

LA SUCESIÓN CARBONÍFERA DE LA QUEBRADA AGUA DE LA PEÑA (SIERRA DE VALLE FÉRTIL): AMBIENTES SEDIMENTARIOS, CONTENIDO FOSILÍFERO E IMPORTANCIA ESTRATIGRÁFICA

Carina Ester Colombi¹, Carlos Oscar Limarino², Silvia Nélica Césari³

¹ Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Centro de Investigaciones de la Geosfera y la Biosfera - Conicet, España 400 (Norte), San Juan, Argentina. ccolombi@unsj.edu.ar

² Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires – Conicet, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Pabellón 11, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. limar@gl.fcen.uba

³ Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia" - Conicet, Av. Ángel Gallardo, 470, Buenos Aires, Argentina. scesari@macn.gov.ar

ARTICLE INFO

Article history

Received June 24, 2018

Accepted December 11, 2018

Available online December 11, 2018

Handling Editor

Sebastian Richiano

Keywords

Estratigrafía

Glaciación

Paleoflora

MTD

Lineamiento-Valle-Fértil

RESUMEN

La Formación Tuminico, en el área de la quebrada Agua de la Peña, forma una sucesión de 1128 m de espesor, la que caracteriza la sedimentación carbonífera tardía, aflorante próxima al lineamiento de Valle Fértil. La unidad, depositada en ambiente transicional a marino costero, es dividida en cuatro intervalos estratigráficos. La sección 1 está compuesta por diamictitas, areniscas guijarrosas y fangolitas, correspondientes a depósitos alóctonos originados por megadeslizamientos subácueos. Éstos intercalan diamictitas finamente estratificadas y fangolitas con *dropstones*, que representan acumulaciones *in situ* (no deslizadas). La sección 2 forma una secuencia grano y estratocreciente compuesta por fangolitas en la base y areniscas gruesas y conglomerados en el techo, este intervalo si bien presenta deformación, no muestra acumulaciones importantes de megadeslizamientos. La sección 3 es de composición litológica variada, pues su mitad inferior comprende megadeslizamientos que incluyen diamictitas, areniscas guijarrosas y fangolitas plegadas y con fallamiento sinsedimentario. La mitad superior en cambio, está integrada por fangolitas, areniscas finas a medianas y conglomerados finos, todo el conjunto con arreglo granocreciente, muy probablemente reflejando la progradación de un cuerpo deltaico con incisión de canales y limitada deformación sinsedimentaria. Por su parte la sección 4, está compuesta por fangolitas laminadas y masivas, junto a areniscas finas y muy finas, por lo general laminadas. Este intervalo estratigráfico, que corresponde a un importante aumento del nivel del mar, muestra al menos 4 ciclos transgresivo-regresivos. Nuevos datos paleontológicos, que surgen de una asociación megaflorística y palinológica proveniente de las tres primeras secciones, sugieren una edad Serpukhoviano tardío- Bashkiriano temprano para la unidad. Se propone que los megadeslizamientos fueron originados y/o amplificados por tectonismo durante el Carbonífero Superior, lo dicho se fundamenta en su recurrencia en la columna estratigráfica, el importante grado de deformación y la considerable extensión regional que muestran estos depósitos, siempre vinculados al lineamiento de Valle Fértil.

EXTENDED ABSTRACT

The Carboniferous succession of the quebrada Agua de la Peña (Valle Fértil hill): Sedimentary environments, fossiliferous content and stratigraphic importance

The Tuminico Formation is 1128 m thick in the Agua de la Peña creek and characterizes Late Carboniferous sedimentation linked to the Valle Fértil lineament (Fig. 1). For the characterization of the unit, 21 sedimentary facies (Table 1) were defined which correspond to diamictites (four facies), sandstones (eight facies), mudstones (five facies) and deposits with syn-sedimentary deformation (four facies). Diamictite facies corresponds to sandy massive diamictites (DSm facies), muddy massive diamictites (DFm), stratified diamictites (Ds) and thinly stratified diamictites (DI). Sandstone facies include massive gravelly sandstones (SGm), coarse-grained, cross-bedded sandstones (Sge), medium-grained sandstones with hummocky/swaley cross-lamination (Smw), fine-grained, ripple cross-laminated sandstones containing dropstones (Sfrd), fine-grained, ripple cross-laminated sandstones (Sfr), fine-grained, horizontal-laminated sandstones (Sfh), muddy-sandstones showing heterolithic lamination (SFe) and rare cross-bedded conglomerates. Mudstone facies are composed of massive mudstones (Fm), shales (Fl), shales with dropstones (Fld), massive marls and massive muddy-marls (FMm) and rhythmites (R). Finally, rocks displaying intense syn-sedimentary deformation were divided in those dominated by folded sandstones (SXp), faulted sandstones (SXf), sandy lenses encapsulated in mudstones (SXI), and those exhibiting sedimentary boudinage (SXB).

The Tuminico Formation, deposited in transitional to shallow marine environments, was divided in four stratigraphic intervals (Fig. 5 and 6). Section 1 is composed of 490 m of diamictites, pebbly-sandstones, and mudstones; all these rocks exhibit intense deformation (Fig. 9) and are interpreted as mass transport deposits (MTDs) deposited in subaqueous environments. The MTDs intervals are interstratified with non-deformed, thinly laminated diamictites and shales, which frequently contain dropstones. The alternation of highly deformed diamictites with undeformed shales indicates the recurrence of high-energy mass transport events within an overall low-energy environment fine-grained

sedimentation (Fig. 9).

Section 2 begins with a flooding surface that is overlain by a coarsening- and thickening- upward succession 185 m thick. The lower part of Section 2 displays a monotonous succession of shales and very fine-grained laminated sandstones, that pass upward to interbedded sandstones and mudstones. The uppermost part of the succession is comprised of cross-bedded coarse-grained sandstones and conglomerates. Section 2 is interpreted as being deposited in a prograding delta.

Section 3 is 285 m thick and is divided in two intervals. The lower half consists of highly deformed MTDs deposits, that include all types of deformed diamictites, pebbly sandstones and mudstones. The upper half is composed of shales, fine- and medium-grained, laminated sandstones and some fine-grained, massive and cross-stratified conglomerates, forming a coarsening-upward cycle that is several meters thick. This upper part of the section 3 records the deposits of a progradational delta system with the common occurrence of syn-sedimentary deformation in both delta-front and platform deposits. In this stratigraphic level, fault-dominated deformation prevails, in the form of imbricate faults or slide blocks. This deformed interval is in some cases incised by fluvial channels that form the top of Section 3.

Section 4 comprises 168 m of laminated and massive mudstones together with laminated very fine- and fine-grained sandstones. This stratigraphic interval, which corresponds to an important base-level rise, displays at least four transgressive-regressive cycles.

The age of the studied deposits was determined by the presence of plant and palynological assemblages. Plant fossils collected in Section 3 (Fig. 5) correspond to the *Nothorhacopteris/Botrychiopsis/Ginkgophyllum* (NBG) Biozone of Carboniferous age. Palynomorphs recovered from Sections 1, 2 and 3 correspond to the A subzones of the *Raistrickia densa/Convolutispora muriornata* (DM) Biozone. The new paleontological data suggest a late Serpukhovian-early Bashkirian age for the Tuminico Formation.

Regarding to the origin of the MTDs we suggest that tectonism could have triggered and/or amplified these events in late Carboniferous. This interpretation is supported by the recurrence of the MTDs intervals in the stratigraphic column, the high degree of deformation they display, and their considerable regional

extent along Valle Fértil lineament of the MTDs.

Finally, the significance of the unconformity that separates the Tuminico Formation (Late Carboniferous) and the overlying Talampaya Formation (Late Permian) is considered. In most of the Paganzo Basin the Talampaya Formation overlies the Early Permian Patquía Formation along a slight erosional unconformity. In the case of the Agua de La Peña creek exposures, not only the entire Patquía Formation is absent, but the underlying Pennsylvanian Tupe Formation is missing as well. Such a high level of erosion has been previously unrecognized in this area and may indicate also activity on the Valle Fértil lineament during the early stages of Permo-Triassic rift basin development in the region.

Keywords: Stratigraphy, Glaciation, Paleoflora, MTD, Valle-Fértil-alignment.

INTRODUCCIÓN

Los estratos carboníferos expuestos a lo largo de la quebrada Agua de la Peña (o Cañón de La Peña), en el faldeo occidental de la Sierra de Valle Fértil (provincia de San Juan, Fig. 1), han sido mencionados en numerosas ocasiones ya que resultan un eslabón crítico para la correlación regional y la interpretación paleogeográfica del Paleozoico superior del oeste argentino. Sin embargo, resulta una unidad no estudiada en detalle, ni puesta en contexto estratigráfico hasta el momento, recibiendo distintas nominaciones según diferentes autores (e.g., Fernández Sevesso *et al.*, 1993; Aceituno *et al.*, 2015; Sobiesiak *et al.*, 2017).

La sucesión es asignada a la Formación Tuminico por comparación con los aflorantes en el área de Tuminico, cuya edad fue hasta ahora establecida en el Carbonífero “medio a superior” por la mención de algunos restos megafloresticos no ilustrados ni descriptos (Cuerda *et al.*, 1979). Resulta entonces importante certificar la edad de la sucesión en cuestión con el objeto de precisar su ubicación dentro del Grupo Paganzo.

Desde el punto de vista paleogeográfico, la quebrada Agua de la Peña se ubica en una posición central dentro de la Cuenca Paganzo, esto es entre los denominados ámbito oriental y occidental de la cuenca (Salfity y Gorustovich, 1983; Dávila *et al.*, 2005). En otras palabras, en sentido este-oeste, las exposiciones de Agua de la Peña se convierten en

el nexa estratigráfico obligado entre las porciones “pampeana” y “precordillerana” de la Cuenca Paganzo.

Resulta entonces necesario aportar datos sobre la caracterización sedimentológica y evolución paleoambiental de la unidad en el sector estudiado. En particular, también resulta importante contextualizar estratigráficamente el apilamiento de los megadeslizamientos de varias decenas de metros de espesor, que caracterizan la sucesión, a fin de aportar datos sobre su posible génesis (Cuerda *et al.*, 1979; Sobiesiak *et al.*, 2017).

Por otro lado, la discordancia que separa la Formación Tuminico de la Formación Talampaya (Pérmico superior) se encuentra muy bien representada en el área estudiada y no ha sido analizada hasta la fecha. La relación entre las sedimentitas del Grupo Paganzo (Carbonífero-Pérmico temprano) y la Formación Talampaya (Pérmico tardío) fue discutida desde la época de Bodenbender (1911) y aunque una relación discordante fue descrita por Azcuy y Morelli (1970), Azcuy *et al.* (1979), Caselli y Limarino (2002) y Gulbranson *et al.* (2015), entre otros, no existe acuerdo sobre la naturaleza de esta relación, ni de su desarrollo regional. Como se verá más adelante, el análisis estratigráfico de los afloramientos de la quebrada de Agua de La Peña, brindan mayor certidumbre sobre la naturaleza y magnitud del hiato representado en la discordancia.

Con el propósito de contribuir al conocimiento de los puntos arriba señalados, se caracteriza la sucesión sedimentaria y se definen cuatro intervalos estratigráficos (secciones) caracterizados por su similar composición litológica. Por otra parte, se presenta un mapa geológico mostrando la distribución de las secciones y un perfil detallado a lo largo de la quebrada, que sintetiza la evolución paleoambiental de la unidad. Paralelamente, se efectuó un estudio palinológico y megaflorestico que permite alcanzar mayor certidumbre sobre la antigüedad de la Formación Tuminico.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL: EL CARBONÍFERO A LO LARGO DEL LINEAMIENTO DE VALLE FÉRIL

La paleogeografía de la Cuenca Paganzo ha sido descrita y caracterizada en trabajos previos señalando la posición de los bordes de cuencas y el rol de la Protoprecordillera como una dorsal interna y dis-

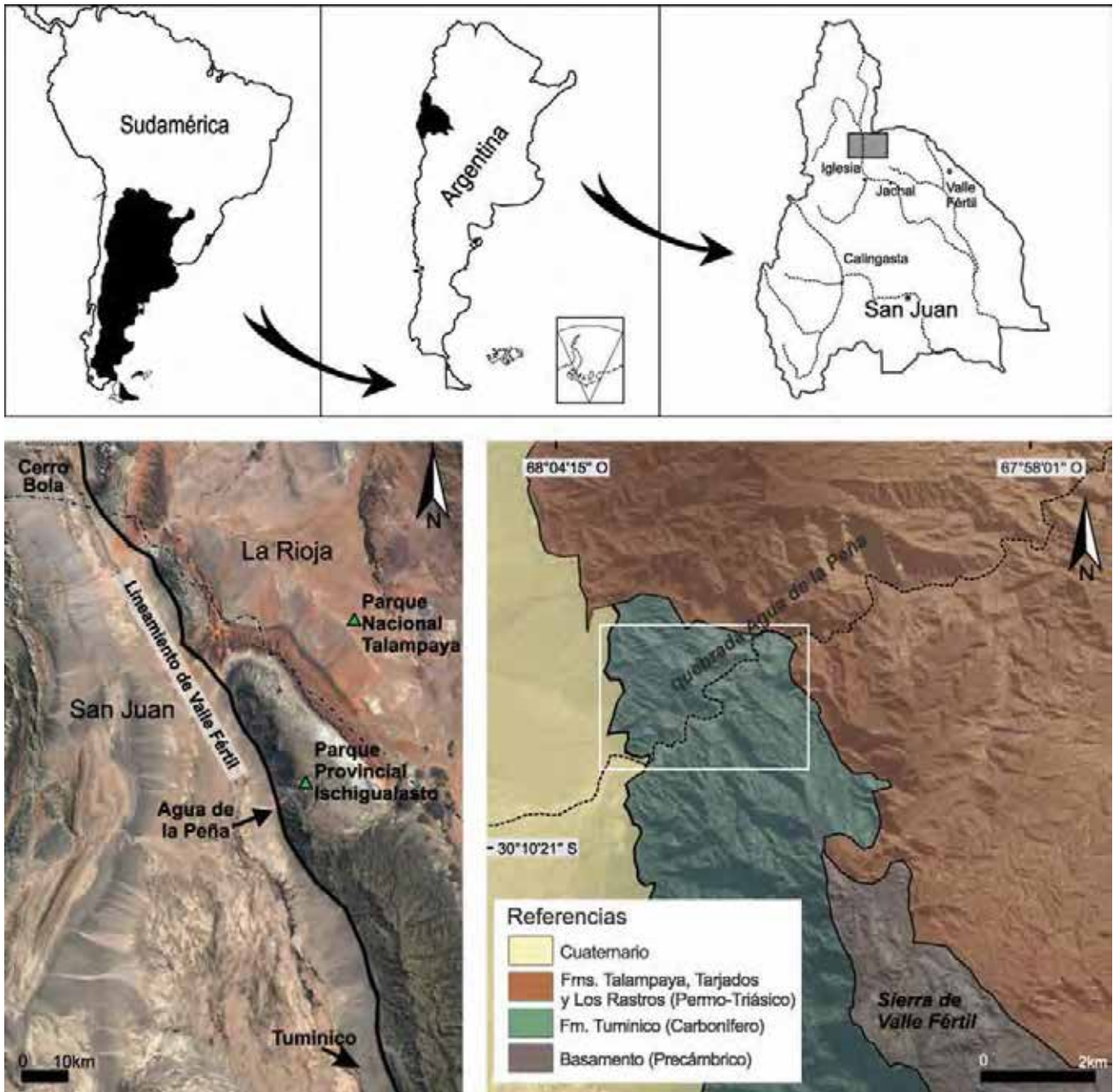


Figura 1. Ubicación de los depósitos estudiados en la provincia de San Juan, Argentina (arriba). Nótese en la imagen inferior izquierda la localización de los tres conjuntos de afloramientos neopaleozoicos a lo largo del lineamiento de Valle Fértil, de sur a norte: en Tuminico, Agua la Peña y Cerro Bola. En el mapa inferior derecho detalle de ubicación del área estudiada y formaciones presentes (recuadro blanco).

Figure 1. Location of the studied deposits in the San Juan province, Argentina (above). Note in the lower left image the location of the three localities with neopaleozoic outcrops along the Valle Fértil lineament, from south to north: Tuminico, Agua la Peña and Cerro Bola. In the lower right map, detail of the studied area (white rectangle) and outcropping formations.

continua (véase por ejemplo Salfity y Gorustovich, 1983). Sin embargo, la paleotopografía, indicando los principales depocentros y la evolución de los umbrales intracuencales, es un tema aún pendiente. Como correctamente señalaran Fernández Seveso

et al. (1993), el depocentro Bermejo, vinculado al lineamiento de Valle Fértil, formó una profunda fosa que caracteriza a uno de los principales depocentros de la Cuenca Paganzo. Dentro de este contexto, las exposiciones aquí estudiadas de la quebrada Agua

de la Peña representan una de las tres áreas de afloramientos a lo largo del lineamiento (Fig. 1). Además, es la única unidad que no cuenta con estudios estratigráficos detallados y presenta la ventaja de presentar afloramientos continuos con buena exposición y donde la discordancia que la separa de la suprayacente Formación Talampaya, puede ser claramente observada y caracterizada.

Como se ha dicho, existen tres conjuntos de afloramientos neopaleozoicos vinculados al lineamiento de Valle Fértil, de sur a norte, Tuminico, quebrada Agua de la Peña (objeto de estudio) y Cerro Bola (Fig. 1). Las exposiciones del área de Tuminico fueron poco conocidas hasta el trabajo de Cuerda *et al.* (1979), aunque algunas menciones previas sobre el área fueron hechas por Braccaccini (1950), Ortiz (1964) y Rolleri (1969). Sin embargo, es en el trabajo de Cuerda *et al.* (1979) donde se propone la denominación de Formación Tuminico, incluyendo a la potente sucesión neopaleozoica de 2675 m de espesor mínimo que muestra su techo cubierto por acarreo moderno. Los mencionados autores efectuaron un perfil detallado de la unidad a lo largo de la quebrada de La Chilca, dividiendo a la formación en 11 conjuntos estratigráficos y caracterizaron los paleoambientes sedimentarios de cada uno de ellos.

Uno de los aspectos más destacables de las observaciones de Cuerda *et al.* (1979) es encontrar la relación normal de la Formación Tuminico con el infrayacente basamento cristalino de la Sierra de Valle Fértil; esta relación puede ser raramente observada a lo largo del lineamiento homónimo, ya que frecuentemente se encuentra cubierta, o bien, porque ambos conjuntos guardan entre sí relación tectónica. Cuerda *et al.* (1979) reportaron una delgada faja de exposiciones en la quebrada de Los Jachalleros, donde la base de la columna neopaleozoica se dispone sobre el basamento cristalino de edad Precámbrica, aunque en el resto del área de Tuminico la relación es también tectónica. Como señalaran Cuerda *et al.* (1979), el Carbonífero en la Quebrada de Los Jachalleros se inicia con conglomerados polimícticos compuestos exclusivamente por clastos de metamorfitas derivados del basamento, cuyo tamaño varía entre guijas y bloques. El espesor de este intervalo conglomerádico basal es relativamente reducido, pasando verticalmente a areniscas feldespáticas gris blancas que muestran estratificación entrecruzada.

