Andean Geology 37 (1): 121-143. January, 2010

Andean Geology
formerly Revista Geológica de Chile
www.scielo.cl/andgeol.htm

Evolución paleoambiental de la transición glacial-postglacial en la Formación Agua Colorada (Grupo Paganzo), Carbonífero, Sierra de Narváez, NO argentino

Carlos O. Limarino[1, 4], Luis A. Spalletti[2, 4], Ferrán Colombo Piñol[3]

[1] *Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.*
limar@gl.fcen.uba.ar
[2] *Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1, No. 644, B1900TAC, La Plata, Argentina.*
spalle@cig.museo.unlp.edu.ar
[3] *Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Barcelona, Zona Universitaria de Pedralbes, Marti i Franqués S/N, 08028, Barcelona, España.*
colombo@ub.edu
[4] *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET).*

RESUMEN. En este trabajo son descritas las sucesiones carboníferas aflorantes en la parte central de la Sierra de Narváez (área de Las Angosturas, NO de Argentina). Desde el punto de vista regional fueron reconocidas dos unidades carboníferas principales correspondientes a la sección inferior del Grupo Paganzo. Por un lado diamictitas, conglomerados, areniscas, pelitas carbonosas y delgados mantos de carbón pertenecientes a la Formación Agua Colorada. Un segundo grupo corresponde a monótonas sucesiones de lutitas y pelitas interestratificadas con areniscas. Este último conjunto fue excluido de la Formación Agua Colorada e identificado en el mapa geológico con la denominación informal de 'Paleozoico Superior marino'. De acuerdo con sus características sedimentológicas, la Formación Agua Colorada fue dividida en siete asociaciones de facies: **1**. diamictitas monomícticas; **2**. diamictitas polimícticas y conglomerados; **3**. ciclos lutita-arenisca; **4**. pelitas oscuras; **5**. conglomerados monomícticos verdosos; **6**. conglomerados polimícticos canalizados, y **7**. sabulitas, areniscas, lutitas y delgados bancos de carbón. Las asociaciones de facies 1 y 2, incluyendo tanto diamictitas macizas como resedimentadas, se relacionan con el evento glacial gondwánico de edad namuriana bien conocido en las cuencas occidentales de Argentina. Las asociaciones de facies 3, 4 y 5 muestran la evolución a un ambiente fiórdico formado como consecuencia de una importante transgresión postglacial ('transgresión postglacial namuriana') que inundó los valles glaciales en la mayor parte de la Cuenca Paganzo. El ambiente de fiordo fue abruptamente reemplazado por sedimentación fluvial (asociaciones de facies 6 y 7). La base de la asociación de facies 6 está marcada por una superficie de incisión regional resultante de una importante caída relativa en el nivel del mar. Se propone por último un modelo de correlación regional, utilizando el nivel de transgresión postglacial, entre el Sistema del Famatina, la Precordillera y las Sierras Pampeanas.

Palabras clave: Argentina, Sierra de Narváez, Carbonífero, Glaciación, Paleofiordo.

ABSTRACT. Palaeoenvironmental evolution of the glacial-postglacial transition in the Agua Colorada Formation (Paganzo Group), Carboniferous, Sierra de Narváez, NW Argentina. The Carboniferous sequences (lower section of the Paganzo Group) outcroping in the central part of the Sierra de Narváez (Las Angosturas area, northwestern Argentina) are described in this paper. From the regional point of view, two major Carboniferous sequences have been identified. Firstly, diamictites, conglomerates, sandstones, carbonaceous mudstones and thin coal beds that were included in the Agua Colorada Formation. A second group comprises monotonous sequences of shales and interstratified mudstones and sandstones which were excluded from the Agua Colorada Formation and identified with the informal name of 'Marine Late Paleozoic rocks'. Sedimentological characteristics of the Agua Colorada Formation allow recognizing seven facies associations in the Angosturas area: **1.** monomictic diamictites; **2.** polymictic diamictites and conglomerates; **3.** shale-sandstone cycles; **4.** dark shales; **5.** greenish monomictic conglomerates; **6.** channelised polymictic conglomerates and **7.** coarse-grained sandstones, shales and thin coal beds. Facies associations 1 and 2, including both massive and resedimented diamictites, are interpreted as related to the well known Namurian gondwanic glacial event in western basins of Argentina. Facies associations 3, 4 and 5 record the evolution of a fjord environment formed as a consequence of the postglacial transgression (the so-called Namurian postglacial transgression) that flooded glacial valleys in the major part of the Paganzo Basin. A regional relative sea level fall marked by a regional incision surface occurred at the base of facies association 6, and the fjord environment was sharply replaced by fluvial sedimentation (facies associations 6 and 7). A regional correlation model, based on the postglacial transgression key level, among the Sistema del Famatina, Precordillera and Sierras Pampeanas is proposed.

Keywords: Argentina, Sierra de Narváez, Carboniferous, Glaciation, Palaeofjord.

1. Introducción

Los afloramientos de la Formación Agua Colorada en la Sierra de Narváez (provincia de Catamarca, Fig. 1) constituyen las exposiciones carboníferas más septentrionales de la Cuenca Paganzo. El nombre de Formación Agua Colorada fue inicialmente propuesto por Turner (1960) para caracterizar areniscas, pelitas, conglomerados y algunos bancos de carbón que afloran extensamente en los Nevados del Famatina, unos 100 km al sur del área aquí analizada. Años más tarde, Turner (1967) extendió hacia el norte el toponímico de Agua Colorada para incluir a las rocas carboníferas aflorantes en la Sierra de Narváez y en el área de Chaschuil.

