hertfordshire.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. y Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. *Journal of Sedimentary Petrology* 62(6): 1130-1146.
- Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Mángano, M.G. y Limarino, C.O. 2010. Ichnology of the latest Carboniferous–earliest Permian transgression in the Paganzo Basin of western Argentina: the interplay of ecology, sea-level rise, and paleogeography during postglacial times in Gondwana. En: López-Gamundí, O.R. y Buatois, L.A. (eds.), *Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana*. Geological Society of America, Special Paper 468: 175-192, Washington.
- 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.
- Emmons, E. 1844. The Taconic System: Based on observations in New York, Massachusetts, Maine, Vermont and Rhode Island. Carroll and Cook, 68 p., Albany.
- Fitch, A. 1850. A historical, topographical and agricultural survey of the country of Washington. Part 2-5. *Transactions of the New York Agricultural Society* 9: 753-944.
- Friend, P.F., Slater, M.J. y Williams, R.C. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society of London* 136(1): 39-46.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., Zonneveld, J.P., Schoengut, J., Ranger, M.J. y Pemberton, S.G. 2012. Estuaries. En: Knaust, D. y Bromley, R.G. (eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. Developments in Sedimentology 64. Elsevier: 463- 505, Amsterdam.
- González, C.R. 1982. Bivalvos de la Formación Agua del Jagüel, Pérmico inferior de Mendoza (Argentina). *Ameghiniana* 19(3-4): 367-376.
- González, C.R. 1985. Esquema bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la cuenca Uspallata-Iglesia. República Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 16(2): 231-244.
- Häntzschel, W. 1975. Trace fossils and Problemática. En: Teichert C. y Lawrence K.S. (eds.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplement 1*. Geological Society of America and University of Kansas Press, 260 p., Lawrence.
- Harrington, H.J. 1954. Descripción Geológica de la Hoja Ramblón 22c, provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería (Inédito), 81 p., Buenos Aires.
- Harrington, H. 1971. Descripción Geológica de la Hoja Ramblón 22c, provincias de Mendoza y San Juan. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería* 114: 7-87, Buenos Aires.
- 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 paleovalley. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298(1-2): 112-129.
- Hitchcock, E. 1858. Ichnology of New England. A report on the sandstone of the Connecticut valley, especially its fossil footprints. W. White, 220 p., Boston.
- Hofmann, H.J. y Patel, I.M. 1989. Trace fossils from the type Etcheminian Series (lower Cambrian Ratcliffe Brook Formation), Saint John Area, New Brunswick, Canada. *Geological Magazine* 126(2): 139-157.
- Hofmann, R., Mángano, M.G., Elicki, O. y Shinaq, R. 2012. Paleoeologic and biostratigraphic significance of trace fossils from shallow- to marginal-marine environments from the middle Cambrian (stage 5) of Jordan. *Journal of Paleontology* 86(6): 931–955.
- Krapovickas, V., Mancuso, A.C., Arcucci, A. y Caselli, A. 2010. Fluvial and eolian ichnofaunas from the Lower Permian of South America (Patquía Formation, Paganzo Basin). *Geologica Acta* 8(4): 449-462.
- Koukharsky, M., Kleiman, L., Echeverría, M., Quenardelle, S. y Bercowski, F. 2009. Upper Carboniferous retroarc volcanism with submarine and subaerial facies at the western Gondwana margin of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27(4): 299-308.
- Książkiewicz, M. 1968. O niektórych problematykach z flissu Karpat Polskich (Czesc). *Polskiego Towarzystwa Geologicznego W. Krakowie* 38: 3-17.
- Lech, R.R. 1990. Distribución de la fauna de braquiópodos en la Formación Agua del Jagüel (Carbonífero superior–Pérmico inferior), Provincia de Mendoza, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 15-18, San Juan.
- Lech, R.R. 2002. Consideraciones sobre la edad de la Formación Agua del Jagüel (Carbonífero Superior), Provincia de Mendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas: 142-146, El Calafate.
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Net, L.I., Marensi, S.A., Gutiérrez, P.R. y Tripaldi, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression

- in the Paganzo and Río Blanco Basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 15(4): 445-460.
- Limarino, C.O., 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): 205-226.
- Limarino, C.O., Isbell, J.L., Ciccioli, P.L. y Taboada, A.C. 2013. La secuencia Neopaleozoica de la Quebrada de Agua de Jagüel (Precordillera de Mendoza): edad y redefinición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(2): 216-228.