Por otro lado, de acuerdo a Cuerda *et al.* (1979) otros aspectos destacables de las exposiciones de Tuminico son la presencia de diamictitas y lutitas con *dropstones*, especialmente en el tramo inferior de la unidad, niveles con intensa deformación sinsedimentaria de escala métrica y decamétrica y la existencia de al menos tres intervalos de inundación lacustre.

Hacia el norte, un segundo grupo de afloramientos corresponde a los estudiados en este trabajo, en el área de la quebrada Agua de la Peña (Fig. 1). En este sector aflora un espesor mínimo de 1128 m de sedimentitas carboníferas, estando la base cubierta por acarreo cuaternario, mientras que la relación de techo es una discordancia erosiva de fuerte relieve que la separa de la Formación Talampaya (Pérmico superior). La sucesión expuesta en la quebrada Agua de la Peña, depositada en ambiente transicional a marino somero, se correlaciona con la mitad inferior de la Formación Tuminico, y algunos autores así la denominaron siguiendo este criterio (Aceituno *et al.*, 2015; Perucca *et al.*, 2018). Sin embargo, el nombre de Formación Guandacol ha sido en algunos casos empleado para estas rocas (Bossi y Andreis, 1993).

Como en el caso de Tuminico, fangolitas con clastos caídos y estructuras de deformación sinsedimentaria de escala métrica y decamétrica fueron mencionadas por Fernández-Seveso y Tankard (1995) y Pazos (1996) para esta área. Recientemente, Sobiesiak *et al.* (2017) identificaron depósitos de transporte en masa, clasificándolos como dominados por plegamiento o fallamiento, los primeros más comunes en la base de la unidad y los segundos en la parte media.

Los afloramientos más septentrionales, vinculados al lineamiento de Valle Fértil, corresponden a los del Cerro Bola y la Sierra de Maz en la provincia de La Rioja (Fig. 1), estudiados por de La Mota (1946), Andreis *et al.* (1975) y Pazos (1993), e incluidos en las formaciones Aguas Blancas, Guandacol y Tupe.

En el caso específico de la Formación Guandacol en Cerro Bola, Césari y Limarino (2002) identificaron cuatro secciones depositacionales, las dos inferiores incluyendo niveles intensamente deformados y fangolitas con clastos caídos, como las observadas en Tuminico y en la quebrada Agua de la Peña. Específicamente, en la sección basal, compuesta por diamictitas, brechas y fangolitas guijarrosas, interpretaron los niveles deformados como productos de resedimentación por flujos de gravedad (Césari

y Limarino, 2002). Por encima, reconocieron fangolitas y areniscas interestratificadas conteniendo abundantes clastos caídos. En el mismo afloramiento, Valdez Buso *et al.* (2015) y Sobiesiak *et al.* (2016) interpretaron a parte de estos depósitos deformados como episodios de transporte en masa vinculados a megadeslizamientos. Más específicamente Sobiesiak *et al.* (2016) reconocieron tres eventos de depósitos de transporte en masa correspondientes a megadeslizamientos, ubicados en la parte media e inferior de la unidad.

EL CARBONÍFERO EN LA QUEBRADA AGUA DE LA PEÑA

Los estratos Carboníferos de la quebrada Agua de la Peña muestran un rumbo variable entre 14°-30° e inclinan hacia el este con ángulos variables entre 30° y 10° alcanzando un espesor mínimo de 1128 m. Es importante destacar, que los depósitos se vuelven caóticos en aquellos niveles con deformación sinsedimentaria, ya sea en forma de plegamientos, frecuentemente recumbentes, fallas o estructuras de deformación por fluidización y licuefacción. Sin embargo, entre los niveles con deformación sinsedimentaria se disponen intervalos no deformados, que recuperan el rumbo general y las inclinaciones arriba señaladas.

Para la caracterización estratigráfica y paleoambiental de estas rocas fueron reconocidas un total de 21 facies sedimentarias (Tabla 1), de las cuales 4 son de naturaleza diamictítica, 8 muestran textura arenosa o gravosa, 5 fangosa y 4 corresponden a depósitos con diferentes tipos de deformación sinsedimentaria. El código de facies utilizado es mostrado en la tabla 1, en él las letras mayúsculas corresponden a la textura dominante (por ejemplo: D diamictita, S arenisca, F fangolita), en el caso de las areniscas la segunda letra minúscula indica la textura de la misma (gruesa, mediana o fina), mientras que las letras minúsculas a continuación corresponden a las estructuras sedimentarias. En el caso de los depósitos dominados por deformación sinsedimentaria, este rasgo se ha señalado con la letra mayúscula X colocada a continuación de la textura de la roca y antecediendo al tipo de deformación (Tabla 1).

Descripción de las facies diamictíticas

En la unidad estudiada fueron identificados cua-

tro tipos de depósitos diamictíticos, en la base de la unidad predominan las diamictitas matriz-soportadas arenosas, predominantemente masivas y groseramente estratificadas (DSm). Estas rocas muestran color gris amarillento a gris verdoso, son muy tenaces y exhiben clastos desperdigados de metamorfitas de alto grado, granitoides y en menor medida pizarras, filitas y cuarzo. El tamaño de los clastos es variable, ya que pueden alcanzar hasta 60 cm, coexistiendo con fragmentos angulosos de tamaño de grano grava hasta sábulo, que flotan en una matriz arenosa fina hasta mediana (Fig. 2a). Los clastos son desde bien redondeados a angulosos. Es importante destacar que la estratificación es grosera y forma paquetes de hasta 5 m limitados por superficies de estratificación irregulares y lateralmente discontinuas.

Las diamictitas fangosas masivas (DFm) son menos frecuentes que las previamente descritas, con las que incluso gradan al aumentar el porcentaje de fango en la matriz. Muestran fábrica matriz-soportada y el diámetro máximo de clastos se incrementa hasta 80 cm, aunque por lo general se mantiene entre 40 y 60 cm, en algunos casos fueron identificados algunos facetados y con estriaciones.

Especialmente en las diamictitas arenosas, y con mucha menos frecuencia en las fangosas, se observa algún tipo de ordenamiento interno en la disposición de las gravas. Se trata principalmente de disposición paralela o subparalela de los ejes mayores de clastos que origina una fábrica planar de clastos y en otros casos grosera estratificación horizontal o más raramente estratificación gradada normal (Ds).

Finalmente, las aquí llamadas diamictitas delgadamente estratificadas (DI), corresponden a la alternancia rítmica de capas de hasta 2 cm de espesor de diamictitas clasto-soportadas conteniendo clastos de hasta 1 cm de diámetro máximo, separadas por láminas desde milimétricas hasta 1 cm de espesor de fangolitas o areniscas muy finas masivas o laminadas (Fig. 2b). Con frecuencia aparecen concreciones y clastos fuera de tamaño de hasta 20 cm de espesor que deforman, y en algunos casos quiebran, las láminas infrayacentes (Fig. 2c).

Descripción de las facies arenosas

Las areniscas son frecuentes a lo largo de toda la unidad, aunque presentan algunas variaciones según el nivel estratigráfico tratado que permiten la diferenciación en 8 facies. Las areniscas guijarrosas

Facies diamictíticas	DSm	Diamictitas arenosas masivas
	DFm	Diamictitas fangosas masivas
	Ds	Diamictitas estratificadas (bancos gruesos)
	DI	Diamictitas estratificadas (bancos delgados)
Facies arenosas-conglomeráticas	Gp	Conglomerados con estratificación entrecruzada
	SGm	Areniscas guijarrosas masivas
	Sge	Areniscas gruesas con estratificación entrecruzada
	Smw	Areniscas medianas con estructuras <i>hummocky</i> y <i>swale</i>
	Sfrd	Areniscas finas con laminación ondulítica y <i>dropstones</i>
	Sfr	Areniscas finas con laminación ondulítica
	Sfh	Areniscas finas con laminación horizontal
	SFe	Areniscas fangosas con estructuras heterolíticas
Facies fangosas	Fm	Fangolitas masivas
	Fl	Fangolitas laminadas
	Fld	Fangolitas laminadas con <i>dropstones</i>
	FMm	Fangolitas margosas y margas masivas
	R	Ritmitas
Facies deformadas	SXp	Areniscas deformadas con plegamiento sinsedimentario dominante
	SXf	Areniscas deformadas con fallamiento sinsedimentario dominante
	SXI	Lentes de areniscas deformadas inmersos en fangolitas
	SXb	Areniscas deformadas incluyendo fragmentos pelíticos y areniscos producidos por <i>boudinage</i> sedimentario

Tabla 1. Facies presentes en la Formación Tuminico a lo largo de la quebrada Agua de la Peña.

Table 1. Sedimentary facies identified in the Tuminico Formation.

y guijosas (SGm) son comunes en la parte inferior de la formación, frecuentemente asociadas a las diamictitas arenosas masivas a las cuales gradan por aumento en el porcentaje de clastos tamaño grava. Se trata de areniscas gris verdosas, en algunos casos gris amarillentas, de tamaño de grano grueso que contienen clastos desperdigados de hasta 2 cm de diámetro, principalmente de cuarzo y rocas metamórficas de mediano y alto grado (Fig. 2d). Estas areniscas muestran preponderantemente bancos lentiformes hasta lenticulares, masivos de espesores entre 10 y 40 cm. Un rasgo frecuente es la presencia

de concreciones carbonáticas subesféricas hasta ligeramente achatadas, las que pueden alcanzar hasta 15 centímetros de diámetro (Fig. 2e). En algunos casos los depósitos de areniscas guijarrosas exhiben fragmentos subangulosos de pelitas gris verdosas a negras mezclados con intraclastos, resultando la proporción de clastos tamaño grava inferior al 10%.

Areniscas gruesas hasta medianas con estratificación entrecruzada (Sge) se presentan en una amplia gama de depósitos. Primeramente, areniscas gris amarillentas con estratificación entrecruzada de pequeña y mediana escala asociadas a las areniscas

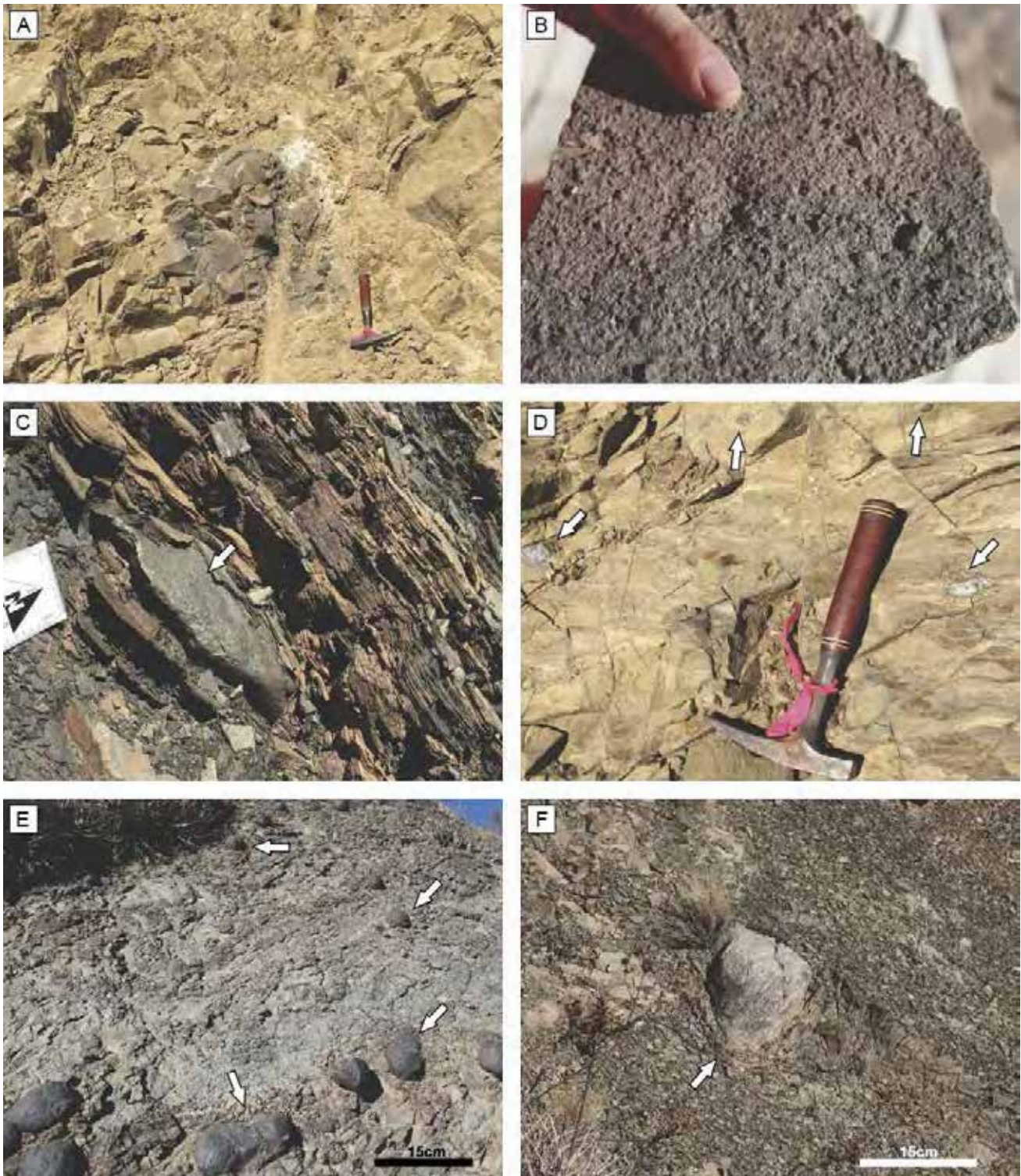


Figura 2. Detalle de las facies sedimentarias definidas en este trabajo. **a)** bloque de unos 60 cm de diámetro de metamorfita de mediano grado en facies de diamictitas arenosas macizas (DSm) nótese la falta total de estratificación. **b)** aspecto de las diamictitas delgadamente estratificadas (DI) donde pueden observarse clastos de hasta 2 cm de diámetro inmersos en una matriz fangosa. **c)** clasto caído (*dropstone*, flecha) de unos 40 cm de diámetro máximo, dentro de una sucesión de fangolitas laminadas y areniscas muy finas (Fld). **d)** clastos dispersos (flechas) en la facies de areniscas guijarrosas masivas (SGm). **e)** aspecto de las concreciones subsféricas frecuentes tanto en las facies de fangolitas con *dropstones* (Fld) como dentro de las areniscas guijarrosas masivas (SGm). **f)** Detalle de un clasto caído (*dropstone*) de unos 15 cm de diámetro, la flecha indica la disrupción de las láminas inferiores por el impacto. En a), d): Piqueta= 40cm.

Figure 2. Photographies showing details of the sedimentary facies defined in this paper. **a)** Sand diamictite facies (DSm) exhibiting

guijarros arriba descritas. Un segundo conjunto corresponde a sets entrecruzados de hasta 1,5 m de espesor formando clinofomas en la parte media de la formación. Finalmente, sets de estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar son comunes en la parte superior de la unidad, ya sea rellenando cuerpos canalizados o formando estratos de geometría lentiforme a tabular.

Las areniscas medianas con estructura *hummocky* y *swale* (Smw) son más frecuentes en la parte inferior de la unidad. Allí conforman ciclos de hasta 1 m de espesor de bancos apilados de areniscas con estructuras *hummocky*, en las que las capas individuales varían entre 10 y 20 cm. Es frecuente que en el techo de los ciclos métricos descritos se observen ondulas.

Las areniscas finas se presentan con frecuencia conformando bancos tabulares dentro de los cuales es muy frecuente la estratificación ondulítica, tanto de oleaje (caracterizadas por la forma simétrica de óndulas, superficies limitantes de sets concavas hacia arriba y esporádicas láminas en chevron) como de corriente (Sfr). En la parte inferior del perfil estas areniscas muestran con alguna frecuencia clastos eventuales de gran tamaño (Sfrd) de hasta 30 cm de diámetro, pero este rasgo desaparece en el tramo medio y superior de la unidad (Sfr). Areniscas finas, de color gris verdoso a gris claro, con laminación horizontal (Sfh) se distribuyen a lo largo de toda la formación, preferentemente se estratifican en bancos tabulares con espesores variables entre 10 y 100 cm. Es frecuente la presencia de clastos dispersos tamaño grava, los que deforman la laminación, pero este rasgo desaparece en la parte media y superior de la unidad.

Areniscas fangosas con estructuras heterolíticas (desde *flaser* a ondulosa, SFe) aparecen en algunos niveles estratigráficos, se trata de areniscas muy finas a finas de color gris verdoso que muestran laminaciones ondulíticas entre las que se intercalan láminas de fangolitas gris oscuras hasta negras, masivas o raramente laminadas.

Descripción de las facies fangosas

Los depósitos preponderantemente fangosos se presentan en 5 tipos principales de litofacies: fangolitas laminadas (Fl), fangolitas masivas (Fm), fangolitas laminadas con *dropstones* (Fld), fangolitas margosas masivas (FMm) y ritmitas con laminación horizontal (R).

Las fangolitas masivas (Fm) son escasas, mientras que las laminadas (Fl) muestran sutiles cambios en la granulometría de las láminas. Ambos tipos de fangolitas son de colores oscuros, principalmente gris verdoso hasta negro, en algunos casos resultan carbonosas e incluso contienen restos de plantas o palinomorfos como los descritos más adelante. En el tercio inferior de la formación, las fangolitas laminadas suelen incluir clastos dispersos (Fld) de hasta 30 cm, correspondientes a clastos de formas pentagonales de cuarzo y rocas metamórficas (Fig. 2f). Aunque no muy frecuentes, se intercalan con niveles de margas y fangolitas margosas, por lo general masivos (FMm), raramente con laminación ondulítica. Son rocas de color gris en fractura fresca que en ocasiones desarrollan un color ocre característico en superficies alteradas, localmente las margas exhiben textura paquidérmica por efecto de la meteorización.

Finalmente, se registran escasos afloramientos de alternancias rítmicas de láminas milimétricas de pelitas negras carbonosas y limolitas arenosas o areniscas finas. Estas ritmitas (R) aparecen asociadas a las diamictitas delgadamente estratificadas (DI) y en ocasiones pueden incluir pequeños clastos de hasta 8 cm de diámetro.

Descripción de las facies deformadas

Una de las características de la Formación Tuminico es la presencia de varios niveles de deformación sinsedimentaria ubicados a lo largo de la unidad (Cuerda *et al.*, 1979; Pazos, 1996; Sobiesiak *et al.*, 2017). Dentro de estos niveles, de

a boulder of 60 cm in diameter corresponding to a low- medium-grade metamorphic rocks; **b**) Aspect of the thinly stratified diamictite (DI) including clasts up to 2 cm in diameter; **c**) Dropstone (arrow) of 40 cm in diameter included into a succession of laminated mudstones with dropstones (Fld); **d**) Isolated gravelly clasts (arrows) in the massive gravelly sandstone facies (SGm); **e**) Aspect of the spherical-sub spherical concretions, which frequently occurs in both, shales with dropstones (Fld) and gravelly sandstones facies (SGm); **f**) Detail of dropstone about 15 cm in diameter, arrow indicates the disruption of the lower laminae by the impact. In a), d): Hammer= 40 cm.

composición predominantemente arenosa, es posible reconocer cuatro tipos principales: 1. Dominadas por plegamiento (SXp), 2. Resultante de fallamiento (SXf), 3. Lentes de areniscas deformadas inmersas en fangolitas (SXI) y 4. Niveles con *boudinage* sedimentario (SXb).