Aunque las exposiciones de la Sierra de Narváez revisten particular interés por su ubicación paleogeográfica, son escasos los estudios realizados específicamente sobre los depósitos del Paleozoico tardío de la comarca. La distribución de los afloramientos de la Formación Agua Colorada en la región fue establecida por Turner (1967), mientras que Buatois y Mangano (1994, 1995a) estudiaron exposiciones ubicadas en el área conocida como Cantera La Laja. En esta última localidad Vergel *et al*. (1993) dieron a conocer el primer hallazgo de restos palinológicos para la unidad, los que fueron referidos al lapso Namuriano-Westfaliano confirmando la edad carbonífera sugerida por Turner (1967). En la misma contribución, se analizó el paleoambiente sedimentario de la formación, al que se describió como lacustre, progresivamente reemplazado por sucesiones fluvio-deltaicas, aunque se aclara que la base de la unidad no se encontraba expuesta en la localidad estudiada (Vergel *et al*., 1993).

El presente trabajo pretende contribuir al mayor conocimiento del Carbonífero de la Sierra de Narváez, haciendo énfasis en la evolución de los ambientes depositacionales durante la transición desde las condiciones glaciales, que caracterizan al Pennsylvaniano temprano, a postglaciales. Para ello, se ha analizado la estratigrafía del Paleozoico tardío en la región, el paleoambiente sedimentario de la Formación Agua Colorada y el significado paleoclimático de diamictitas de grano grueso halladas en la base de la unidad. Al mismo tiempo, se presenta un esquema de correlación regional que vincula los afloramientos de Narváez con los de la Precordillera de San Juan (Cuesta de Huaco) y con el área de Sierras Pampeanas (sección de Olta-Malanzán, Fig. 2).

2. El Grupo Paganzo en la Sierra de Narváez

En el Grupo Paganzo (Bodenbender, 1911; Azcuy y Morelli, 1970) se ha reunido un potente conjunto de sedimentitas neopaleozoicas que forman extensos afloramientos en el NO argentino (Salfity y Gorusto-

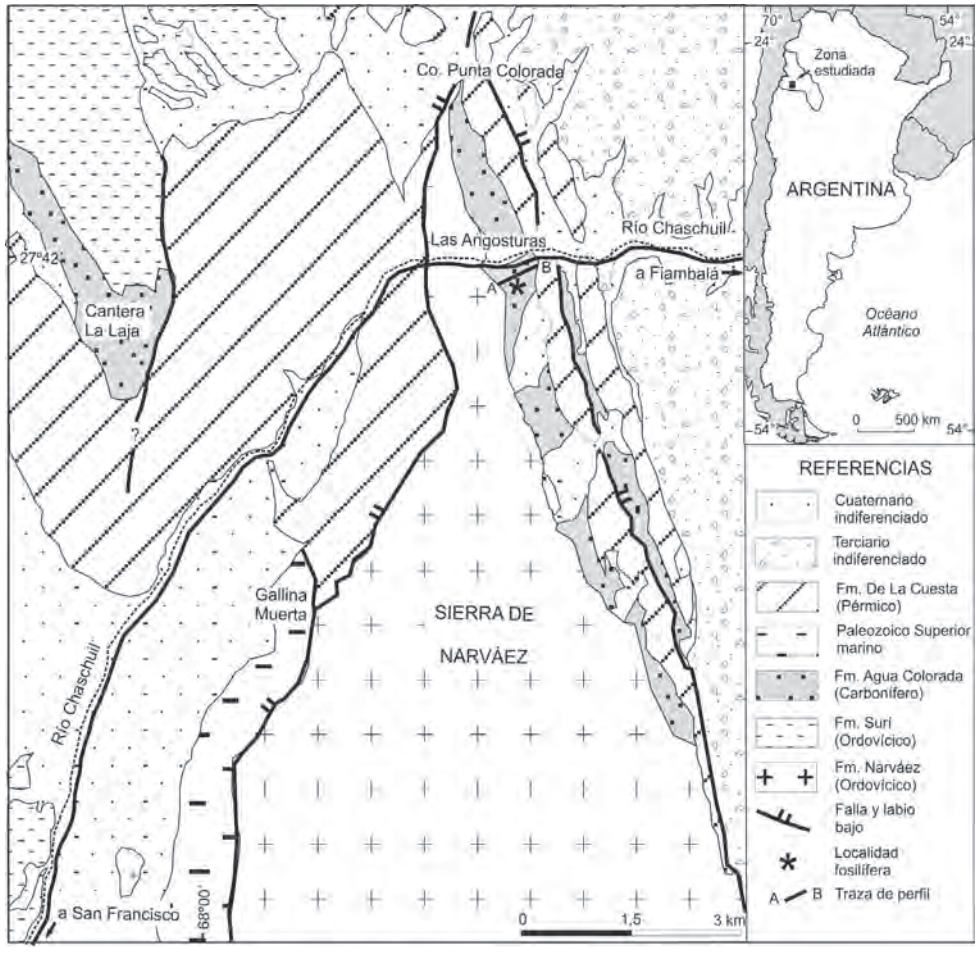

FIG. 1. Mapa geológico del área de Las Angosturas (modificado de Turner, 1967).

vich, 1983). La unidad en cuestión fue dividida en dos secciones (Azcuy y Morelli, 1970) equivalentes a los 'Pisos I y II' de los 'Estratos de Paganzo' de Bodenbender (1911). Las rocas incluidas en la sección inferior del grupo corresponden al Carbonífero tardío, y toman diferentes nombres formacionales debido a cambios faciales (controlados mayormente por la posición paleogeográfica dentro de la cuenca), o bien a razones de índole histórica (véase Azcuy y Morelli, 1970 para una discusión). Por su parte, la sección superior del Grupo Paganzo incluye sucesiones de bancos rojos de gran distribución regional, las que fueron depositadas mayormente durante el Pérmico (Limarino y Césari, 1987).