- MacEachern, J.A., y Pemberton, S.G., 1994. Ichnological aspects of incised valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. En: Boyd, R., Zaitlin, B.A. y Dalrymple, R.W. (eds.), *Incised Valley Systems-Origin and Sedimentary Sequences: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 51: 129-157.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. y Banna K.L. 2010. Ichnology and facies models. En: James, N.P. y Dalrymple, R.W. (eds.), *Facies models 4. Geological Association of Canada, GEOText* 6: 19-58, Newfoundland.
- MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., Knaust, D., Bann, K.L., y Pemberton, S.G., 2012. Sequence stratigraphy. En: Knaust, D. y Bromley, R.G. (eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Elsevier, Developments in Sedimentology* 64: 157-194. Amsterdam.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Claps, G. 1996. Grazing trails formed by soldier fly larvae (Diptera, Stratiomyidae) and their paleoenvironmental and paleobiological implications for the fossil record. *Ichnos* 4(3): 163-167.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., Limarino, C.O., Tripaldi, A., y Caselli, A. 2003. El icnogénero *Psammichnites* Torell, 1870 en la Formación Hoyada Verde, Carbonífero Superior de la cuenca Calingasta-Uspallata. *Ameghiniana* 40(4): 601-608.
- Martínez, M., Cisterna, G. y Sterren, A.F. 2001. La Formación Agua del Jagüel (Cuenca Calingasta-Uspallata): Reconsideraciones estratigráficas y bioestratigráficas. 2º Simposio Argentino del Paleozoico superior, Resúmenes: 18, Trelew.
- Melchor, R.N. y Sarjeant, W.A.S. 2004. Small amphibian and reptile footprints from the Permian Carapacha Basin, Argentina. *Ichnos* 11(1-2): 57-78.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews* 13(1): 1-62.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology.* Springer, 582 p., New York.
- Miller, S.A. 1889. *North American geology and paleontology for the use of amateurs, students, and scientists.* Western Methodist Book Concern, 664 p., Cincinnati.
- Miller, M.F. y Smail, S.E. 1997. A semiquantitative method for evaluating bioturbation on bedding planes. *Palaos* 12(4): 391-396.
- Mulder, T. y Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48(2): 269-299.
- Pazos, P.J. 2002. The Late Carboniferous glacial to postglacial transition: facies and sequence stratigraphy, Western Paganzo Basin, Argentina. *Gondwana Research* 5(2): 467-487.
- Pazos, P.J., di Pasquo, M. y Amenábar, C.R. 2007. Trace fossils of the glacial to postglacial transition in the El Imperial Formation (Upper Carboniferous), San Rafael Basin, Argentina. En: Bromley, R., Buatois L.A., Mángano, M.G., Genise, J., y Melchor, R. (eds.), *Sediment-Organism interactions: A multifaceted Ichnology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 88: 137-147, Tulsa.
- Pemberton, S.G. y Wightman, D.M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. En: Pemberton, S.G. (eds.), *Applications of ichnology to petroleum exploration. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop* 17: 141-167.
- Peralta, S., Contreras, V. y Milana, J.P. 1997. Trazas fósiles del tramo superior de la Formación Hoyada Verde (Carbonífero Medio), Precordillera occidental de San Juan, Barreal, San Juan, Argentina. *II Jornadas Geológicas de Precordillera*: 116-120, San Juan.
- Pickerill, R.K. y Narbonne, G.M. 1995. Composite and compound ichnotaxa: a case example from the Ordovician of Québec, eastern Canada. *Ichnos* 4(1): 53-69.
- Pickerill, R. K., Fyffe L. R, y Forbes W. H. 1987. Late Ordovician–Early Silurian trace fossils from the Matapedia Group, Tobique River, western New Brunswick. *Atlantic Geology* 23: 77-88.
- Plint, G. 2010. Wave- And Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine Systems. En: James, N.P. y Dalrymple, R.W. (eds.), *Facies Models 4. Geological Association of Canada, GEOText* 6: 167-199, Newfoundland.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. En: Walker, R.G. y James, N.P. (eds.), *Facies models-reponse to sea level change. Geological Association of Canada*: 179-194, Newfoundland.