Las estructuras deformacionales dominadas por plegamiento (SXp) corresponden a estratos que muestran pliegues a distintas escalas, desde aquellos con longitudes de onda de decenas de metros (Fig. 3a), hasta plegamientos de orden métrico e incluso replegamientos centimétricos (Fig. 3b-c). Los niveles con plegamiento dominante (SXp) muestran asociadas fallas, por lo general de escasa continuidad. Desde el punto de vista litológico el plegamiento afecta a areniscas muy finas, finas, en mucha menor proporción medianas y fangolitas, el conjunto suele exhibir además clastos desperdigados tamaño guija y guijarro de líticos metamórficos de mediano y alto grado junto a cuarzo de vena. Los plegamientos son casi invariablemente asimétricos, los de orden métrico muestran sus planos axiales por lo general volcados, el rumbo de los ejes de los pliegues es muy variable, pero puede ser establecida una tendencia comprendida entre 340° y 95° . Sobiesiak *et al.* (2017) también describieron pliegues asimétricos indicando vergencias hacia el SE y NW y señalando que aquellos con vergencia SE mostraban planos axiales tendidos inclinados al NW. Para los plegamientos con vergencia NW, Sobiesiak *et al.* (2017) consideraron ángulos de planos axiales tendidos inclinados al este. Aunque, como producto de la deformación parte de los bancos arenosos han sido homogeneizados, con cierta frecuencia es posible observar la laminación original afectada por deformación por fluidización y licuefacción. Aunque la deformación sinsedimentaria dominada por plegamiento se presenta en diferentes posiciones estratigráficas, es más común en la parte basal y media de la unidad.

Un segundo grupo de deformación fue previamente reconocido por Sobiesiak *et al.* (2017) y corresponde a areniscas medianas dominadas por fallamiento sinsedimentario (SXf, Fig. 3d). En líneas generales este tipo de estructuras es más frecuente en la parte superior y ocasionalmente media de la Formación Tuminico. De acuerdo a Sobiesiak *et al.* (2017) es posible reconocer dos tipos principales, por un lado, aquellos que corresponden a areniscas con fallas imbricadas, que ocasionalmente muestran

direcciones opuestas de vergencia. Mientras que el segundo grupo corresponde a grandes bloques de areniscas medianas hasta gruesas, los que aparecen embebidos en delgados depósitos de microbrechas y microconglomerados interpretados como debritas (Sobiesiak *et al.*, 2017).

Un tercer tipo de deformación aparece caracterizado por masas lenticulares arenosas deformadas inmersas en fangolitas (SXI, Fig. 3f). En las inmediaciones del puente carretero ubicado en el punto "c" de la figura 4 se observa un intervalo con deformación sinsedimentaria compleja compuesta por plegamientos de menor escala a los correspondientes a SXp, junto a fallamiento sinsedimentario (SXf), y estructuras *ball and pillow* de escala métrica, asociada a plegamiento convoluto de escala centimétrica. En algunos casos, un cuarto tipo de deformación, asociada a plegamiento, consiste en niveles con *boudinage* sedimentario (SXb, Fig. 3e) y con menor asiduidad fragmentos arenosos distribuidos caóticamente. Estos últimos demuestran que la deformación ha sido lo suficientemente intensa como para producir la pérdida total de la estratificación original.

SECCIONES DE LA FORMACIÓN TUMINICO

Teniendo en cuenta sus características litológicas, estructuras sedimentarias, ordenamiento vertical de los arreglos estratigráficos y tipos de deformación sinsedimentaria, la Formación Tuminico en el área de estudio es separada en cuatro intervalos estratigráficos o secciones (Figs. 4-6). De base a techo se denominan: 1) Sección arenosa-diamictítica con depósitos de deslizamientos; 2) Sección pelítica-arenosa con deformación compleja hacia el tope; 3) Sección areno-pelítica en ciclos grano-crecientes con incisiones; y 4) Sección de fangolitas dominantes.

Sección 1: Arenosa-diamictítica con depósitos de megadeslizamientos

Descripción: Esta sección forma el tramo inferior de la Formación Tuminico, presenta un espesor mínimo de 490 metros y muestra su base cubierta por acarreo cuaternario. Está compuesta por dos términos, por un lado, diamictitas arenosas y fangolíticas con estructuras deformacionales de gran escala. Por el otro, fangolitas laminadas y diamictitas delgadamente estratificadas, con eventual deforma-

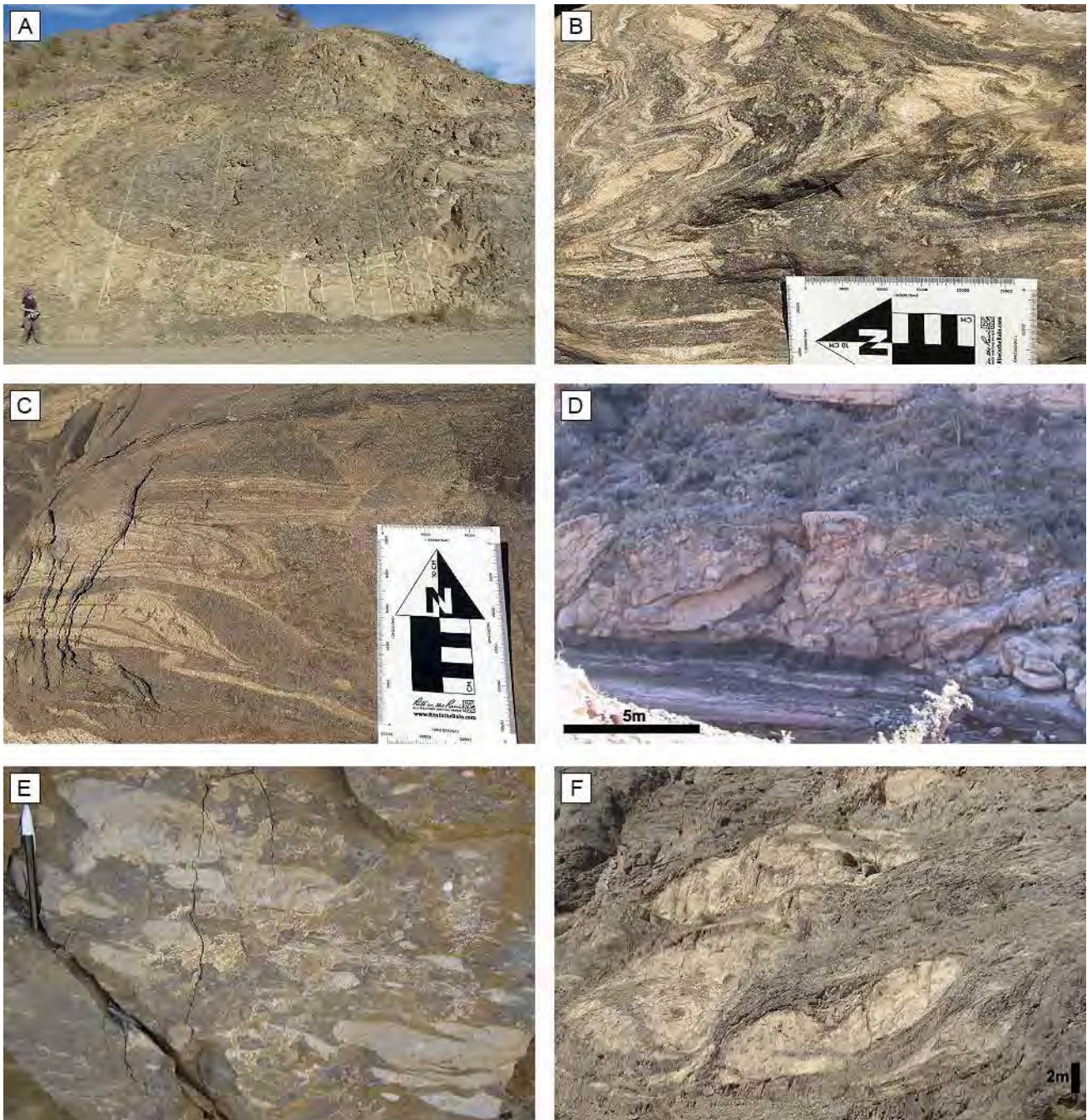


Figura 3. Los tipos principales de deformación sinsedimentaria identificados en la tabla 1. **a)** Plegamiento sedimentario de longitud de onda métrica (facies SXp). **b, c)** Ejemplos de estructuras de deformación de pequeña escala presentes en los megadeslizamientos de la sección 1. **d)** Fallas imbricadas y bloques deslizados (facies SXf) que caracterizan deslizamientos de menor orden. **e)** Estructura en *boudinage* (facies SXb) relacionada a flujos fluidalizados y licuefactados. **f)** Lentas arenosas replegadas o internamente masivas con forma de ojos (facies SXl). En a): Persona de escala= 1,7m; e): Lapicera= 15cm.
Figure 3. The principal types of sinsedimentary deformation pointed out in Table 1. **a)** Metric-scale sedimentary folding (facies SXp). **b, c)** Example of centimetric-scale deformational structures present in the mass transport deposits of the section 1. **d)** Imbricated faults and slide blocks (facies SXf) present in the minor order slumps. **e)** Boudinage structure (facies SXb) related to fluidized and liquefacted flows. **f)** Sandy lenses eye-shaped showing irregular folding or massive structure (facies SXl). In a), Person for scale= 1.7m; e): Pencil= 15cm.

ción sinsedimentaria de pequeña escala y estructuras de impacto generadas por la presencia de *dropstones*

(Figs. 2, 5).

El primer conjunto está formado por diamictitas

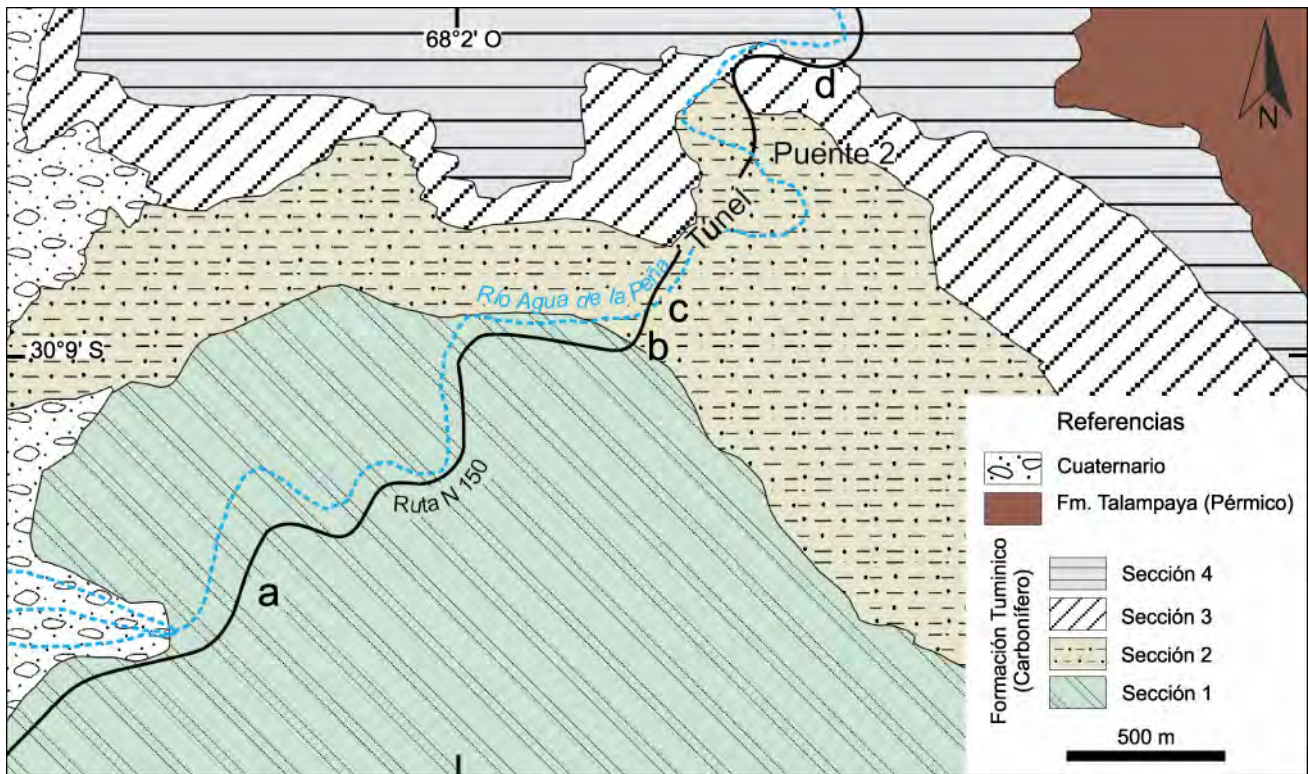


Figura 4. Mapa de distribución de las secciones identificadas en este trabajo. La ubicación de las localidades fosilíferas donde se obtuvo el material paleontológico descrito se señala en “a” (palinomorfos), “b” (megaflores), “c” (palinomorfos) y “d” (palinomorfos). **Figure 4.** Geologic map showing the distribution of the sections defined in this paper. The location of fossiliferous localities is: a (palynomorphs), b (plant remains), c (palynomorphs) and d palynomorphs).

masivas, mayormente arenosas (DSm) y en menor medida fangosas (DFm), junto a areniscas guijerosas masivas (SGm) y areniscas medianas hasta finas con estructura *hummocky* (Smw). Las estructuras deformacionales que exhibe este término corresponden mayormente a plegamientos sinsedimentarios (SXp, Fig. 3a), los que incluyen pliegues de longitud de onda de decenas de metros hasta replegamientos centimétricos (Fig. 7a-b). Por otro lado, aparecen lentes de areniscas deformadas inmersas en fangolitas (SXI) y niveles con *boudinage* sedimentario (SXb), en los cuales la estratificación ha sido casi totalmente homogeneizada (Fig. 3e).

El segundo término está compuesto por areniscas laminadas (Sl), con laminación ondulítica (Sr) o masivas (Sm), las que se intercalan con diamictitas finamente estratificadas (DI). Éstas últimas incluyen delgadas particiones pelíticas (Fm) que muestran importante bioturbación *epichnia*. Una particularidad de este término es la abundante presencia de clastos aislados de hasta 30 cm de diámetro interpretados como clastos *dropstones*.

Verticalmente, la sección muestra un apilamiento sedimentario rítmico de los dos términos arriba descritos, ya que las diamictitas y areniscas fuertemente deformadas, en paquetes de hasta 60 m, se intercalan con las fangolitas y diamictitas finamente estratificadas no deformadas (Fig. 8). En este sentido y como se muestra en la figura 5 existen al menos tres intervalos principales de deformación sinsedimentaria intercalados por otros tantos sin deformación, los que exhiben un ligero adelgazamiento hacia el techo de la sección.

Interpretación: Básicamente esta sección está integrada por dos tipos de depósitos: 1. los correspondientes a megadeslizamientos o *mass transport deposits* (MTDs, Jackson et al., 2009; Sobiesiak et al., 2016), los que obviamente resultan alóctonos a su actual emplazamiento y 2. aquellos sedimentados en su actual posición (autóctonos, Fig. 8), los que no muestran mayor deformación ni transporte postdeposicional. Como se muestra en la figura 8 ambos tipos de acumulaciones se apilan alternadamente.

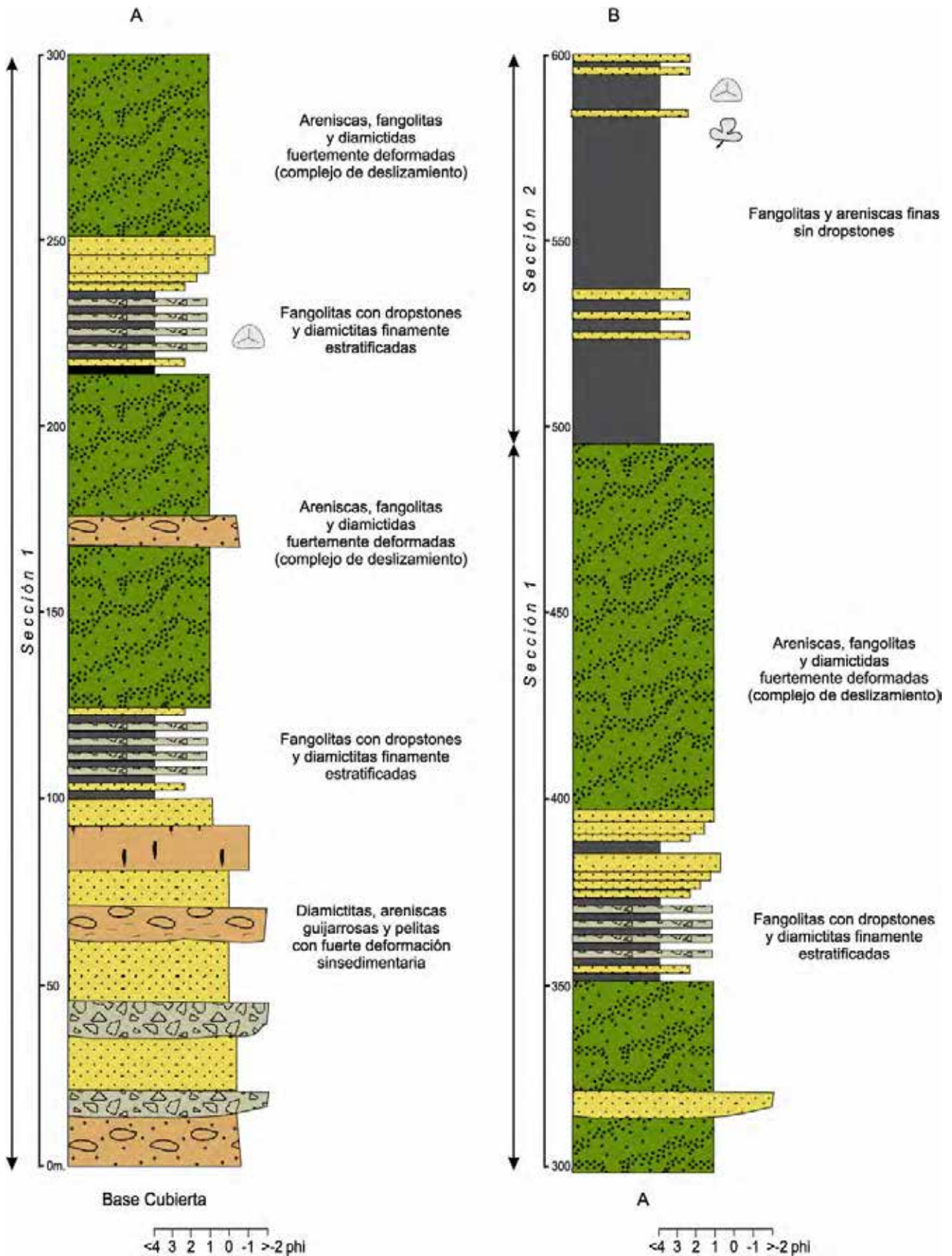


Figura 5. Perfil esquemático correspondiente a la parte inferior de la Formación Tuminico en la quebrada Agua de la Peña (para referencias véase la figura 6). Continúa en Fig. 6.