En la Sierra de Narváez las sedimentitas de la sección inferior han sido designadas por Turner (1967) como Formación Agua Colorada, mientras que las capas rojas de la sección superior corresponden a la Formación De La Cuesta.

Aunque Turner (1967) utilizó colectivamente el nombre de Agua Colorada para referirse a todas las rocas neopaleozoicas que subyacen a los estratos rojos de la Formación De La Cuesta, es importante aclarar que en la Sierra de Narváez existen dos conjuntos de sedimentitas carboníferas. Por un lado, sucesiones de conglomerados, areniscas arcósicas, sabulitas, pelitas carbonosas y delgados mantos de carbón, que constituyen las exposiciones clásicas de la Formación Agua Colorada. Estas rocas están bien expuestas en el área de Las Angosturas (Figs. 1 y 3a) y en el cerro La Cantera (Cantera La Laja en la Fig. 1).

Un segundo conjunto neopaleozoico aparece en el área de Gallina Muerta (Figs. 1 y 3b) y más

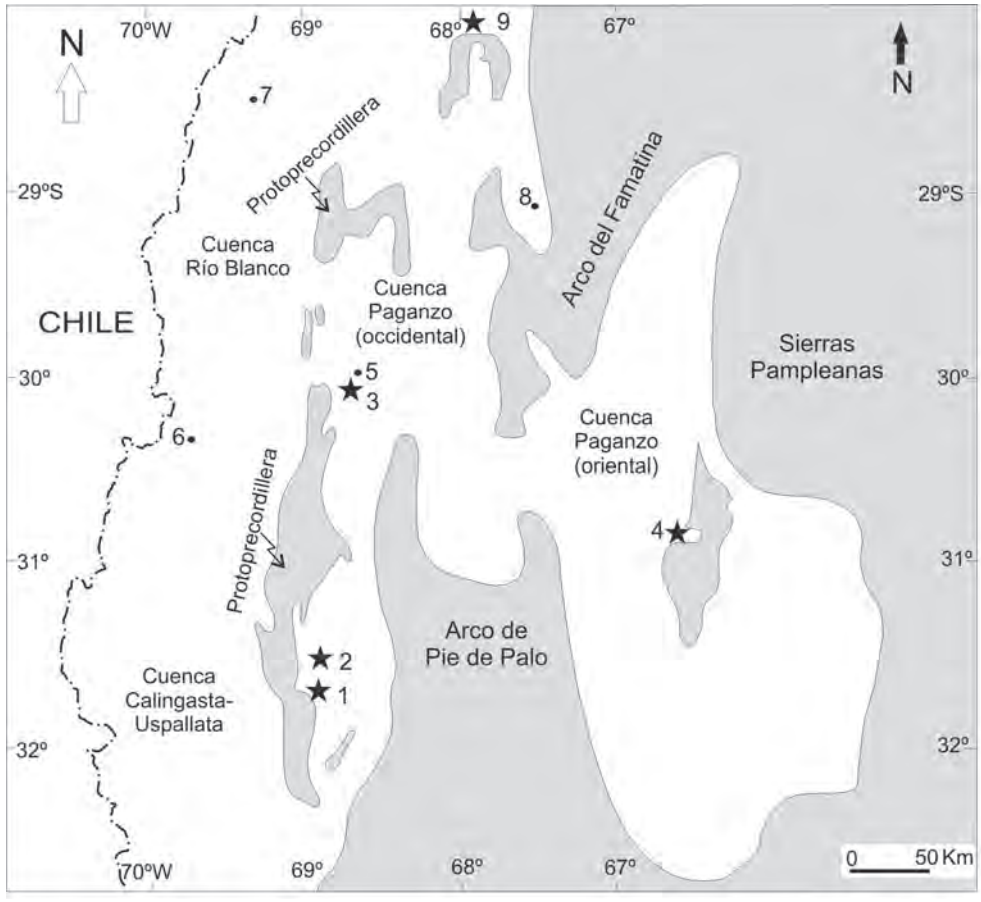

FIG. 2. Esquema paleogeográfico de la Cuenca Paganzo (modificado de Salfity y Gorustovich, 1983) donde se muestra la ubicación de las localidades citadas en el texto (las áreas grises indican zonas positivas). Las estrellas señalan la localización de los sitios donde han sido descritos sistemas fiórdicos en trabajos previos. **1**. Valle Grande; **2**. Quebrada La Laja; **3**. Cuesta de Huaco; **4**. Valle de Olta-Malanzán; **5**. Los Pozuelos; **6**. Quebrada de Agua Negra; **7**. Sierra de Veladerito; **8**. Las Gredas y **9**. Las Angosturas.

hacia el oeste en la Cordillera Frontal, alcanzando las cercanías del límite con Chile (fuera ya del área aquí estudiada). Estos depósitos, identificados como Paleozoico Superior marino en la figura 1, muestran importantes diferencias composicionales que no aconsejan su inclusión en la Formación Agua Colorada, siendo probablemente correlacionables con la Formación Cerro Agua Negra (Polanski, 1970). Más específicamente, corresponden a una potente (más de 500 m de espesor mínimo) sucesión de areniscas y pelitas gris verdosas que se exponen en contacto tectónico con el basamento granítico. A nivel regional, se definen en ella megaciclos grano y estratocrecientes de hasta 250 m de espesor aproximado. En su tramo inferior los depósitos están dominados por lutitas con intercalaciones de areniscas, el tramo medio se caracteriza por la presencia de areniscas finas, con el desarrollo frecuente de estratificación tipo 'hummocky', e intercalaciones pelíticas, mientras que el superior muestra sucesiones de areniscas medianas y finas que forman clinoformas de gran escala orientadas al este (Fig. 3b).