- Rindsberg, A.K. 1994. Ichnology of the Upper Mississippian Hartselle Sandstone of Alabama, with notes on other Carboniferous formations. *Geological Survey of Alabama, Bulletin* 158, 107 p., Tuscaloosa.
- Sabatini, N. y Noirat, S. 1969. Algunos gastrópoda de las Superfamilias Euomphalacea, Pleurotomariacea, y Platyceratacea del Paleozoico superior de Argentina. *Ameghiniana* 6(2): 98-118.
- Schatz, E.R., Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Limarino, C.O. 2011. Life in the Late Paleozoic Ice Age: trace fossils from glacially influenced deposits in a late Carboniferous fjord-valley of Western Argentina. *Journal of Paleontology* 85(3): 502-826.
- Simms, A.R, Rodriguez, A.B, y Anderson J.B. 2018. Bayhead deltas and

- shorelines: Insights from modern and ancient examples. *Sedimentary Geology* 374: 17-35.
- Smith, J. 1909. Upland Fauna of the Old Red Sandstone Formation of Carrick, Ayrshire. A.W. Cross, 60 p., Kilwinning.
- Taboada, A.C. 1987. Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación Agua del Jagüel, Pérmico inferior de la Precordillera mendocina. 1° Jornadas Geológicas de la Precordillera, Actas 1: 181-186, San Juan.
- Taboada, A.C. 1998. Dos nuevas especies de Linoproductidae (Brachiopoda) y algunas consideraciones sobre el neopaleozoico sedimentario de las cercanías de Uspallata. *Acta Geológica Lilloana* 18: 69-80.
- Taboada, A.C. 2006. *Tivertonia* Archbold (Chonetidina, Brachiopoda) del Pérmico Inferior de la subcuenca Calingasta-Uspallata, Precordillera argentina. *Ameghiniana* 43: 705-716.
- Taboada, A.C. 2010. Mississippian-Cisuralian brachiopods from western Argentina: a tool for median to high-latitude correlation, palaeobiogeographic and palaeoclimatic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298(1): 152-173.
- Taboada, A.C. 2014. New brachiopod records and considerations on the *Tivertonia-Streptorhynchus* (Moscovian) and *Costatulumus amosi* (Sakmarian-Artinskian) faunas from western Argentina: the key sections at quebrada Agua del Jagüel and quebrada Santa Elena revisited. *Ameghiniana* 51(3): 226-242.
- Taylor, A.M. y Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society* 150(1):141-148.
- Thomas, G.S. y Connell, R.J. 1985. Iceberg drop, dump, and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments. Scotland. *Journal of Sedimentary Research* 55(2): 243-249.
- Uchman, A. 2005. *Treptichnus* - like traces made by insect larvae (diptera: chironomidae, tipulidae). En: Buta, R.J., Rindsberg, A.K. y Kopaska-Merkel, D.C. (eds.), *Pennsylvanian Footprints in the Black Warrior Basin of Alabama*. Alabama Paleontological Society, Monograph 1: 143-146, Birmingham.
- Uchman, A., Kazakauskas, V. y Gaigalas, A. 2009. Trace fossils from Late Pleistocene varved lacustrine sediments in eastern Lithuania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 272(3-4): 199-211.
- Uchman, A., Mikulas, R. y Rindsberg, A.K. 2011. Mollusc trace fossils *Ptychoplasma* Fenton and Fenton, 1937, and *Oravaichnium* Plička and Uhrová, 1990: Their type material and ichnospecies. *Geobios* 44: 387-397.
- Walker, E.F. 1985. Arthropod ichnofauna of the Old Red Sandstone at Dunure and Montrose, Scotland. *Transactions Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 76(2-3): 287-297.
- Yang, B, Dalrymple, R.W., Gingras, M.K., Chun, S., y Lee, H. 2007. Up-estuary variation of sedimentary facies and ichnocoenoses in an open-mouthed, macrotidal, mixed-energy estuary, Gomso Bay, Korea. *Journal of Sedimentary Research* 77(9): 757-771.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. y Boyd, R, 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes. En: Boyd, R., Zaitlin, B.A. y Dalrymple, R. (eds.), *Incised valley systems—Origin and sedimentary sequences*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 51: 45-60, Tulsa.
- Zhang, G., Buatois, L.A., Mángano, M.G. y Aceñolaza, F.G. 1998. Sedimentary facies and environmental ichnology of a? Permian playa-lake complex in western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 138(1): 221-243.