Figure 5. Schematic section of the Tuminico Formation in the Agua de La Peña creek (for references see Fig. 6).

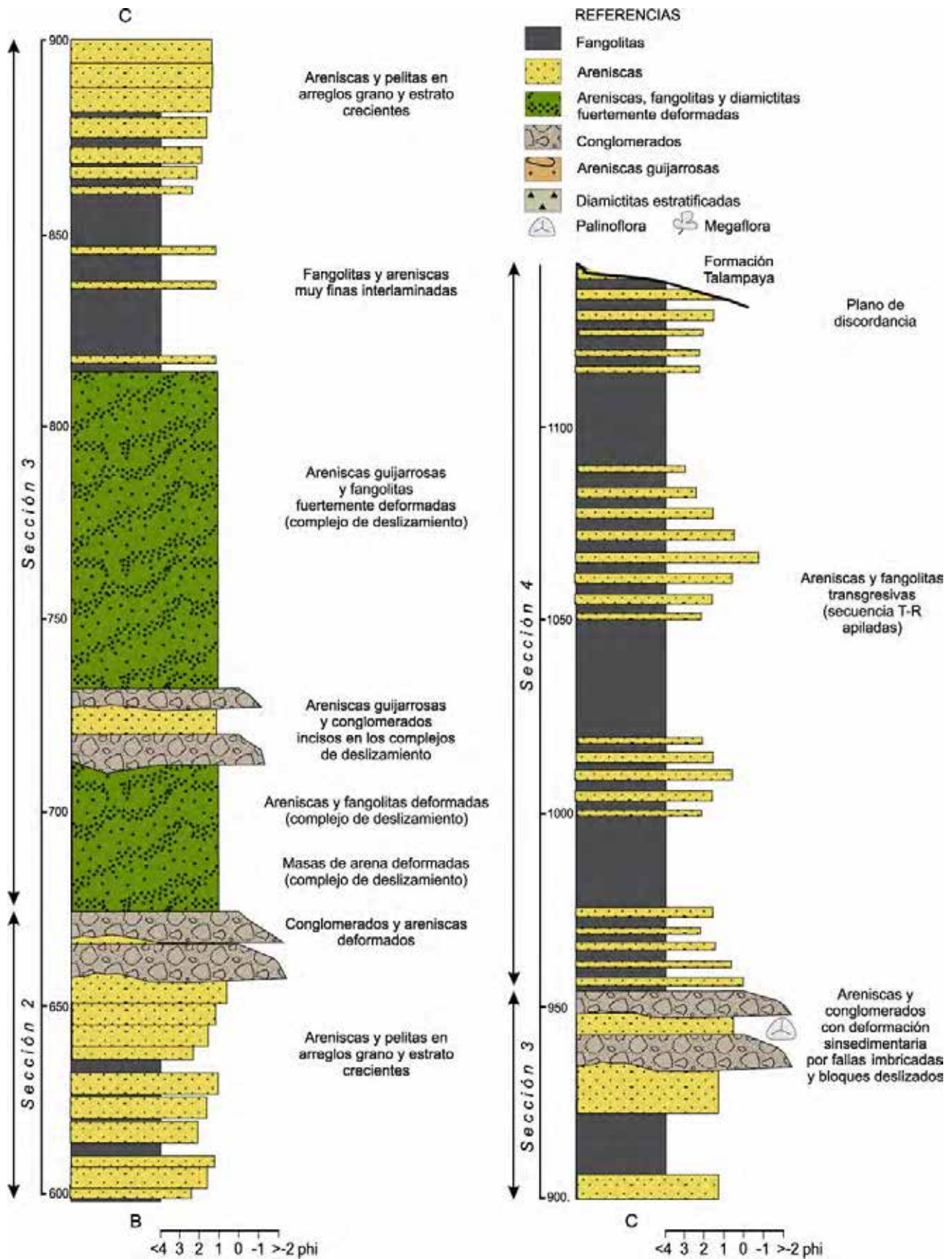


Figura 6. Perfil esquemático correspondiente a la parte superior de la Formación Tuminico en la quebrada Agua de La Peña. Continuación de la figura 5.

Figure 6. Schematic section of the Tuminico Formation in the Agua de La Peña creek (see also Fig. 5).

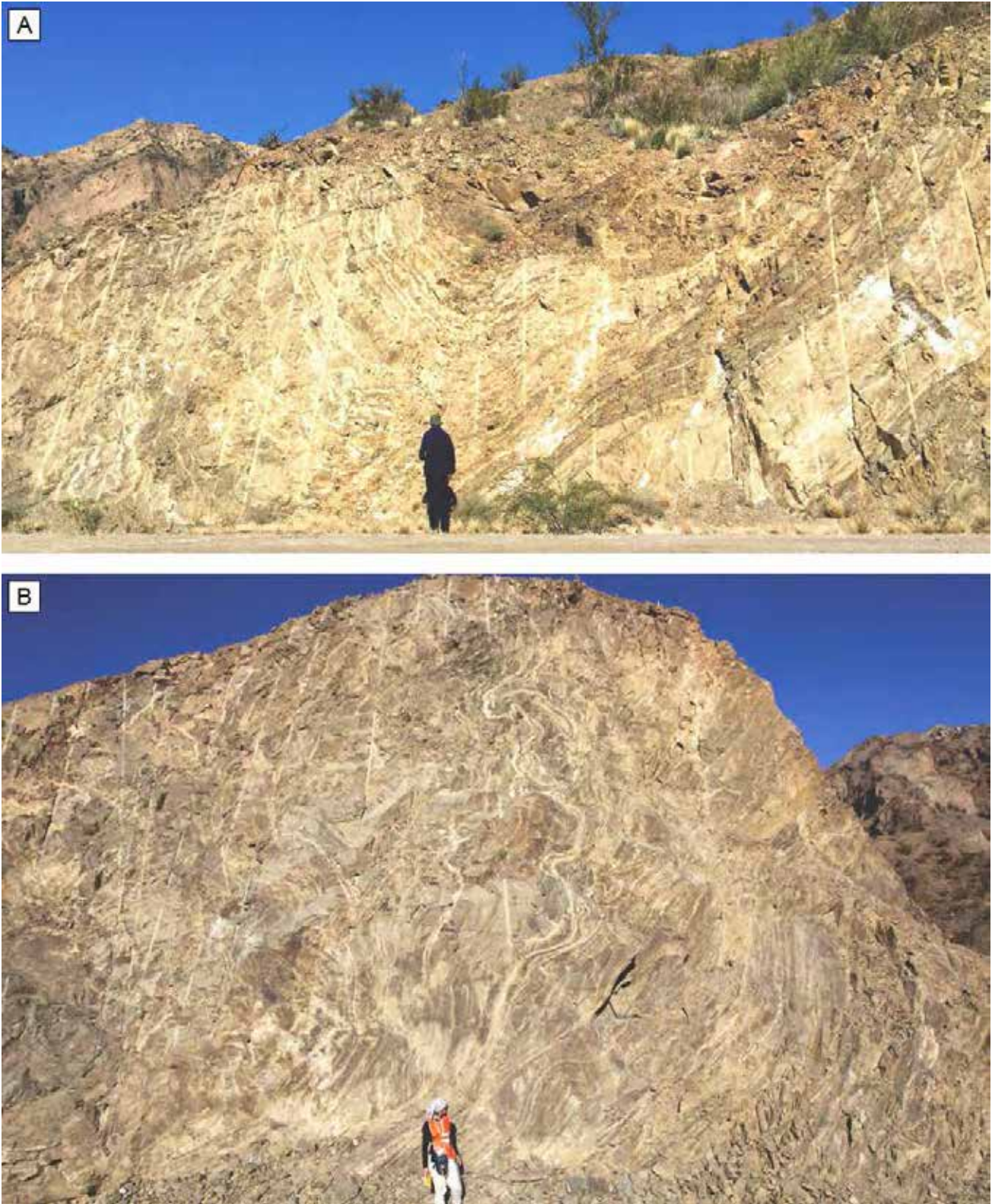


Figura 7. Ejemplos del plegamiento sinsedimentario de gran escala que caracteriza a las areniscas incluidas en los megadeslizamientos de la sección 1. **a)** sinclinal parcialmente fallado compuesto mayormente por areniscas que en su núcleo expone fangolitas gris oscuras. **b)** flanco de una estructura plegada de gran escala mostrando subsidiaria deformación por licuefacción y fluidización de láminas. En a), b): Persona de escala= 1,7m

Figure 7. Examples of large-scale sinsedimentary folding in the MTDs deposits of the section 1. **a)** Partially faulted syncline formed by sandstone and mudstones beds in the core; **b)** Flank of a large-scale folded structure exhibiting deformation by laminae liquefaction and fluidization. In a), b): Person for scale= 1.7m

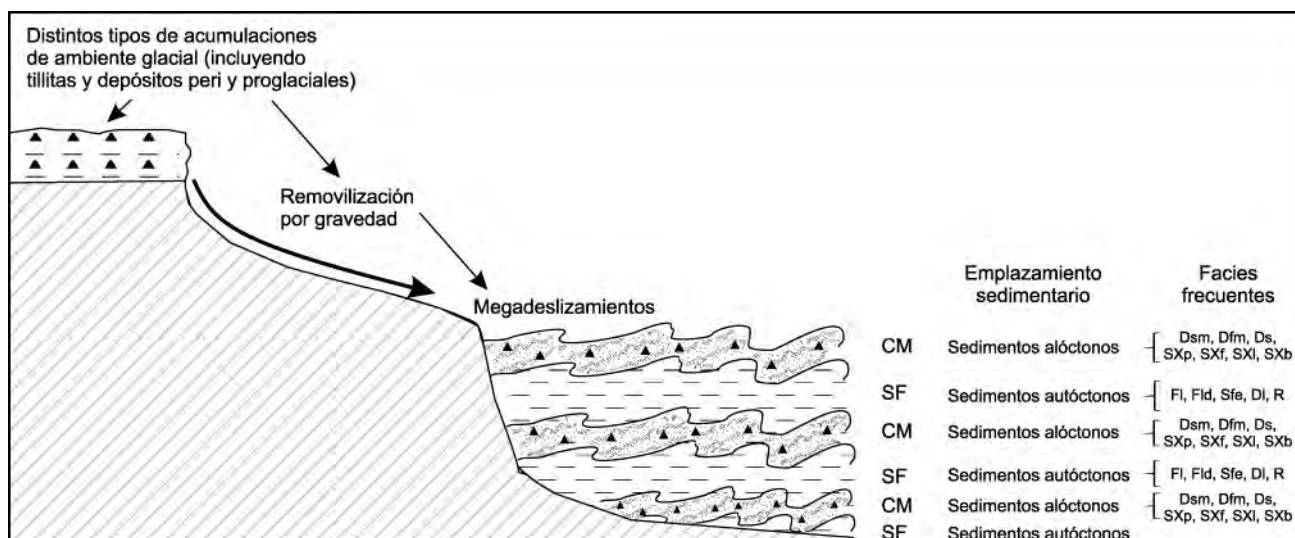


Figura 8. Representación esquemática de la alternancia de sedimentos alóctonos (megadeslizamientos) y autóctonos (mayormente fangolitas, areniscas muy finas y diamictitas finamente estratificadas) que forman la totalidad de la sección 1. Referencias: CM complejos de megadeslizamientos, SF sedimentación de grano fino *in situ*. Sólo fueron indicadas las principales facies sedimentarias en cada uno de los dos tipos de depósitos.

Figure 8. Schematic representation of the superimposition of allochthonous (MTDs) and autochthonous (mudstones, fine-grained sandstones and thinly-stratified diamictites) deposits that form the major part of the section 1. References: CM MTDs complexes, SF *in situ* fine-grained sediments. Only were represented the principal sedimentary facies in each one of the deposits.

Las características observadas en el término alóctono permiten inferir un amplio rango en la consolidación de los depósitos previo al transporte en masa, ya que la deformación va desde pliegues sinsedimentarios de varios metros de longitud de onda, hasta niveles con pérdida casi total de las estructuras primarias (Figs. 3ae). Esta intensa deformación podría indicar la amalgamación de varios episodios de transporte en masa formando complejos de megadeslizamientos.

En el término autóctono (Fig. 8), la presencia de diamictitas masivas, diamictitas delgadamente estratificadas, pelitas con *dropstones* y areniscas con estructuras *hummocky*, claramente sugieren una vinculación de esta sección con procesos glaciogénicos subácueos. Las diamictitas finamente estratificadas con *dropstones* son interpretadas aquí como resultado de dos mecanismos depositacionales distintos pero simultáneos, por un lado, flujos de densidad distales y por el otro la caída de clastos desde témpanos. La asociación de estas diamictitas con areniscas finas, algunas de ellas con laminación ondulática de corriente, podría indicar posiciones marginales de abanicos subglaciales (Powell, 1990; Ashley et al., 1991; Marenssi et al., 2005; Koch e Isbell, 2013). Sin embargo, una posibilidad

alternativa es que estas rocas correspondieran a depósitos de lluvia de clastos (*rain-out tills*, Wopfner, 1996; Cofaigh et al., 2011). En la primera de las interpretaciones, las delgadas cortinas de fango con abundante bioturbación del tipo *epichnia* señalarían sedimentación hemipelágica entre eventos de flujos de densidad. En la segunda indicarían sedimentación, mayormente por decantación, entre eventos de importante caída de los clastos. El registro de esporádicos episodios de tormentas, está representado en las areniscas con estructuras *hummocky*, las que aparecen intercaladas tanto en facies diamictíticas como de areniscas laminadas.

La presencia de *dropstones* en ambos términos a lo largo de toda la sección, evidencia que el frente glacial se encontraba en contacto con el cuerpo de agua durante la depositación de este intervalo.

Sección 2: Pelítica-arenosa con deformación compleja hacia el tope

Descripción: La base de esta sección está marcada por la aparición de un potente intervalo de fangolitas y areniscas muy finas de color gris oscuro, las que se disponen en forma más o menos neta sobre la sección arenosa-diamictítica con depósitos de

megadeslizamientos. El espesor total de este intervalo es de 185 metros.

La sucesión está compuesta en su base por una delgada interestratificación rítmica de fangolitas y areniscas muy finas gris oscuras (R), junto a bancos tabulares de espesor centimétrico de areniscas muy finas gris verdosas laminadas (Sfh) y fangolitas masivas o laminadas (Fm, Fl, Figs. 9a-b). En esta sección los *dropstones* han desaparecido y aunque se observa bioturbación del tipo epichnia, su frecuencia es mucho menor que en la sección 1.

Ascendiendo en la columna, el número y espesor de los bancos de areniscas se incrementa regularmente originando un clásico arreglo grano y estratocreciente (Fig. 9a). Es así como los bancos tabulares de areniscas finas, son reemplazados por estratos lobulados de base plana y techo convexo de areniscas finas a medianas, en ocasiones con laminación ondulítica (Sfr-Smr) y heterolítica (SFe). Estas rocas son a su vez sucedidas, mediando una base ligeramente erosiva, por areniscas medianas a gruesas, sabulitas, areniscas guijarrosas, y en ocasiones conglomerados con estratificación entrecruzada (Gp) y masivos (Sge, SGM), que muestran un característico color gris blanquecino. Todo este conjunto exhibe un arreglo granocreciente y un complejo patrón de deformación sinsedimentaria limitado únicamente al tope del ciclo (Fig. 9c). La deformación incluye plegamientos de longitud de onda que va de centimétrica a pocos metros (SXp), fallamiento sinsedimentario (SXf), estructuras *ball and pillow* y plegamiento convoluto (Fig. 9c).

Interpretación: Algunos elementos importantes que deben ser destacados en esta sección son la falta de *dropstones*, el carácter granocreciente de la sucesión y la presencia de deformación sinsedimentaria en su tope. La falta de *dropstones* sugiere que desde el inicio de la sedimentación los glaciares no se encontraban en contacto con el cuerpo de agua, por lo que la caída de clastos desde masas de hielo flotantes no tuvo lugar. El carácter grano y estratocreciente sugiere el desarrollo de un sistema deltaico, en el que las fangolitas de la parte inferior corresponderían a ambientes de prodelta donde la alternancia de delgados depósitos de *underflows* y *overflows* serían responsables de las ritmitas arriba descritas (R, Fig. 9b). Los depósitos arenosos, de geometría lobulada con base plana y techo convexo, corresponderían a acumulaciones de barras de de-

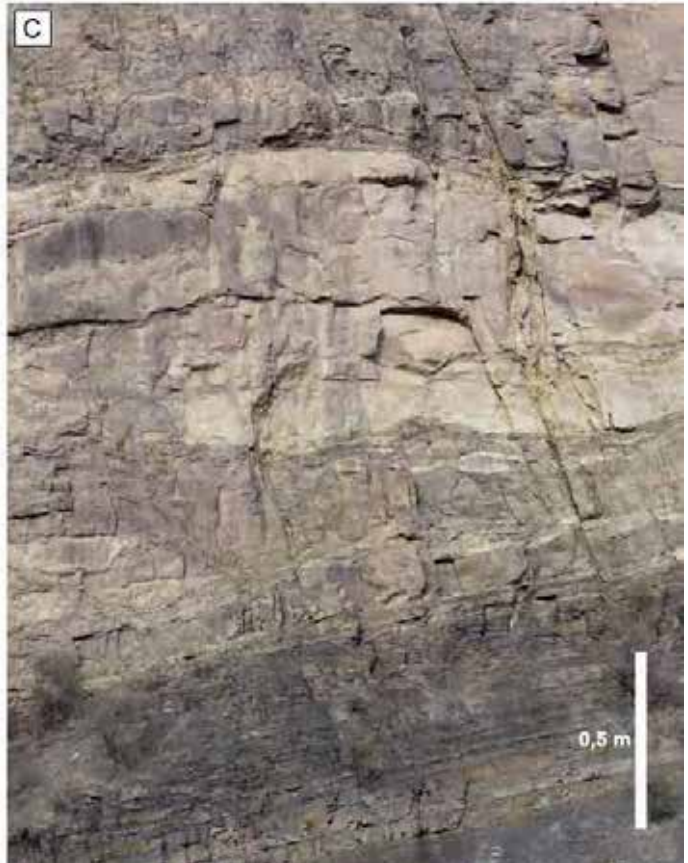
sembocadura, las que forman la mayor parte del frente deltaico. Finalmente, las facies gruesas del tope son interpretadas como parte de la plataforma deltaica (Fig. 9a).

A diferencia de la sección 1, el tramo deformado (de espesor inferior a 30 m) no corresponde a megadeslizamientos, sino a un intervalo que exhibe intensa e irregular deformación *in situ*. Esta deformación tuvo lugar con posterioridad a la depositación de esta sección, donde condiciones de inestabilidad llevaron a la deformación de los tramos correspondientes a la plataforma y la parte superior del frente deltaico (Fig. 9c).