Vale destacar que en la sección inferior del aquí denominado 'Paleozoico Superior marino', las capas de grano fino son esencialmente de lutitas muy lajosas, entre las que se intercalan areniscas (desde muy finas a gruesas) estratificadas en cuerpos tabulares. Las areniscas exhiben una amplia gama de estructuras sedimentarias; así, por ejemplo, las de grano más grueso poseen en la base de los bancos calcos de flujo y distintos tipos de lineaciones subestratales asociadas a deformación por carga (Fig. 3c), en tanto

que el interior de las capas son predominantemente macizas. Por el contrario, en las areniscas finas es común la laminación y estratificación horizontal, asociadas en algunos casos a lineación por partición y laminación ondulítica ascendente de corriente. Son también frecuentes las lineaciones subestratales y los calcos de carga.

De acuerdo a lo arriba señalado, en el mapa de la figura 1 se han diferenciado los afloramientos de la Formación Agua Colorada de la sucesión arenopelítica, predominantemente marina, aquí identificada con la denominación informal de 'Paleozoico Superior marino'. Estas rocas guardan semejanzas litológicas con las de la Formación Cerro Agua Negra en la quebrada homónima (Polansky, 1970) y con la Formación Ranchillos al SO de Jagüel (Marcos *et al*., 1971; Limarino *et al*., 1996).

En el caso específico de la Formación Agua Colorada, existen dos grupos principales de afloramientos. Los más occidentales corresponden al cerro La Cantera La Laja (Fig. 1). Allí una estructura anticlinal expone la parte media y superior de la Formación Agua Colorada cuya base se encuentra muy pobremente expuesta (Vergel *et al*., 1993). En esta área Buatois y Mángano (1994, 1995a) estudiaron en detalle la sucesión neopaleozoica, interpretándola como un sistema lacustre formado por facies deltaicas, lacustres someras y profundas.

Hacia el este, un segundo grupo de exposiciones, que se analizan con detalle en este trabajo, corresponden al área de Las Angosturas (Fig. 1). Aquí, la Formación Agua Colorada aparece en dos fajas de afloramientos de orientación meridiana. En la faja oriental, la Formación Agua Colorada se encuentra ascendida por falla y en contacto tectónico con la Formación De La Cuesta. En este caso, la base de la primera de estas unidades no es visible y sólo aparece representada su parte superior. En la occidental puede observarse la base de la unidad apoyada sobre los granitoides del Complejo Intrusivo Las Angosturas (Fig. 3a) de edad ordovícica (Cisterna *et al.*, 2004), en tanto su techo se encuentra parcialmente cubierto por derrubio cuaternario o suprimido por falla. En esta zona ha sido encontrada una rica asociación palinológica referida a la Biozona *Raistrickia densa-Convolutispora muriornata* (Césari *et al.*, 2008) del Carbonífero tardío. Los estudios para el presente trabajo se ubican en esta faja (coordenadas 27º42'34,2''S-67º56'42,9''O) y consistieron en el levantamiento de un perfil de detalle de la unidad, en el que se prestó especial atención a la textura, composición, estructuras sedimentarias y geometría de los cuerpos de roca con el objeto de definir facies observacionales y asociaciones de facies. La representación columnar de los depósitos estudiados y sus principales atributos se muestran en las figuras 4 y 5.

3. Asociaciones de facies sedimentarias de la Formación Agua Colorada

Desde la base al techo de la formación Agua Colorada se han definido siete asociaciones de facies sedimentarias (Figs. 4, 5 y 6): diamictitas monomícticas, diamictitas polimícticas y conglomerados, ciclos granocrecientes lutita-arenisca, pelitas oscuras, conglomerados monomícticos verdosos, conglomerados polimícticos acanalados, y de sabulitas arcósicas, lutitas y delgados mantos de carbón. A continuación se describen sus principales características y se interpretan los correspondientes mecanismos de acumulación.

3.1. Asociación de facies 1 (de diamictitas monomícticas)

Esta asociación de facies alcanza unos 20 m de potencia y está básicamente formada por cuatro tipos litológicos principales: **1.** diamictitas macizas; **2.** diamictitas brechosas macizas; **3.** conglomerados estratificados, y **4.** areniscas guijarrosas.

Las diamictitas macizas son las más abundantes ya que conforman el 70% de la asociación de facies. Se trata de diamictitas de color rosado a gris verdoso, matriz-soportadas (localmente clastosoportadas, relación clastos/matriz superior a 0,8), con clastos de hasta 2 m de diámetro máximo inmersos en una matriz arenosa fina. Predominan los fenoclastos de granito derivados del basamento local (más del 90%), subredondeados a redondeados, en algunos casos de formas pentagonales, facetados y estriados. Estas diamictitas se estratifican en bancos tabulares a irregulares, de hasta 2 m de potencia, aunque en algunos casos las capas aparecen amalgamadas conformando niveles de hasta 5 m de espesor.

Las diamictitas brechosas macizas son solo frecuentes en los términos inferiores de esta asociación de facies. Se encuentran por regla general fuertemente induradas y están formadas por fenoclastos angulosos y subangulosos de granito, feldespatos y cuarzo lechoso que flotan en una matriz de arena muy fina a arena limosa. La relación clastos: matriz es casi

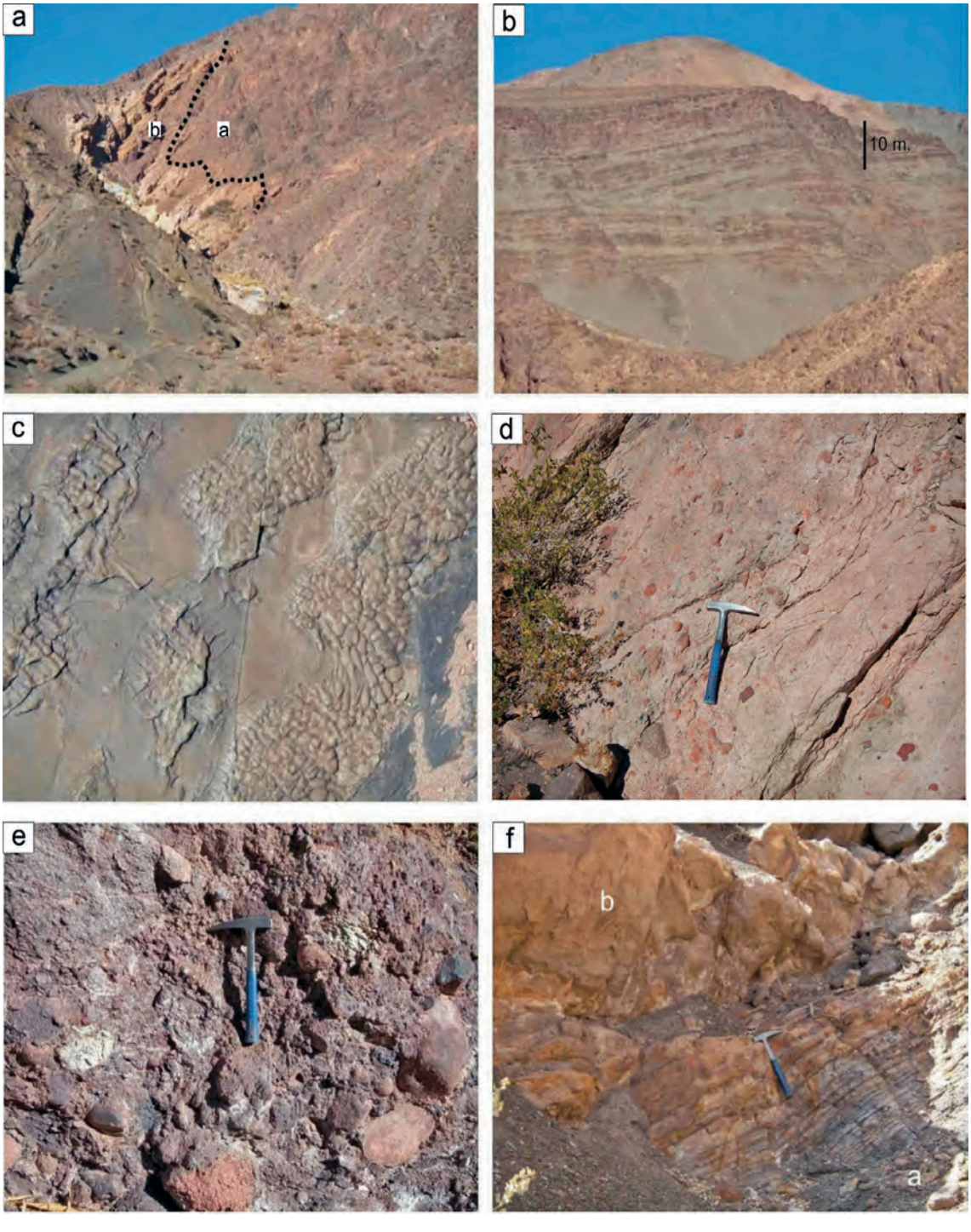

FIG. 3. **a**. Contacto (marcado con línea punteada) entre las diamictitas basales de la Formación Agua Colorada (a) y el sustrato granítico ordovícico (b); **b**. Potentes sucesiones de areniscas gris verdosas, pertenecientes al 'Paleozoico Superior marino', exhibiendo clinoformas de hasta 20 m de espesor que afloran sobre el margen occidental de la Sierra de Narváez; **c**. Calcos de deformación por cargas frecuentes en la base de los bancos de areniscas de 'Paleozoico Superior marino'; **d**. Vista de las areniscas guijarrosas pertenecientes a la asociación de facies 1; **e**. Aspecto de los conglomerados polimícticos clastosoportados que conforman la asociación de facies 2; **f**. Ciclos granocrecientes de la asociación de facies 3 integrados por pelitas en la base (a) y paquetes arenosos en el techo (b).