Sección 3: Areno-pelítica en ciclos grano-crecientes con incisiones

Descripción: Esta sección, de 285 m de espesor, muestra una composición litológica compleja, se inicia con depósitos de lentes de areniscas intensamente deformados (facies SXl, Fig. 9a), asociados a niveles con *boudinage* sedimentario (facies SXb). Este intervalo es cubierto por una secuencia grano y estratocreciente, fangolítica-arenosa, no deformada. Ocasionalmente, el conjunto descripto basal aparece incidido por canales, compuestos por conglomerados extraformacionales dominados por clastos de metamorfitas y cuarzo, a los que se agregan bloques intraformacionales resultantes de deformación por fallamiento sinsedimentario (Fig. 10a). El límite entre las secciones 2 y 3 corresponde a una superficie irregular que señala la discontinuidad entre los términos deformados, pero no transportados, correspondientes al techo de la sección 2 (Fig. 10b) y los depósitos deformados con transporte en masa de la base de la sección 3 (Fig. 9a).

Las acumulaciones basales de esta sección comprenden una *melange* sedimentaria, compuesta por masas lenticulares de geometría biconvexa, de arenas finas a medianas con característico color gris blanquecino. Estas masas aparecen “encapsuladas” en una matriz areno-fangosa gris verdosas con estructuras de deformación de escala centimétrica (SXl, Figs. 9a, 11b). Mediando una superficie neta, aparece un segundo tipo de deformación, similar al descripto en la sección 1, que corresponde a areniscas gris verdosas sumamente plegadas y falladas (facies SXp y SXf), en las que están prácticamente ausentes las facies de deformación de tipo SXl (“b” en Fig. 11a-b). Ocasionalmente, incisos dentro de



estas acumulaciones, han sido observados canales conglomerádicos-arenosos de hasta 15 m de potencia, los que no muestran deformación.

La parte media de esta sección se encuentra formada por una sucesión grano y estratocreciente, de unos 60 m de potencia, la que se inicia con fangolitas laminadas o masivas (Fl, Fm) y areniscas muy finas gris oscuras. En ocasiones ambos tipos litológicos aparecen interlaminados rítmicamente (R). Estas rocas son sucedidas por bancos arenosos tabulares o lobulados, y finalmente areniscas medianas a gruesas, en ocasiones gravillosas, de color gris blanquecino. Estas últimas muestran evidencia de deformación sinsedimentaria, principalmente por fallamiento (SXf; Sobiesiak *et al.*, 2017), tanto en la forma de fallas imbricadas (Fig. 12b) como bloques aislados, estos últimos formando depósitos de aspecto caótico.

La sección culmina con bancos arenosos canalizados, incisos en las acumulaciones de bloques caóticos arriba señaladas, acompañados por fangolitas gris verdosas, en parte carbonosas y areniscas medianas dispuestas en bancos lobulados de base plana y techo convexo (Fig. 12a).

Interpretación: Esta sección es probablemente la que muestra mayor complejidad paleoambiental y de estilos de deformación. La parte inferior corresponde a megadeslizamientos dentro de los cuales pueden separarse dos tipos principales. Primeramente, aquellos correspondientes a las facies de areniscas deformadas del tipo SXl (Fig. 11), las que en opinión de los autores de la presente contribución son similares a las masas de arenas deformadas en formas de ojo, descritas por Sobiesiak *et al.* (2016) en los megadeslizamientos identificados en la Formación Guandacol (área del Cerro Bola). El segundo tipo, incluye a facies de deformación compleja, del tipo SXp y SXf juntas,

las que a juzgar por sus características muestran un mayor grado de deformación y homogenización, probablemente indicando mayor distancia de transporte en masa (Fig. 12).

La sucesión grano-estrato creciente que caracteriza a la parte media de la sección, es autóctona, y corresponde a un sistema progradacional. Las fangolitas y areniscas muy finas hemipelágicas, expuestas en la base, pasan en transición a barras de desembocaduras distales, las que hacia el techo forman bancos lobulados correspondientes a barras de desembocadura proximales. En este último intervalo cuspidal de la sección 3, Sobiesiak *et al.* (2017) interpretaron depósitos de transporte en masa dominados por fallas imbricadas (SXf; Fig. 12b), cuyo emplazamiento admite dos interpretaciones. Por un lado, que los mismos han sufrido un transporte en masa prolongado en bloque y por lo tanto no guardan relación depositacional con las sedimentitas infrayacentes. Por el otro, suponer que la deformación afectó a los depósitos de plataforma y que el transporte postdeposicional fue limitado o nulo (Sobiesiak *et al.*, 2017). El encadenamiento vertical de facies nos lleva a sostener esta última posibilidad. Una situación algo diferente se plantea para los depósitos de bloques caóticos, los que en nuestra opinión registran transporte más prolongado por deslizamiento (Fig. 12b).

Los canales incisos, dentro de los depósitos de bloques caóticos, evidencian el ajuste de los canales fluviales a su perfil de equilibrio. Sin embargo, solo la incisión parece haber sido de origen fluvial, ya que el relleno concéntrico de los canales parecería indicar procesos de agradación subácuea. Esta última interpretación parece ser consistente con las fangolitas y los cuerpos arenosos suprayacentes de geometría plano convexa, los que corresponderían a barras de desembocadura.

Figura 9. Aspecto de la sección 2 mostrando en **a)** parte de su arreglo grano y estratocreciente, nótese en “a” la alternancia de areniscas y fangolitas que caracteriza al frente deltaico y en “b” depósitos de plataforma deltaica intensamente deformados, pero no deslizados. La línea punteada es el límite entre las secciones 2 y 3 esta última caracterizada por depósitos de megadeslizamientos (“c” en la figura). **b)** Facies de fangolitas laminadas correspondientes a acumulaciones de prodelta. **c)** detalle de deformación de pequeña escala observada en las capas arenosas de frente deltaico, las flechas indican niveles con *boudinage* sedimentario y laminación replegada.

Figure 9. View of the section 2 showing in **a)** the coarsening- and thickening- upward cycle. The letter a indicates interbedded sandstones and mudstones (delta-front deposits) and b highly deformed (but not slipped) sandstones and conglomerates belonging to delta-platform accumulations. The dotted line points out the boundary between sections 2 and 3, the last characterized by MTDs deposits (c in the figure); **b)** Shales deposited in the prodelta environment; **c)** Detail of the small-scale deformation in the sandy beds belonging to the delta-front, arrows point out sedimentary *boudinage* and folded-lamination.

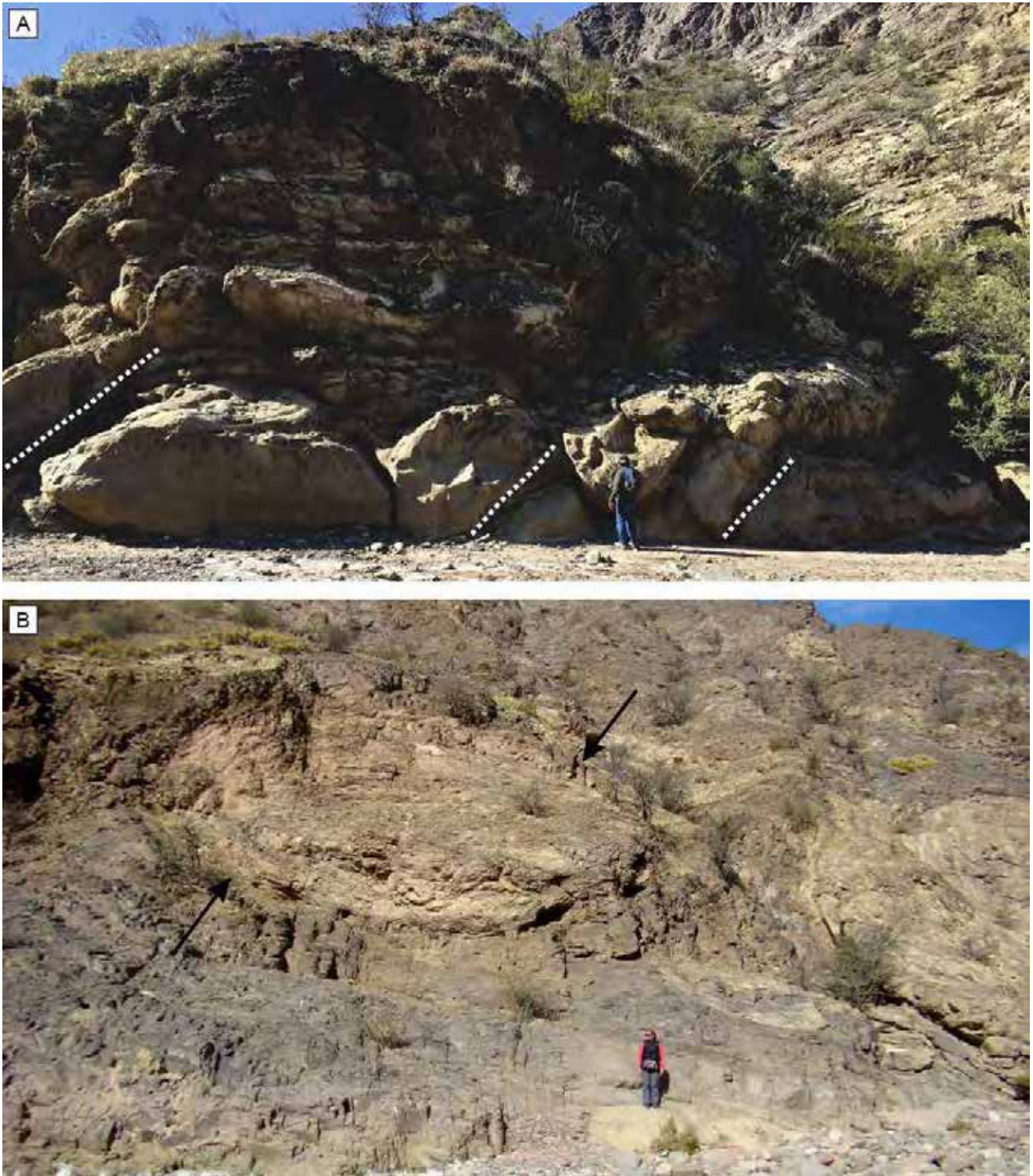


Figura 10. Ejemplos de los dos tipos de estructuras de deformación que forman la sección 3. **a)** Tramos dominados por fallamiento sinsedimentario, en algunos casos con desarrollo de imbricación de fallas (facies SXf), las líneas punteadas indican los planos de fallas. **b)** Lentes en forma de “ojos” de areniscas deformadas (flechas) inmersos en fangolitas (facies SXI). En a), b): Persona de escala= 1,7m

Figure 10. Examples of the two types of deformational structures present in the section 3. **a)** Imbricated faults (SXf), the dotted lines indicate the fault planes. **b)** Deformed sandy lenses (arrows) into mudstones beds (SXI). In a), b): Person for scale= 1.7m

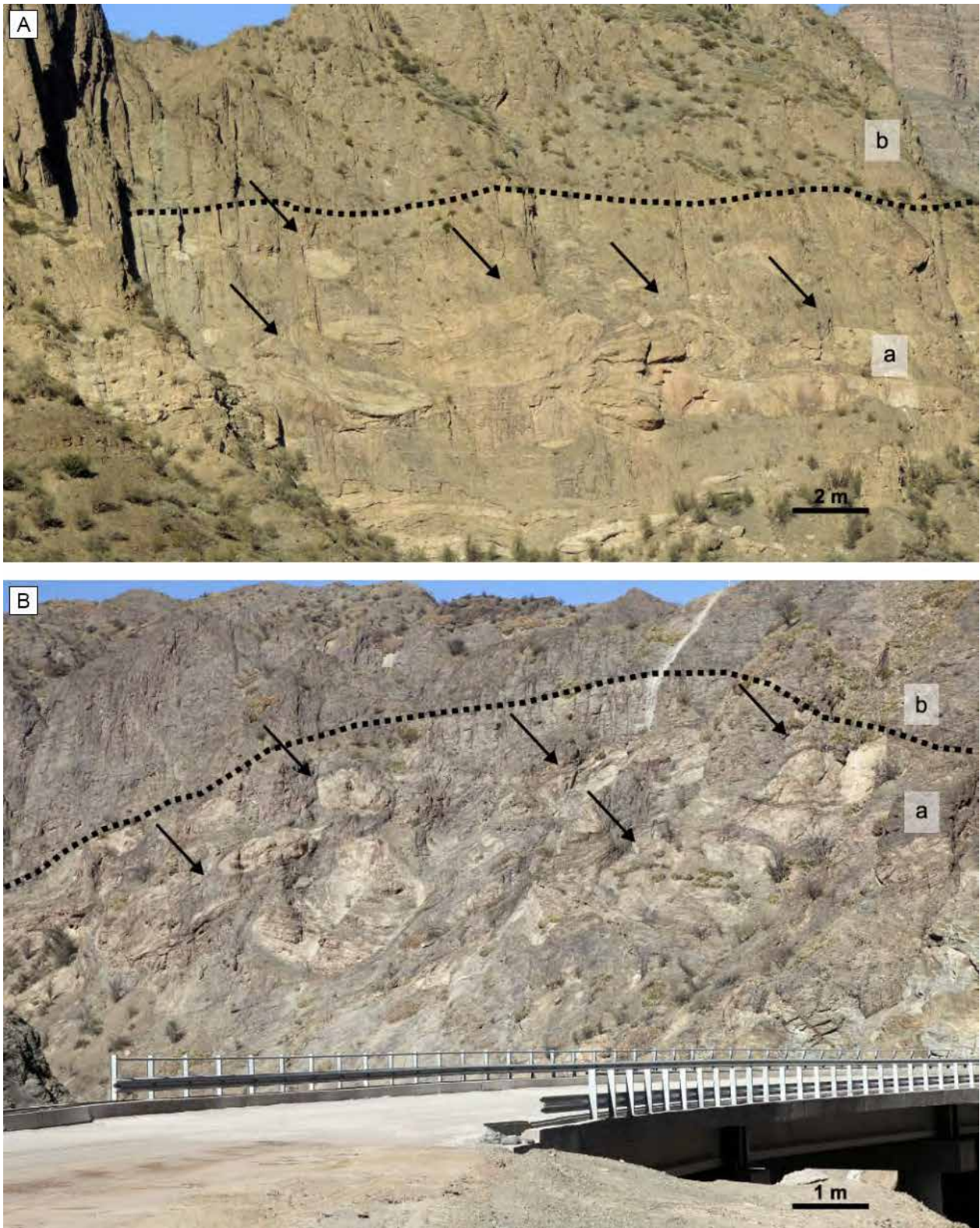


Figura 11. Vista a escala de afloramiento de los dos tipos de deformación presentes en la sección 3. En **a)** y **b)** se observa el intervalo de megadeslizamiento inferior donde dominan las lentes de areniscas en forma de “ojos” (flechas), la línea punteada indica el abrupto contacto con el tramo superior de megadeslizamiento “b” donde las lentes de arena se hacen muy escasas y domina la deformación por plegamiento y fallamiento sinsedimentario.

Figure 11. View to outcrop scale of the two main types of sedimentary deformation in section 3. Pictures **a)** and **b)** show the MTDs interval where deformed sandy lenses into mudstone beds are dominant (arrows). The dotted line indicates the sharp contact with the upper MTDs complex (b) where sandy lenses are very scarce, while faulted and folded sandstones and mudstones are dominant.

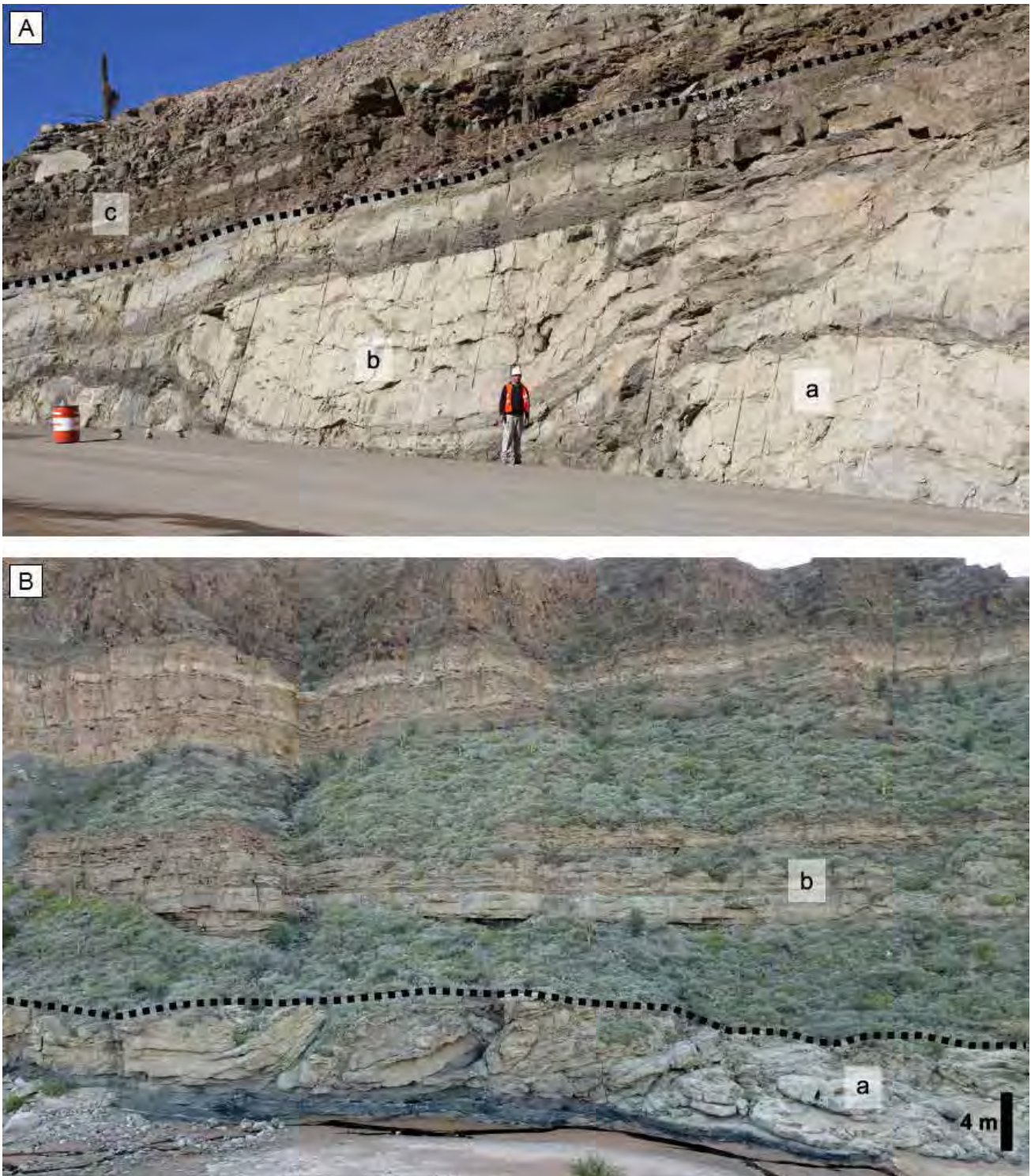


Figura 12: Aspecto del pasaje entre las secciones 3 y 4. **a)** Canales incisos “a” en depósitos de bloques deslizados “b”, la línea punteada marca el límite con la sección 4 representado por fangolitas laminadas “c”. **b)** Vista del contacto (línea punteada) entre las secciones 3 y 4. Nótese la relación entre los depósitos de transporte en masa (megadeslizamientos en este trabajo, a en la foto) ilustrados por Sobiesiak *et al.* (2017), incluidos aquí en la sección 3, y las fangolitas y areniscas muy finas (“b” en la foto) de la sección 4. En a): Persona de escala= 1,7m

Figure 12: View of the contact between sections 3 and 4. **a)** Incised channels (a) into transported block deposits (b), the dotted line marks the boundary with the section 4 represented in brown mudstones (c). **b)** General view of the contact between section 3 and 4 (dotted line) showing the relation between the MTDs deposits described by Sobiesiak *et al.* (2017, a in the photograph), with the sandstones and mudstones belonging to the section 4 (b in the photography). In a): Person for scale= 1.7m

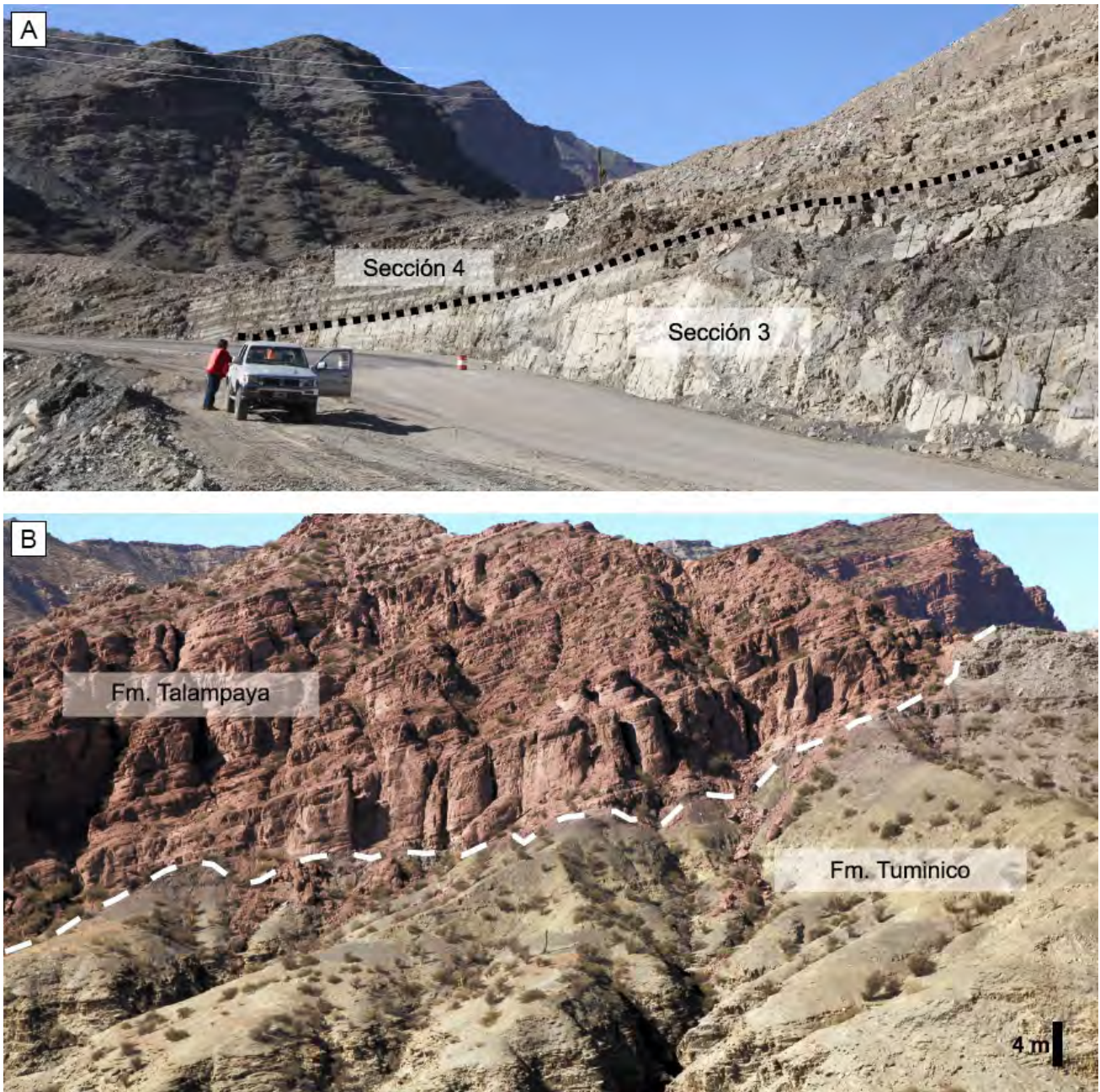


Figura 13. a) desarrollo del contacto (línea punteada) entre las secciones 3 y 4. Nótese como corresponde a una importante superficie de inundación. **b)** Vista de la discordancia (línea punteada) que separa el tope de la sección 4 de la Formación Tuminico de los estratos rojos de la Formación Talampaya.

Figure 13. a) The dotted line marks the contact between sections 3 and 4; **b)** View of the unconformity (dotted line) that separates the Tuminico and the late Permian Talampaya Formation.

Sección 4: Fangolitas dominantes

Descripción: Esta sección muestra un espesor de 168 m, el contacto con la unidad infrayacente es neto y se materializa en un nivel de pelita gris verdosa amarronada, estratificada en un banco de unos 20 cm de espesor de geometría tabular. Este nivel

pelítico se dispone sobre las areniscas canalizadas y de barras de desembocadura previamente descritas en la sección 3 (Fig. 13a). Una discordancia erosiva la separa de la Formación Talampaya (Pérmico superior, Gulbranson *et al.*, 2015; Fig. 13b), lo que genera que en algunos sectores parte de este intervalo haya sido erosionado (hasta varias decenas

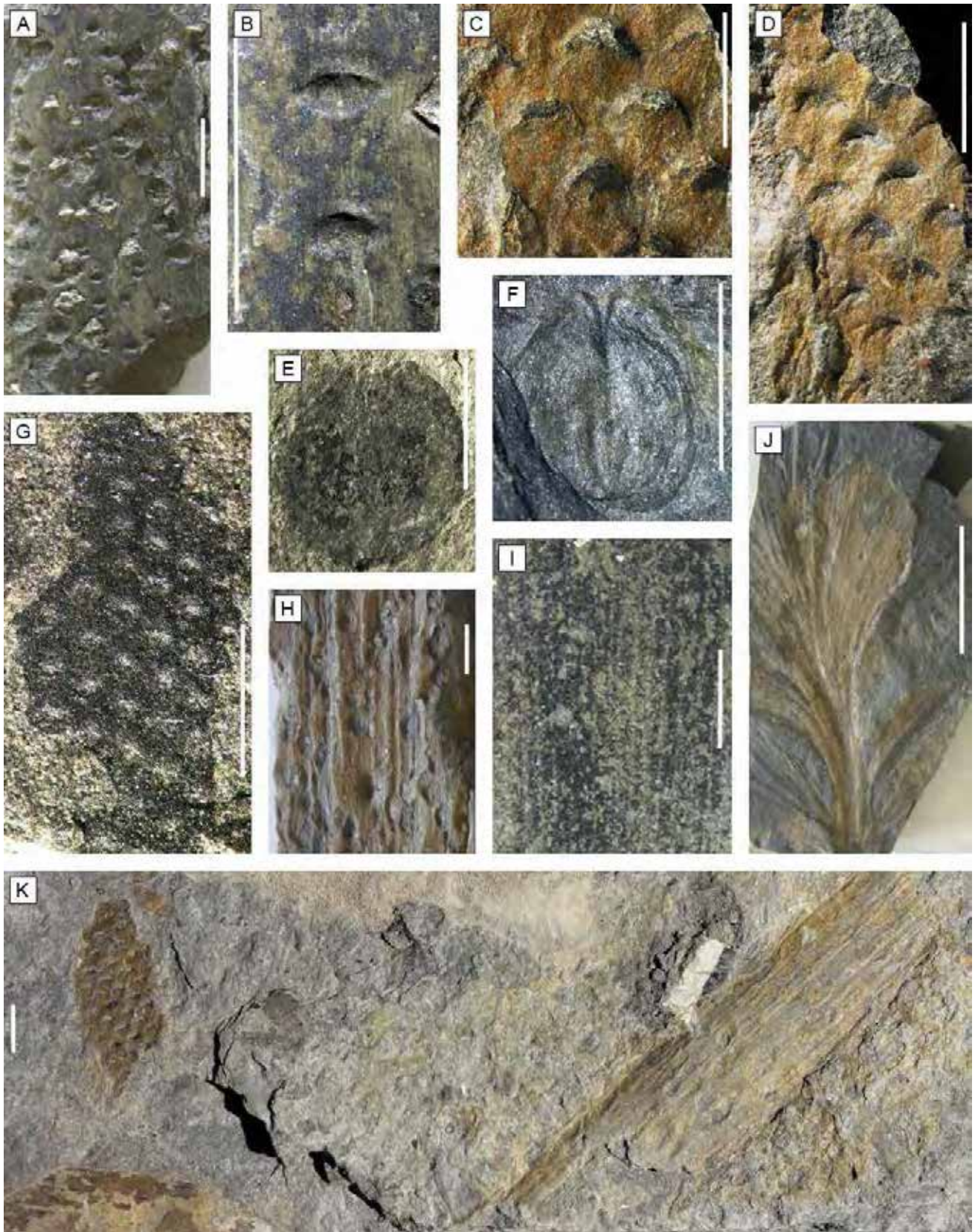


Figura 14. a, b) Licofita indeterminada, PBSJ 1043; c, d) cf. *Brasilodendron pedroanum*, PBSJ 1044; e, f) *Cordaicarpus cesarii*, PBSJ 1046, 1047; g) *Malanzania nana*, PBSJ 1045; h) tallo decorticado, PBSJ 1048; i) *Cordaites* sp., PBSJ 1049; j) *Fedekurtzia argentina*, PBSJ 1050; k) vista general de las impresiones de licofitas en diferentes estados de decorticación en afloramiento. Escala = 1cm en a, d, h, j, k. Escala = 5mm en b, c, e, f, i, g. PBSJ: Colección Paleobotánica del Museo de Ciencias Naturales de San Juan.

de metros).

La composición litológica es relativamente sencilla, pues está formada por fangolitas y areniscas de color gris verdoso (Fig. 12b). Las fangolitas son laminadas (Fl), forman bancos tabulares y en ocasiones se disponen formando sucesiones que pueden alcanzar hasta 20 m de potencia. Las fangolitas masivas (Fm) son mucho menos frecuentes y ambos tipos muestran en algunos casos bioturbación. Las areniscas son principalmente finas y muy finas, ocasionalmente medianas. Exhiben un característico color gris verdoso y desarrollan estratos de geometría tabular y ocasionalmente lobulada con base plana y techo convexo. La mayoría de estos niveles muestra laminación horizontal (Sfh) u ondulítica (Sfr).

El ordenamiento vertical de esta sección se inicia con una sucesión granoestrato decreciente de areniscas y pelitas de aproximadamente 15 m de espesor y hacia el tope, depósitos apilados de bancos de areniscas de unos 2 m que la separan de una monótona sucesión pelítica que puede alcanzar hasta 30 m de potencia. A partir de esta unidad, que puede considerarse un nivel guía, se desarrollan al menos tres ciclos granoestrato decrecientes - granoestrato crecientes, cada uno de los cuales alcanza unos 60 m de potencia. El techo de esta sección está coronado por 20 m de areniscas finas y fangolitas de color gris verdoso. Sin embargo, a lo largo del plano de discordancia, las areniscas y pelitas pueden mostrar un color bordó.

Interpretación: La base de esta sección, representada en las fangolitas gris verdosas arriba citadas, corresponde a un importante evento de inundación. Estas fangolitas son seguidas por depósitos retrogradacionales que culminan en una monótona secuencia de pelitas verdes que indicarían la máxima profundización. Por encima, se desarrollan al menos tres ciclos transgresivo-regresivos, los que incluyen principalmente desde ambientes de pelitas de *offshore* a areniscas de *shoreface*, y en menor medida *foreshore* tal como lo indican las facies presentes (Figs. 12b, 13).

CONTENIDO FOSILÍFERO Y EDAD

Hasta el presente se contaba con insuficiente información acerca del contenido fosilífero de la Formación Tuminico. Los datos previos se limitan a un listado no publicado de escasos restos florísticos (*Botrodendron* sp., *Rhacopteris ovata* y *Sphenopteridium cuneatum*) reportados por García (1948), los que permitieron su ubicación en el Carbonífero. A esta información se suma la presentada por Cuerda *et al.* (1979) en la que señalan la presencia de una reducida flora integrada por *Rhacopteris* sp., *Ginkgophyllum* sp. y *?Botrychiopsis* sp., especies que permitieron a esos autores proponer una correlación de la unidad con la Formación Tupe.

En este trabajo se presentan nuevos hallazgos que permiten alcanzar mayor certidumbre acerca de la edad y correlación regional de la unidad. Se han identificado restos megafiorísticos pertenecientes a la Biozona *Nothorhacopteris/ Botrychiopsis/ Ginkgophyllum* (NBG) que incluyen ejes de licofitas, fragmentos de frondes, hojas y semillas (Fig. 14). El citado material proviene en su totalidad de la parte media de la sección 2, más específicamente del contacto entre los depósitos fangolíticos y las areniscas interpretadas como barras de desembocadura (punto b en Fig. 4). Las licofitas se encuentran pobremente preservadas y en diferentes estados de decorticación (Fig. 14k); sin embargo, es posible identificar las bases foliares y su disposición que varía desde irregular a helicoidal y hasta en hileras verticales. Un pequeño ejemplar (Fig. 14c, d, k) posee cojinetes foliares subrómicos, contiguos, dispuestos en una filotaxis helicoidal aparentemente de bajo ángulo, con el ápice redondeado, donde se pueden inferir las cicatrices foliares ovaladas en sentido transversal con el borde superior convexo. Se asemejan a los descritos por Arrondo y Petriella (1979) como *Lycopodiopsis pedroanus* (Carruthers) Edwards procedentes de las Formaciones Jejenes (Retamito, San Juan), Tupe (San Juan) y Lagares (La Rioja). La especie fue combinada al género *Brasilodendron* por Chaloner *et al.* (1979).

Figure 14. a, b) Indeterminate lycophyte, PBSJ 1043; c, d) cf. *Brasilodendron pedroanus*, PBSJ 1044; e, f) *Cordaicarpus cesarii*, PBSJ 1046, 1047; g) *Malanzania nana*, PBSJ 1045; h) decorticated stem, PBSJ 1048; i) *Cordaites* sp., PBSJ 1049; j) *Fedekurtzia argentina*, PBSJ 1050; k) general view of lycophyte impressions in different decortication stages in the outcrop. Scale = 1cm in a, d, h, j, k. Scale = 5mm in b, c, e, f, i, g. PBSJ: Palaeobotanical Collection of the Museum of Natural Sciences of San Juan.

El ejemplar ilustrado en la figura 14g es un pequeño fragmento de eje que muestra falsas cicatrices foliares subcirculares, equidistantes horizontal y verticalmente, formando hileras verticales cuya filotaxis es aproximadamente de 45°. El espécimen de *Malanzania nana* descrito por Archangelsky et al. (ver Fig. 11 de Archangelsky et al., 1981) para la Formación Malanzán es estrechamente similar al hallado en la Formación Tuminico. *M. nana* ha sido descrita además para la Formación Guandacol (Césari et al., 1989) y la Formación Trampeadero (Archangelsky et al., 1981).

Un tercer tipo de licofta decorticada, indeterminada, es ilustrada en las figuras 14a,b,e, mostrando la disposición irregular de los probables cojinetes foliares, de forma ovalada en sentido transversal con los extremos laterales aguzados. La superficie del eje preserva, aunque sin mayor detalle, la lineación de tejido epidérmico.

Fragmentos de hojas de bordes y venación paralelos pueden ser referidos con certeza a *Cordaicarpus* sp. (i). Se asignan a *Cordaicarpus cesarii* Gutiérrez, Ganuza, Morel y Arrondo semillas platispéricas subcirculares, con el ápice emarginado y un seno aguzado, donde la sarcotesta angosta se ensancha en dos brazos redondeados (Fig. 14f,h). Un pequeño fragmento de pínulas apicales de *Fedekurtzia argentina* (Kurtz) Archangelsky completa la asociación (Fig. 14j). Estas especies son características de la biozona NBG del Carbonífero de Argentina y han sido identificadas en las Formaciones Guandacol y Tupe (Césari et al., 2007).

Además, han sido recuperadas palinofloras en distintos intervalos estratigráficos. El inferior (punto “a” en la Fig. 4) corresponde a la sección 1, más específicamente a fangolitas carbonosas y muy bioturbadas con abundantes *dropstones*. Ascendiendo estratigráficamente una segunda asociación palinológica (representada por cinco muestras) fue identificada en el techo de la sucesión fangolítica de la sección 2 (punto “c” en la Fig. 4).

En la parte alta del prodelta se reconoce la presencia de *Ahrensia sporites cristatus*, *Cyclogranisporites rinconadensis*, *Raistrickia radiosa* y *Tricidarisporites gutii*. Por último, dos muestras resultaron productivas en la sección 3 (punto “d” en la Fig. 4), más específicamente en fangolitas que rellenan los canales incisos del tope de la sección. Aunque el estado de preservación de todas las muestras es regular y el número de ejemplares escaso, ha sido

posible reconocer varias especies (Fig. 15) que se describen a continuación.

Esporas

Ahrensia sporites cristatus Playford & Helby (Fig. 15r)
Apiculatasporites caperatus Menéndez & Azcuy (Fig. 15j)

Cordylosporites asperidictyus (Playford & Helby) Dino & Playford (Fig. 15i)

Cristatisporites inconstans Archangelsky & Gamarro (Fig. 15q)

Cristatisporites rollerii Ottone (Fig. 15k-l)

Cristatisporites stellatus (Azcuy) Gutiérrez & Limarino (Fig. 15l-p)

Comentarios: Playford (2016) sugiere que probablemente especímenes asignados a *C. stellatus* en Argentina, representen diferentes estados de degradación de la exina distal como ocurre en *Indotriradites kuttungensis* (Playford & Helby) Playford; sin embargo, el estado de preservación de nuestros especímenes impide corroborar esa propuesta.