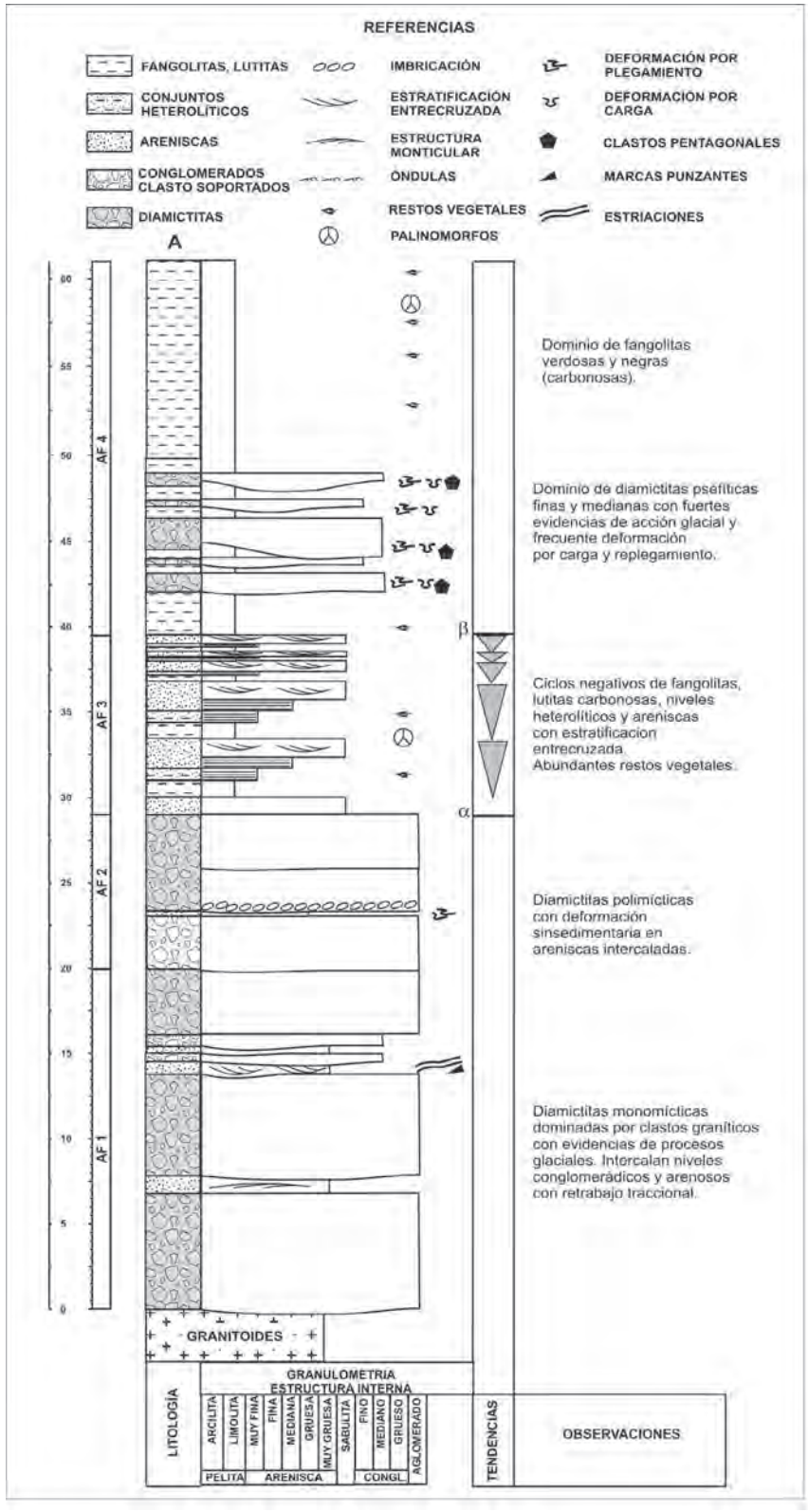

FIG. 4. Perfil de la Formación Agua Colorada en el área de Las Angosturas (asociaciones de facies 1 a 4).