Cyclogranisporites microgranus Bharadwaj (Fig. 15a)

Cyclogranisporites rinconadensis Césari & Limarino (Fig. 15b-c)

Lundbladispora braziliensis (Pant & Srivastava) Marques Toigo & Pons emend. Marques Toigo & Piccarrelli. (Fig. 15e)

Raistrickia accinta Playford & Helby (Fig. 15f-h)

Retusotriletes sp. (Fig. 15d)

Tricidarisporites gutii Césari & Limarino (Fig. 15s)

Polen

Caheniasaccites ovatus Bose & Kar emend. Gutiérrez (Fig. 15y)

Cannanoropollis methae (Lele) Bose & Maheshwari (Fig. 15v)

Costatascyclus crenatus Felix & Burbridge emend. Urban (Fig. 15 x,z)

Limitisporites cf. *L. rectus* Leschik (Fig. 15aa)

Plicatipollenites malabarensis (Potonié & Sah) Foster (Fig. 15t)

Plicatipollenites cf. *P. gondwanensis* (Balme & Hennelly) Lele (Fig. 15u)

Potonieisporites densus Maheshwari (Fig. 15w)

Este conjunto de especies caracteriza tanto las subzonas A y B de la Biozona *Raistrickia densa/Convolutispora muriornata* (DM) del Carbonífero

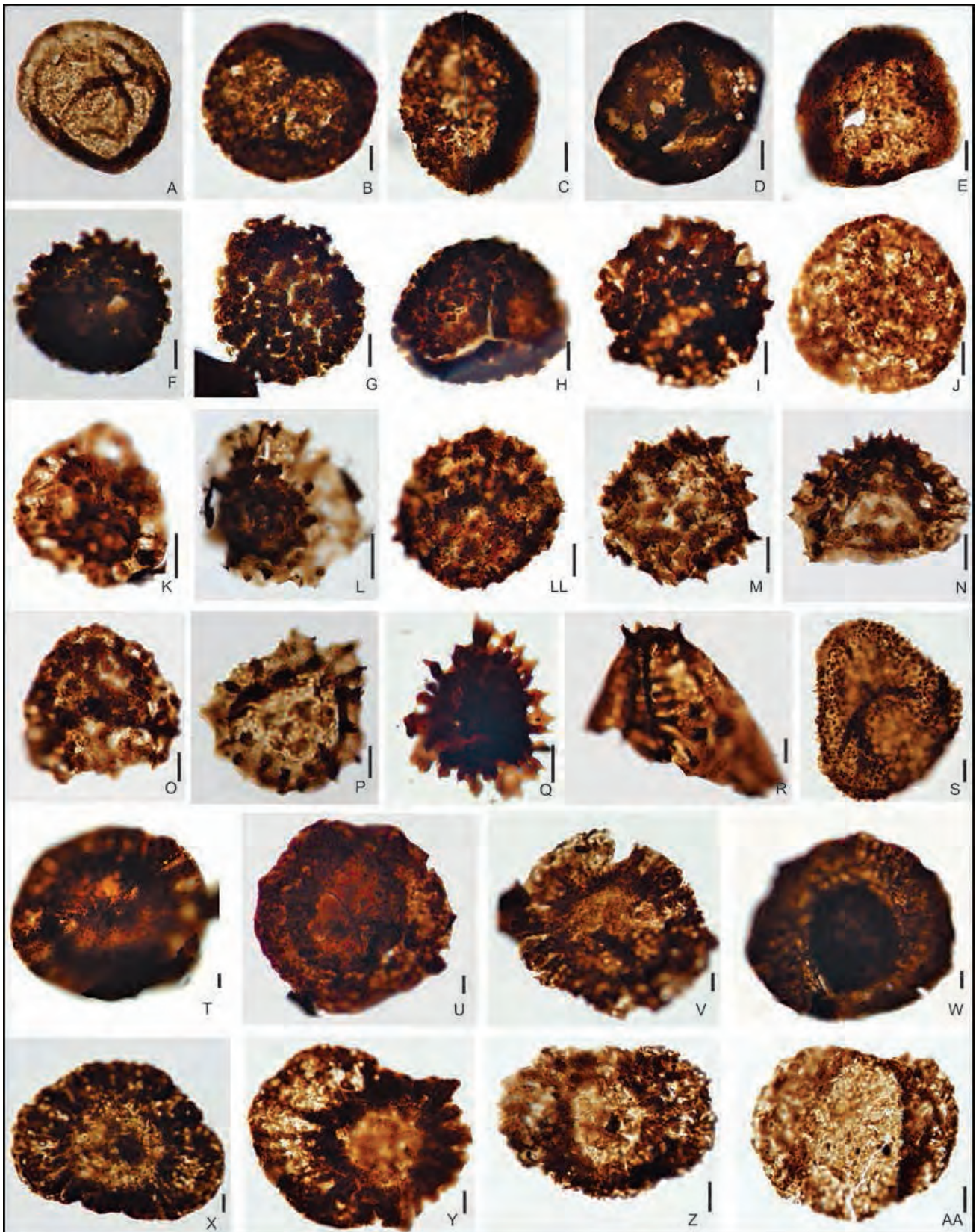


Figura 15. a) *Cyclogranisporites microgranus*; b, c) *Cyclogranisporites rinconadensis*; d) *Retusotriletes* sp.; e) *Lundbladispora braziliensis*, f-h) *Raistrickia accinta*; i) *Cordylosporites asperidictyus*; j) *Apiculatasporites caperatus*; k-l) *Cristatisporites rollerii*; ll-p) *Cristatisporites stellatus*; q) *Cristatisporites inconstans*; r) *Ahrensisporites cristatus*; s) *Tricidarispores gutii*; t) *Plicatipollenites malabarensis*; u) *Plicatipollenites* cf. *P. gondwanensis*; v) *Cannanoropollis methae*; w) *Potonieisporites densus*; z) *Costatascyclus crenatus*; aa) *Limitisporites* cf. *L. rectus*. Escala= 10µm/ Scale= 10 µm.

de Argentina (Césari y Gutiérrez, 2001). La aparente ausencia de polen bisacado estriado en las palinofloras de Tuminico permite proponer su correlación con la subzona A. Esa correlación coincide además con la propuesta desde el punto de vista estratigráfico con la Formación Guandacol, cuyas asociaciones palinológicas caracterizan precisamente esa subzona bioestratigráfica. En particular la palinoflora aquí estudiada guarda estrecha similitud con aquella descrita para la Formación Guandacol en el Cerro Bola por Césari y Limarino (2002). Ambas asociaciones comparten las especies: *Cristatisporites stellatus*, *Cyclogranisporites rinconadensis*, *Cyclogranisporites microgranus*, *Raistrickia accinta*, *Tricidarosporites gutii*, *Caheniasaccites ovatus* y *Plicatipollenites malabarensis*.

Además, varias de las especies diagnósticas han sido identificadas en sucesiones coetáneas de la Cuenca Paganzo (Gutiérrez y Barreda, 2006; Gutiérrez y Limarino, 2001; Limarino et al., 2014; Perez Loinaze, 2009; Perez Loinaze y Césari, 2012; Perez Loinaze et al., 2011; Vergel et al., 2015), como se ilustra en la tabla 2.

A partir del análisis de las asociaciones palinológicas y de los restos megafloresticos se propone aquí una edad Serpukhoviano tardío-Bashkiriano temprano, antigüedad propuesta por Césari et al. (2011) para la subzona A de la biozona DM.

CORRELACIÓN REGIONAL

En lo que respecta a la correlación regional con las sedimentitas carboníferas aflorantes a lo largo del lineamiento de Valle Fértil, dos áreas principales son analizadas: hacia el sur el perfil tipo de la unidad (Formación Tuminico) y hacia el norte las exposiciones del Cerro Bola (Formación Guandacol). La correlación con los afloramientos de la Formación Tuminico en su área tipo (quebradas de Los Jachalleros y La Chilca) se realiza comparando con los conjuntos estratigráficos definidos por Cuerda et al. (1979). En este sentido, es posible que las sedimentitas de la sección 1 aquí descrita sean equivalentes a los conjuntos estratigráficos b-e de Cuerda et al. (1979). Los principales elementos de juicio que permiten establecer esta correlación son el dominio de areniscas y pelitas con rodados dispersos, la presencia de *dropstones* y la intensa deformación sinsedimentaria presente en algunos niveles (por ejemplo, conjunto estratigráfico d,

Cuerda et al., 1979).

La sección 2, que se inicia en el área estudiada con una superficie de inundación cubierta por fangolitas laminadas, parece corresponder a los conjuntos estratigráficos f y g de Cuerda et al. (1979). En ambas localidades es notable la desaparición de *dropstones*, la falta de deformación sinsedimentaria de escala grande y el aumento en la proporción de arena hacia el techo, señalando posibles progradaciones deltaicas. La sección 3, podría ser equivalente a los conjuntos estratigráficos h e i, mientras que la sección 4, caracterizada en el área de estudio por una marcada inundación, parece equivalente al intervalo de limolitas y lutitas incluido por Cuerda et al. (1979) en la sección j. Los conjuntos estratigráficos k, l y m de Cuerda et al. (1979), no parecen aflorar en el área estudiada y es posible que se encuentren suprimidos por la superficie de discordancia fuertemente erosiva que señala la base de la Formación Talampaya.

En lo que respecta al área del Cerro Bola, la sección 1 aquí propuesta corresponde al ciclo 1 y a la parte inferior del ciclo 2 definido por Valdez Busso et al. (2015) y Sobiesiak et al. (2016). La base de nuestra sección 2 correlaciona con la parte inferior del intervalo fangoso ubicado en la parte media del ciclo 2 y se extiende hasta la secuencia fluviodeltaica III de Sobiesiak et al. (2016). Siguiendo el esquema de estos autores, la sección 3 de la quebrada Agua de la Peña correspondería al ciclo 3, no encontrándose equivalencia para la sección 4 en las sucesiones ilustradas por Valdez Busso et al. (2015) y Sobiesiak et al. (2016).

DISCUSIÓN ESTRATIGRÁFICA

En algunos estudios regionales se ha denominado a los afloramientos de Agua de La Peña como Formación Guandacol, correlacionando implícitamente a las rocas aquí tratadas con las aflorantes en la Sierra de Maz (Bossi y Andreis, 1983). Sin embargo, la proximidad de los afloramientos de Agua de La Peña a la sección tipo de Tuminico (Cuerda et al., 1979), aconseja utilizar el nombre de Formación Tuminico, como ya lo hicieron Aceituno et al. (2015) y Perucca et al. (2018). Por otro lado, debe aclararse que las formaciones Guandacol y Tuminico muestran diferencias en su definición y composición con los afloramientos aquí estudiados que deben ser tenidas en cuenta. En primer lugar, la Formación Tuminico, según su acepción original, incluye potentes niveles

Especies	Fm. El Paso	Fm. Guandacol*	Fm. Trapeadero	Fm. Qda. Larga**	Fm. Malanzán
<i>Cyclogranisporites rinconadensis</i>	X	X		X	X
<i>Apiculatisporis variornatus</i>	X	X	X	X	X
<i>Ahrensisporites cristatus</i>	X	X	X	X	
<i>Raistrickia accinta</i>		X	X		X
<i>Cordylosporites asperdictyus</i>		X	X		X
<i>Cristatisporites stellatus</i>	X	X	X	X	X
<i>Tricidarisorites gutii</i>	X	X		X	
<i>Costatascyclus crenatus</i>	X	X		X	X

Tabla 2: Distribución estratigráfica de algunas especies diagnósticas identificadas en la Formación Tuminico. *pelitas relacionadas a diamictitas, **depósitos relacionados a condiciones glaciales en quebrada de Los Pozuelos, Cerro Bola, Río Francia.

Table 2: Stratigraphic distribution of some key species identified in the Tuminico Formation. *Shales related to diamictites, **glacial related deposits at Los Pozuelos creek, Cerro Bola and Río Francia.

exhibiendo deformación sinsedimentaria de gran escala. Esta característica, sobre todo presente en la aquí designada sección 1, resulta en la superposición de niveles exhibiendo intensa deformación sinsedimentaria, correspondientes a depósitos de megadeslizamientos, que alternan con sucesiones no deformadas (Bossi y Andreis, 1983; Fernández Seveso *et al.*, 1993; Cuerda *et al.*, 1979). En este trabajo, los megadeslizamientos (o su equivalente en lengua inglesa, *mass transport deposits*, MTDs), incluyen espesores de varias decenas de metros de sedimentos transportados en masa, desde su emplazamiento original a zonas más profundas por efecto de la gravedad (Stow, 1986; Sawyer *et al.*, 2009; Valdez Buso *et al.*, 2015; Fallgatter *et al.*, 2016; Sobiesiak *et al.*, 2016, 2017). En la Sierra de Maz y Cerro Bola la ubicación estratigráfica de estos niveles deformados es debatida, mientras Pazos (1993) los consideró una unidad estratigráfica independiente, llamada Formación Aguas Blancas, otros autores como Valdez Buso *et al.* (2015), Sobiesiak *et al.* (2016) y Fallgatter *et al.* (2016) los incluyeron en la Formación Guandacol.

Por otra parte, en su perfil tipo la Formación Tuminico no corresponde únicamente al intervalo estratigráfico equivalente a la Formación Guandacol, sino también a parte de la Formación Tupe como lo evidencian las secciones definidas por Cuerda *et al.* (1979). En este sentido, la Formación Tuminico, a partir de la sección h, exhibe bancos de carbón

intercalados en sabulitas blanquecinas, que en otros lugares de la cuenca son referidos a la Formación Tupe.

Otro aspecto que debe ser considerado, son los importantes espesores de fangolitas laminadas presentes en la Formación Tuminico. Estos potentes intervalos corresponden a sucesiones transgresivas, que, si bien se encuentran en otras unidades equivalentes de la Cuenca Paganzo, lo hacen con un espesor mucho más reducido o en facies fluvio-deltaicas exclusivamente. El buen desarrollo de estas facies transgresivas en Agua de La Peña, está en concordancia con lo anticipado por Fernández Seveso *et al.* (1993), quienes consideraron al área aquí estudiada como un depocentro contiguo a la Sierra de Valle Fértil.

En lo que respecta a la evolución estratigráfica de la Formación Tuminico en el área Agua de la Peña, la sección 1 se encuentra construida por la alternancia de megadeslizamientos que se apoyan sobre intervalos no transportados, por lo general bien estratificados de fangolitas y areniscas. Por lo tanto, se trata de una repetición más o menos cíclica de un término alóctono (deslizado) y otro autóctono (sedimentación *in situ*) donde cada término alcanza espesores de decenas de metros (Figs. 5, 8 y 16). La deformación del término alóctono al emplazamiento de origen es en algunos casos muy intensa y caracterizada por plegamientos de diferentes órdenes, conformando los aquí llamados complejos de megadeslizamientos,

Sección F. Talampaya	Principales facies sedimentarias	Arreglos y superficies estratigráficas	Paleoambientes depositacionales
4	FI - Fm - Sh - Sr - Sm	Discordancia erosiva Ciclos T-R	Transgresión marina con repetidas secuencias progradacionales, retrogradacionales y agradantes
3	Gp - SGm FI - Fm - Sh - Sr Sxp - SXf- DSm - DFm Gp - SGm Sxp - SXf- DSm - DFm	Superficie de inundación Deformación sinsedimentaria fallas imbricadas y bloques Ciclo estrato y granocreciente Complejo de megadeslizamientos 4 al menos tres eventos principales	Delgado intervalo de sedimentación deltaica Megadeslizamientos subácueos (término alóctono)
2	Gp - SGm Sh - Sr - Sm Fm - FI Fm - FI Sh	Deformación de capas sin deslizamiento Ciclo estrato y granocreciente	Intervalo de sedimentación deltaica incluyendo fangolitas de prodelta, areniscas y pelitas de frente deltaico y areniscas gruesas de plataforma deltaica
1	Sxf - SXp DSm - DFm FI - Fm - Fld - DI - Sm - Sr Sxf - SXp DSm - DFm FI - Fm - Fld - DI - Sm - Sr Sxf - SXp DSm - DFm FI - Fm - Fld - DI - Sm - Sr Sxf - SXp DSm - DFm	Superficie de inundación Complejo de megadeslizamientos 3 Fangolitas y diamictitas Complejo de megadeslizamientos 2 (término alóctono) Fangolitas y diamictitas (término autóctono) Complejo de megadeslizamientos 1 (término alóctono) Fangolitas y diamictitas (término autóctono) Intervalo con diferentes grados de deformación sinsedimentaria	Megadeslizamientos subácueos (término alóctono) Sedimentación proglacial (término alóctono) Megadeslizamientos subácueos (término alóctono) Sedimentación proglacial (término alóctono) Megadeslizamientos subácueos (término alóctono) Sedimentación proglacial (término alóctono) Interestratificación de megadeslizamientos y sedimentación <i>in situ</i> . Incluyendo facies de tormenta

que pueden corresponder a un único evento o bien registrar la amalgamación de varios episodios. En esta sección han sido identificados tres complejos de megadeslizamientos, cada uno de ellos de decenas de metros de espesor (Fig. 16).

Tanto los megadeslizamientos como las sucesiones depositadas *in situ*, contienen *dropstones* y diamictitas portando en algunos casos clastos facetados y estriados, evidenciando la conexión con procesos glaciales. La estratificación que exhibe gran parte de estas diamictitas indica que las mismas corresponden a resedimentación de acumulaciones glaciales previas, o bien a sedimentación directa en *outwash* subácueos a lo largo de la línea de anclaje glacial.

La sección 2 se inicia con una importante superficie de inundación que puede ser utilizada como nivel estratigráfico guía de escala regional (Fig. 16). Sobre esta superficie se apoya una potente secuencia lutítica, acompañada por areniscas muy finas y fangolitas masivas, que no exhibe evidencias de deformación de gran escala que indiquen su vinculación con megadeslizamientos. Por el contrario, presentan rumbo e inclinaciones de estratos consistentes, inclinando homoclinalmente hacia el este y, en algunos casos, traslapan cubriendo la paleotopografía irregular originada por el depósito de megadeslizamiento de la sección 1. Sugestivamente, la asociación de fangolitas y areniscas finas que cubren acumulaciones de megadeslizamientos, ha sido también reportada por Valdez Buso *et al.* (2015) y Sobiesiak *et al.* (2016) en la Formación Guandacol e interpretada como depósitos turbidíticos.

La magnitud del cambio de facies entre la parte basal de la sección 2 y el techo de la sección 1, sumado a la continuidad lateral de la superficie de contacto, nos lleva a interpretar que la misma representa un marcado ascenso del nivel del mar, tal como ha sido reportado en diferentes áreas de la Cuenca Paganzo (Martínez, 1993; Net *et al.*, 2002; Limarino *et al.*, 2002) (Fig. 16).

La base de la sección 3 está marcada por una superficie irregular que pone en contacto los niveles deformados, y no transportados, del frente deltaico de la sección 2, con una potente serie deslizada que

forma la parte inferior y media de la sección 3 (Fig. 16). Se trata de un complejo de megadeslizamientos en el que al menos pueden identificarse tres eventos mayores. Es importante destacar la presencia de algunos niveles de conglomerados y areniscas guijarrosas asociados a la superficie de contacto entre algunos de los eventos de megadeslizamientos, los que se emplazan en algunos casos rellenando la paleotopografía dejada por los depósitos previos de transporte en masa. La sección 3 es la última que muestra megadeslizamientos.