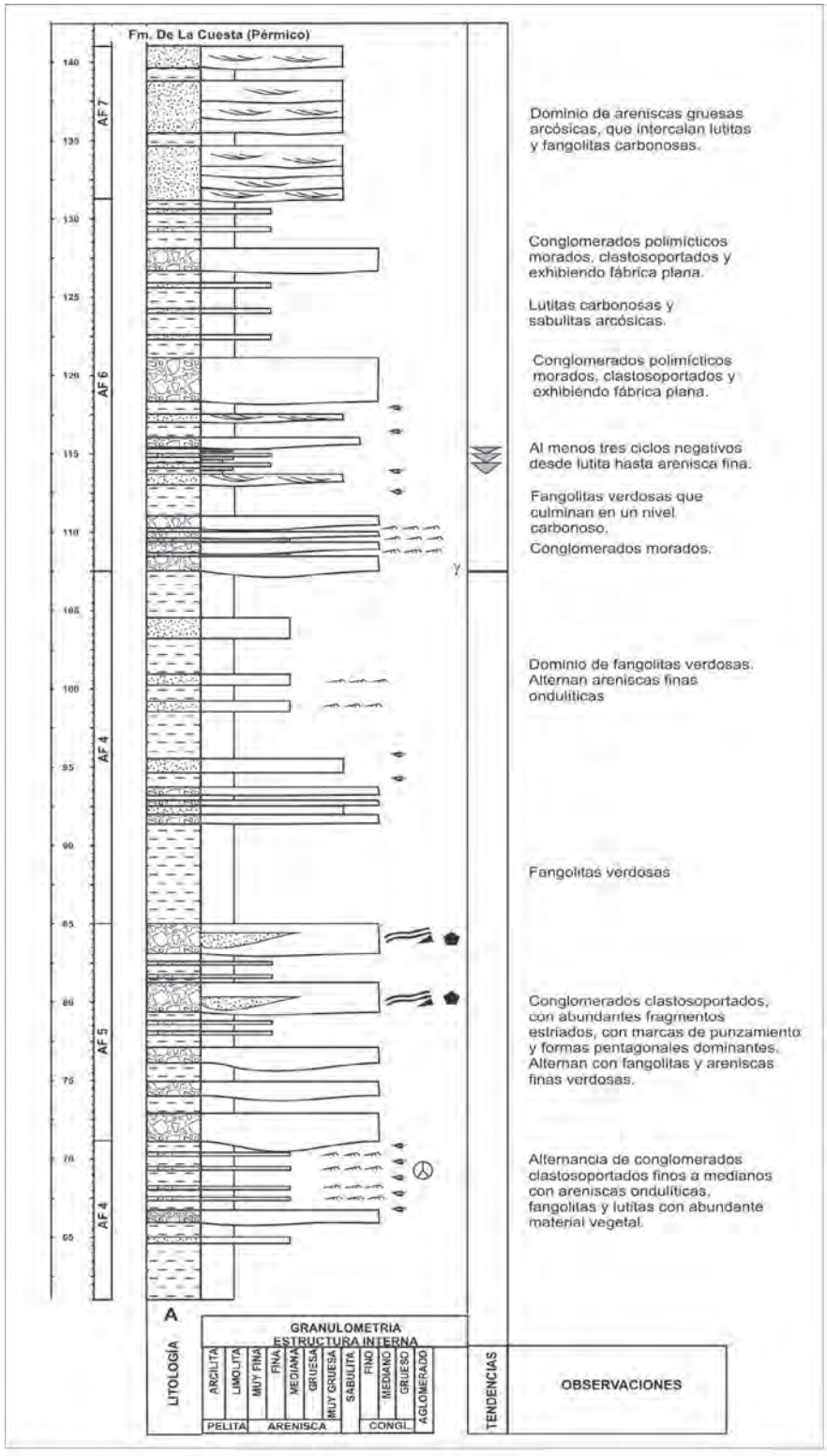

FIG. 5. Perfil de la Formación Agua Colorada en el área de Las Angosturas (asociaciones de facies 4 a 7). Para referencias véase figura 4.

Asociación de facies	Interpretación
Asociación 1 (de diamictitas monomícticas)	Diamictitas glaciales (tillitas) y resedimentadas por flujos de gravedad. Escasos depósitos de retrabajo fluvial.
Asociación 2 (de diamictitas polimícticas y conglomerados)	Distintos tipos de flujos de detritos (incluyendo hiperconcentrados) y depósitos fluviales.
Asociación 3 (de ciclos granocrecientes lutita-arenisca)	Sedimentación subácuea cercana a la costa probablemente deltaica subglacial y en ambiente fiórdico relacionado con el evento de transgresión postglacial Namuriano.
Asociación 4 (de pelitas oscuras)	Sedimentación subácuea, probablemente en ambiente fiórdico, en condiciones de energía baja (underflows y overflows) y alta (diamictitas resedimentadas).
Asociación 5 (de conglomerados monomícticos verdosos)	Progradación de sistemas conglomerádicos al superar el rebote isostático la tasa de ascenso del nivel del mar.
Asociación 6 (de conglomerados polimícticos acanalados)	Sistemas fluviales incisos multicanalizados.
Asociación 7 (de sabulitas arcósicas, lutitas y delgados mantos de carbón)	Sistemas fluviales multicanalizados y probablemente de alta sinuosidad.

FIG. 6. Asociaciones de facies sedimentarias de la Formación Agua Colorada identificadas en los afloramientos de Las Angosturas.

invariablemente menor a 0,35 y el diámetro máximo de los clastos es -por lo general- inferior a 0,40 m.

Esporádicamente aparecen niveles de conglomerados clasto y matriz soportados compuestos por individuos subredondeados a redondeados de granito, cuarzo, feldespato y aplita. La matriz es arenosa fina hasta mediana. Estas rocas muestran diferentes tipos de estratificación incluyendo capas gradadas, con estratificación horizontal y menos frecuentemente entrecruzadas.

Por su parte, las areniscas guijarrosas se caracterizan por su tonalidad morada hasta gris blanquecina. Se trata de areniscas gruesas a medianas, estratificadas en bancos tabulares de hasta 0,80 m de espesor. Los guijarros poseen con frecuencia diámetros máximos inferiores a 8 cm y se encuentran distribuidos en forma aleatoria (Fig. 3d). En su interior los bancos exhiben estratificación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo y estratificación entrecruzada tabular planar, mientras que es menos común la estructura en artesa.

Finalmente, es importante destacar la presencia de algunas estriaciones y clavos desarrollados sobre el basamento granítico o en el tope de bancos de areniscas debajo de diamictitas macizas.

Desde el punto de vista genético las rocas que integran esta asociación de facies presentan una clara impronta glacial. Lo dicho se sustenta no solo en la existencia de niveles de diamictitas, sino también en la presencia de algunas estriaciones y clavos formados sobre el sustrato granítico, o bien en la parte superior de los niveles de diamictitas brechosas macizas como resultado de eventos de reavance del hielo (Boulton, 1986; van del Wateren, 1994). Asimismo, la esporádica presencia de clastos facetados y estriados es concurrente con la impronta glacial sugerida (cf. Limarino y Gutiérrez, 1990; López Gamundi *et al.*, 1992; Limarino *et al.*, 2002; Marenssi *et al.*, 2005).

Dentro del conjunto deben diferenciarse aquellos depósitos generados directamente por el hielo (tillitas) de los resultados de resedimentación. Es muy probable que en el primer caso deban incluirse parte de las diamictitas macizas y a la totalidad de las diamictitas brechosas macizas, las que no exhiben evidencias de retrabajamiento, muestran muy pobre selección, composición monomíctica y clastos de gran tamaño. La situación es algo diferente en el caso

de los conglomerados estratificados y en la mayor parte de las areniscas guijarrosas, puesto que ambos conjuntos litológicos reflejan un evidente retrabajo fluvial y arreglo interno de capas que evidencian la formación de barras y formas de lecho arenosas bi- y tridimensionales.