Es interesante señalar que en la Formación Guandacol (cerros Bola y Guandacol), fueron identificadas unidades de megadeslizamientos (MTDs), con características similares a las aquí descritas (Valdez Buso *et al.*, 2015 y Sobiesiak *et al.*, 2016). El origen de estos depósitos, no sólo en el área aquí analizada sino también a lo largo de todo el lineamiento de Valle Fértil (véase Cuerda *et al.*, 1979; Bossi y Andreis, 1983; Valdez Buso *et al.*, 2016 y Sobiesiak *et al.* 2016, 2017), lleva a postular que los megadeslizamientos pudieron haber sido desencadenados por actividad tectónica, favorecida por pendientes inestables vinculadas a los depósitos glaciales previos. Esta hipótesis permite explicar, por un lado, la presencia de *dropstones* en los niveles de megadeslizamientos basales, y por otro, la existencia de un depocentro en la parte central de la Cuenca Paganzo vinculado al lineamiento de Valle Fértil. Este hecho fue previamente señalado por Fernández Seveso *et al.* (1993) quienes sugirieron que esta estructura mostró períodos de actividad tectónica durante el Paleozoico superior.

La sección 4 señala un importante aumento relativo en el nivel del mar y posteriormente el apilamiento de varios ciclos transgresivos-regresivos (Fig. 16). En este intervalo no han sido identificados megadeslizamientos, por lo que la inestabilidad tectónica habría cesado, al menos en la parte superior de la Formación Tuminico.

Un comentario final merece la discordancia erosiva que separa a la Formación Tuminico de la Formación Talampaya (Pérmico tardío, Figs. 13b, 16). Esta discordancia define una paleotopografía

Figura 16. Síntesis de las principales facies sedimentarias, ciclos, superficies y evolución de los ambientes depositacionales de la Formación Tuminico en la quebrada Agua de la Peña.

Figure 16. Synthesis of the principal sedimentary facies, cycles, surfaces and paleoenvironmental evolution of the Tuminico Formation in the Agua de La Peña creek.

muy irregular cavada por los sistemas fluviales de la Formación Talampaya dentro la Formación Tuminico. Por esta razón el espesor de la sección 4 cambia según el punto de observación, e incluso hacia el suroeste los estratos rojos de Talampaya se apoyan directamente sobre la sección 3. Niveles de rubefacción, desarrollados dentro de las fangolitas de la sección 4, aparecen en las partes altas de la paleotopografía indicando prolongada exposición subaérea previa a la depositación de los bancos rojos de Talampaya.

El hecho que la Formación Talampaya se apoye directamente sobre la Formación Tuminico tiene importancia regional, pues en general a lo largo de la cuenca la Formación Talampaya descansa sobre la Formación Patquía (o su equivalente Formación De La Cuesta), mediando suaves discordancias regionales o traslapando el basamento cristalino. La erosión de la mayor parte de las formaciones Tupe (Pennsylvaniano) y Patquía (Pennsylvaniano tardío-Cisuraliano) en el área aquí estudiada, es atestiguada por algunos clastos de sedimentitas que se observan especialmente en la base de Talampaya. Tal nivel de incisión es propio de esta área y probablemente se relacione nuevamente al papel que tuvo el lineamiento de Valle Fértil durante el desarrollo inicial de las cuencas de rift permotriásicas.

CONCLUSIONES

El estudio de la sucesión carbonífera aflorante en la quebrada Agua de la Peña amplia el conocimiento geológico acerca del neopaleozoico depositado a lo largo del lineamiento de Valle Fértil y permite vincular a los depocentros occidental y oriental de la Cuenca Paganzo. Las principales conclusiones son:

La Formación Tuminico en el área analizada puede ser dividida en cuatro secciones, las que, si bien se definen sobre la base de su composición litológica, reflejan también muy diferentes condiciones de transporte y depositación. La sección 1 (arenosa diamictítica con depósitos de megadeslizamientos) presenta como característica propia la presencia de variados tipos de facies diamictíticas, fangolitas con *dropstones* y muy intensa deformación sinsedimentaria principalmente dominada por plegamiento. En la sección 2 (pelítica-arenosa con deformación compleja hacia el tope), las diamictitas son muy escasas y predominan los depósitos fangosos, libres de *dropstones*, junto a secuencias grano y

estratocrecientes que culminan con facies de areniscas y conglomerados. La sección 3 (areno-pelítica en ciclos grano-crecientes con incisiones), muestra una compleja composición litológica ya que alternan depósitos de diamictitas, areniscas y pelitas fuertemente deformadas, secuencia estrato y granocreciente de fangolitas y areniscas guijarrosas. Finalmente, la sección 4 (fangolitas dominantes) está compuesta por fangolitas laminadas y masivas junto a areniscas finas y muy finas. Todo este conjunto presenta color gris oscuro característico.

Desde el punto de vista genético, la Formación Tuminico fue depositada en condiciones subácueas relacionadas a la glaciación gondwánica sólo en la base de la unidad. La sección 1 corresponde al apilamiento de sucesiones diamictíticas y areniscas transportadas por megadeslizamientos (alóctonas), con otras depositadas *in situ* (mayormente diamictitas delgadamente estratificadas y fangolitas con *dropstones*). Durante la depositación de la sección 2 los megadeslizamientos disminuyeron notablemente su importancia hasta desaparecer aquellos de mayor escala. La sedimentación estuvo entonces dominada por un megaciclo de progradación deltaica, el que incluye de base a techo, fangolitas de prodelta, alternancia de areniscas y pelitas de frente deltaico (barras de desembocadura) y areniscas gruesas junto a conglomerados finos de plataforma deltaica. La sección 3 corresponde, en su mitad inferior, a un complejo de megadeslizamientos, integrado por al menos tres episodios mayores. La mitad superior comprende una secuencia grano y estratocreciente posiblemente deltaica, con evidencias de deformación por fallamiento sinsedimentario en su techo. Finalmente, la sección 4 registra el evento de inundación más importante registrado en el área e incluye varios ciclos transgresivos-regresivos.

La presencia de *dropstones* en las diamictitas finamente estratificadas y no deformadas de la sección 1, indica la simultaneidad de este intervalo estratigráfico con los procesos glaciales ampliamente reconocidos en el Carbonífero de Argentina. Por otro lado, la abrupta desaparición de *dropstones* en el término basal fangolítico de la sección 2, sugiere la desconexión de las masas de hielo con el cuerpo de agua y la progresiva desaparición de condiciones glaciales. En este sentido, la superficie de inundación que separa las secciones 1 y 2 podría corresponder a un aumento postglacial del nivel del mar (Limarino et al., 2002).

Los restos megaflorísticos ilustrados en este trabajo sugieren su inclusión en la biozona *Nothorhacopteris/Botrychiopsis/Ginkgophyllum* (NBG) del Pennsylvaniano de Argentina. Por otro lado, en las asociaciones palinológicas recolectadas debe destacarse la presencia de *Cristatisporites stellatus*, *Cyclogranisporites rinconadensis*, *Cyclogranisporites microgranus*, *Raistrickia accinta*, *Tricidarisporites gutii*, *Caheniasaccites ovatus* y *Plicatipollenites malabarensis*. Estostaxones corresponden a aquellos de la subzona A de la biozona DM (Césari y Gutierrez, 2001), e indicarían una edad Serpukhoviano tardío-Bashkiriano temprano para los niveles portadores.

Aunque el origen de los megadeslizamientos presentes en las secciones 1 y 3 es debatible, su magnitud, recurrencia a lo largo de la unidad y extensión regional, lleva a postular a los autores que podrían haberse generado por la concurrencia de pendientes inestables, correspondientes a depósitos glaciales previos, y actividad tectónica vinculada al lineamiento de Valle Fértil. Si esta suposición es correcta, debería asumirse que la mencionada estructura jugó un papel fundamental durante la evolución paleogeográfica de la Cuenca Paganzo, tal como fue sugerido por Fernández Seveso *et al.* (1993).

La discordancia fuertemente erosiva que separa a las formaciones Tuminico y Talampaya (Pérmico tardío), es propia de la región analizada y probablemente se vincule a la importante actividad tectónica que tuvo nuevamente el lineamiento de Valle Fértil durante el desarrollo de las cuencas de rift permotriásicas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a los Drs. Ferrán Colombo Piñol, Sergio Gorustovich y editores sus valiosos comentarios. Este estudio fue financiado por los PICT 0584 y 1312 de la Anpcyt.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno Cieri, P., M.E. Zeballos, R.J. Rocca, R.D. Martino, C. Carignano, A. Guerreschi y M. Giambastiani, 2015. Condicionantes Geológicos en el cruce de la Sierra de Valle Fértil. San Juan. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* 35:57-69.
- Andreis R.R., L. Spalletti y M. Mazzoni, 1975. Estudio geológico del Subgrupo Sierra de Maz, La Rioja, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 30 (3):247-273.
- Archangelsky, S., C.L. Azcuy y R.H. Wagner, 1981. Three dwarf lycophytes from the Carboniferous of Argentina. *Scripta Geologica* 64:1-35.
- Arrondo, O.G. y B. Petriella, 1979. El género *Lycopodiopsis* (Lycopodiopsidaceae, Lepidodendrales), del Carbónico Medio-Pérmico Inferior de Argentina. *Ameghiniana*, 16(1-2):121-133.
- Ashley, G.M., J.C. Boothroyd y H.W. Borns Jr, 1991. Sedimentology of late Pleistocene (Laurentide) deglacial-phase deposits, eastern Maine; an example of a temperate marine grounded ice-sheet margin. *Geological Society of America Special Paper* 261:107-125.
- Azcuy, C.L. y J. Morelli, 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista Asociación Geológica Argentina* 25:405-429.
- Azcuy, C.L., J. Morelli, D. Valencio y J. Vilas, 1979. Estratigrafía de la comarca Amaná- Talampaya. *Actas VII Congreso Geológico Argentino* 1:243-246.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba 19:5-221.
- Bossi, G. y R.R. Andreis, 1983. Secuencias deltaicas y lacustres del Carbónico del centro-oeste argentino. *Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*: 285-308. Madrid.
- Braccacini, O., 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 301:1-36.
- Caselli, A.T. y C.O. Limarino, 2002. Sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Patquía (Pérmico) en el extremo sur de la sierra de Maz y cerro Bola, provincia de La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(4):415-436.
- Césari, S.N., y P.R. Gutiérrez, 2001. Palynostratigraphy of upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology* 24(1):113-146.
- Césari, S.N., y C.O. Limarino, 2002. Palynology of glacial sediments from the Guandacol formation (Middle Carboniferous) in the Cerro Bola area, Paganzo Basin, Argentina. *Alcheringa* 26(1):159-176.
- Césari, S.N., E. Brussa, y J.L. Benedetto, 1989. *Malanzania nana* Archangelsky, Azcuy y Wagner (Lycophyta) en la Formación Guandacol, al oeste del Cerro del Fuerte, provincia de San Juan. *Ameghiniana* 26(3-4):225-228.
- Césari S.N., P.R. Gutiérrez, N. Sabbatini, A. Archangelsky y C.L. Azcuy, 2007. Paleozoico Superior de Argentina un registro fosilífero integral en el Gondwana occidental. *Publicación Especial de la Asociación Paleontológica Argentina* 11:35-54.
- Césari S.N., C.O. Limarino y E. Gulbranson, 2011. An Upper Paleozoic bio- chronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews* 106:149-160
- Chaloner, W.G., K.U. Leistikow y A. Hill, 1979. *Brasilodendron* gen. nov. and *B. pedroanum* (Carruthers) comb. nov., a Permian lycopod from Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 28(2):117-136.
- Cofaigh, C.O., D.J. Evans y J.F. Hiemstra, 2011. Formation of a stratified subglacial 'till' assemblage by ice-marginal thrusting and glacier overriding. *Boreas* 40:1-14.
- Cuerda, A.J., C.A. Cingolani, R. Varela, y O.C. Schauer, 1979. Depósitos carbónicos en la vertiente occidental de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(2):100-107.
- Dávila, F.M., R.A. Astini y T.E. Jordan, 2005. Cargas subcorticales en el antepaís andino y la planicie pampeana: evidencias

- estratigráficas, topográficas y geofísicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4):775-786.
- de la Mota, H.F.**, 1946. Estudios geológicos en el Cerro Bola, al sur de Villa Unión, Depto. General Lavalle, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Facultad Ciencias Naturales La Plata, Universidad Nacional de La Plata, 220 pp. (inédito).
- Fallgatter, C., B. Kneller, P.S. Paim, y J.P. Milana**, 2016. Transformation, partitioning and flow-deposit interactions during the run-out of megafloes. *Sedimentology*: 64(2):359-387.
- Fernández Seveso, F., M. Pérez, I.E. Brisson y L. Álvarez**, 1993. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca de Paganzo-Depósitos marinos y continentales del Paleozoico Superior en el Oeste Argentino. *Douzième Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien II*: 223-260. Buenos Aires.
- Fernandez-Seveso, F. y A.J. Tankard**, 1995. Tectonics and stratigraphy of the late Paleozoic Paganzo Basin of western Argentina and its regional implications. En A.J. Tankard, R. Suarez Soruco, y Welsink (Eds.), *Petroleum Basins in South America*, AAPG Memoir 62: 285-301.
- García, E.**, 1948. Observaciones geológicas en el flanco oriental del Bolsón Guandacol- Bermejo, provincia de San Juan-La Rioja. Informe YPF. (inédito).
- Gulbranson, E.L., P.L. Ciccioli, I.P. Montañez, S.A. Marensi, C.O. Limarino, M.D. Schmitz y V. Davydov**, 2015. Paleoenvironments and age of the Talampaya Formation: The Permo-Triassic boundary in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 63:310-322.
- Gutiérrez, P.R. y V.D. Barreda**, 2006. Palinología de la Formación El Trampeadero (Carbonífero Superior), La Rioja, Argentina: significado bioestratigráfico. *Ameghiniana* 43:71-84.
- Gutiérrez, P.R. y C.O. Limarino**, 2001. Palinología de la Formación Malanzán (Carbonífero Superior), La Rioja, Argentina: nuevos datos y consideraciones paleoambientales. *Ameghiniana* 38: 99-118.
- Jackson, C.A., A.A. Zakaria, H.D. Johnson, F. Tongkul y P.D. Crevello**, 2009. Sedimentology, stratigraphic occurrence and origin of linked debrites in the West Crocker Formation (Oligo-Miocene), Sabah, NW Borneo. *Marine and Petroleum Geology* 26 (10): 1957-1973.
- Koch, Z.J., y J.L. Isbell**, 2013. Processes and products of grounding-line fans from the Permian Pagoda Formation, Antarctica: insight into glacial conditions in polar Gondwana. *Gondwana Research* 24(1): 161-172.
- Limarino, C.O., S.N. Césari, L.I. Net, S.A. Marensi, R.P. Gutierrez y A. Tripaldi**, 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., P.J. Alonso-Muruaga, P.L. Ciccioli, V.S. Loinaze y S.N. Césari**, 2014. Stratigraphy and palynology of a late Paleozoic glacial paleovalley in the Andean Precordillera, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 412: 223-240.
- Marensi, S.A., A. Tripaldi, C.O. Limarino y A.T. Caselli**, 2005. Facies and architecture of a Carboniferous grounding-line system from the Guandacol Formation, Paganzo Basin, northwestern Argentina. *Gondwana Research* 8:187-202.
- Martínez, M.**, 1993. Hallazgo de fauna marina en la Formación Guandacol (Carbonífero) en la localidad de Agua Hedionda, San Juan, Precordillera nororiental, Argentina. *Congrés International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien* 12:291-296.
- Net, L.I., M.S. Alonso y C.O. Limarino**, 2002. Source rock and environmental control on clay mineral associations, Lower Section of Paganzo Group (Carboniferous), Northwest Argentina. *Sedimentary Geology* 152(3-4):183-199.
- Ortiz, A.**, 1964. Observaciones geológicas en el Bolsón del río Bermejo y zona de Marayes. (inédito) YPF.
- Pazos, P.**, 1993. Estratigrafía de la secuencia sedimentaria basal aflorante en el cerro Guandacol: su implicancia tectónica y paleoambiental, Sierra de Maz, Provincia de La Rioja, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas I*:148-156, Mendoza.
- Pazos, P.**, 1996. Facies de talud en el Carbonífero de Agua de la Peña. Sierra de Valle Fértil San Juan. *VI Reunión Argentina de Sedimentología Actas I*:147-153.
- Perez Loinaze, V.**, 2009. New palynological data from the Malanzán Formation (Carboniferous), La Rioja Province, Argentina. *Ameghiniana* 46:495-512.
- Perez Loinaze, V.S. y S.N. Césari**, 2012. Palynology of late Serpukhovian glacial and postglacial deposits from Paganzo Basin, northwestern Argentina. *Micropaleontology* 58:335-350.
- Perez Loinaze, V.S., C.O. Limarino y S.N. Césari**, 2011. Palynological study of the Carboniferous sequence at Río Francia Creek, Paganzo Basin, Argentina. *Ameghiniana* 48(4):589-604.
- Perucca, L.P., K. Espejo, M.Y.E., Angillieri, M., Rotheris, F., Tejada y M. Vargas**, 2018. Neotectonic controls and stream piracy on the evolution of a river catchment: a case study in the Agua de la Peña River basin, Western Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 44(2):207-224.
- Playford, G.**, 2016. Mississippian palynoflora from the northern Perth Basin, Western Australia: systematics and stratigraphical and palaeogeographical significance. *Journal of Systematic Palaeontology* 14(9): 731-770.
- Powell, R. D.** (1990). Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. *Geological Society, London, Special Publications* 53(1): 53-73.
- Rolleri, E.A.**, 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4):408-412.
- Salfity, J. A. y S.A. Gorustovich**, 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38(3- 4):437-453.
- Sawyer, D. E., P.B. Flemings, B. Dugan y J.T. Germaine**, 2009. Retrogressive failures recorded in mass transport deposits in the Ursa Basin, Northern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*: 114(B10).
- Sobiesiak, M.S., B. Kneller, G.I. Alsop y J.P. Milana**, 2016. Internal deformation and kinematic indicators within a tripartite mass transport deposit, NW Argentina. *Sedimentary Geology* 344:364-381.
- Sobiesiak, M. S., G.I. Alsop, B. Kneller y J.P. Milana**, 2017. Sub-seismic scale folding and thrusting within an exposed mass transport deposit: A case study from NW Argentina. *Journal of Structural Geology* 96:176-191.
- Stow, D.A.A.**, 1986. Deep clastic seas. En: H.G. Reading Ed. *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, Oxford: 399-444.
- Valdez Buso, V., J.P. Milana y B. Kneller**, 2015. Megadeslizamientos gravitacionales de la Formación Guandacol en Cerro Bola y Sierra de Maz y su relación con la glaciación del Paleozoico

Tardío, La Rioja, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis* 22(2):109-133.

Vergel, M.D.M., G.A. Cisterna y A.F. Sterren, 2015. New palynological records from the glaciomarine deposits of the El Paso Formation (Late Serpukhovian Bashkirian) in the

Argentine Precordillera: Biostratigraphical implications. *Ameghiniana* 52(6):613-624.

Wopfner, H., 1996. Gondwana origin of the Baoshan and Tengchong terranes of west Yunnan. *Geological Society of London, Special Publications* 106(1): 539-547.