3.2. Asociación de facies 2 (de diamictitas polimícticas y conglomerados)

Esta asociación de facies, de color morado-rojizo, se diferencia de la anterior por la mayor mezcla en la composición de los clastos mayores, la menor proporción de diamictitas y la desaparición de las diamictitas brechosas. Muestra un espesor de 10 m y está compuesta por diamictitas y conglomerados polimícticos entre los que se intercalan niveles centimétricos de areniscas gruesas, en ocasiones guijarrosas.

Las diamictitas forman aproximadamente un 45% de la facies. Son paraconglomerados matriz soportados macizos que portan fenoclastos de hasta 1 m de diámetro máximo. La matriz es areno-pelítica y la relación clasto:matriz varía entre 0,30 y 0,60. Aunque predominan los clastos de granito (aproximadamente un 70%) aparecen también fragmentos de areniscas gris verdosas, pelitas y cuarzo (Fig. 3e).

Los ortoconglomerados componen un 35% de esta asociación de facies. Poseen composición polimíctica en la que participan fragmentos de granitos (50%), areniscas gris verdosas (20%), cuarzo (10%), pelitas silicificadas (10%), conglomerados (5%), areniscas blanquecinas (3%) y feldespato pegmatítico (2%). Conforman bancos lenticulares de hasta 0,8 m de potencia que exhiben internamente estratificación entrecruzada, plana irregular, gradación positiva, imbricación de clastos y/o capas macizas.

Por su parte, las areniscas son gruesas, en ocasiones sabulíticas o guijarrosas, son similares a las descritas en la asociación 1, tienen composición arcósica y color gris blanquecino a rosado. Constituyen niveles delgados de hasta 0,20 m de potencia y geometría lenticular. Las capas son predominantemente macizas, aunque pueden también mostrar estratificación entrecruzada tabular planar en paquetes de mediana y pequeña escala.

Esta asociación de facies fue depositada por sistemas aluvio-coluviales proximales, con la participación de agentes que habrían mostrado diferencias en su comportamiento reológico como resultado de cambios en la concentración de sedimentos (expresada como la relación clastos/fluido) y probablemente en la viscosidad de las corrientes (manifestada por el tipo de matriz, Mulder y Alexander, 2001). En el caso de las diamictitas polimícticas, el carácter matriz-soportado del depósito, el relativamente elevado diámetro de algunos clastos, la falta de selección y el carácter areno-limoso de la matriz, sugiere que los depósitos podrían haberse formado a partir de flujos de detritos hiperconcentrados que transportaron sedimentos tanto del granito como de su roca de caja. Una situación opuesta aparece en los conglomerados polimícticos, ya que allí la mayor mezcla de clastos y la existencia de estructuras entrecruzadas, planas e imbricación de clastos, sugieren la existencia de corrientes fluidas en las que prevaleció el transporte traccional, probablemente en sistemas multicanalizados. En síntesis, condiciones de sedimentación subáereas y de alta energía son supuestas para esta asociación de facies.

3.3. Asociación de facies 3 (de ciclos granocrecientes lutita-arenisca)

Está compuesta por tres ciclos granocrecientes que alcanzan en conjunto unos 11 m de potencia, variando el espesor de cada ciclo elemental entre 4 y 2,5 m (Fig. 3f). La parte inferior de cada ciclo está formada por pelitas laminadas, de color gris oscuro a negro, muy carbonosas (a en Fig. 3f). Estas últimas han proporcionado restos palinológicos (Fig. 4) estudiados por Césari *et al.* (2008), asignados al Carbonífero tardío.

Esporádicamente en los niveles pelíticos aparecen cadilitos ('dropstones') de hasta 10 cm de diámetro máximo, los que deforman la laminación y producen la disrupción de las láminas inferiores. Desde el punto de vista composicional han sido identificados dos tipos principales de cadilitos, aquellos compuestos por sedimentitas gris verdosas (predominantes) y los correspondientes a clastos de granito (menos frecuentes). En ambos casos los clastos presentan buen grado de redondeamiento.

Hacia arriba, las pelitas se intercalan con niveles de areniscas gris verdosas, de grano fino a mediano, frecuentemente micáceas, que incluyen restos vegetales con muy pobre preservación. Los niveles de areniscas aumentan su tamaño de grano y el espesor de los bancos en sentido vertical (Fig. 3f). El tope

de cada ciclo está formado por areniscas gruesas hasta sabulitas, de color gris rosado y composición arcósica, estratificadas en bancos tabulares, de base ligeramente erosiva y de hasta 0,40 m de espesor (b en Fig. 3f). En su interior, las capas se muestran macizas, aunque también pueden poseer laminación ondulítica de oleaje y de corrientes, así como niveles delgados con estratificación entrecruzada.

A diferencia de las previamente descritas, esta asociación de facies demuestra claramente haberse depositado en condiciones subácueas. Los niveles de pelitas que conforman la base de cada ciclo granocreciente muy probablemente representen las condiciones de máxima profundización relativa, mientras que las sucesiones alternantes de areniscas y pelitas y las sabulitas que conforman el tope de cada ciclo indican somerización y progradación de barras de desembocadura (Elliot, 1974; Gustavson *et al.*, 1975). La existencia de varios cadilitos señala con toda probabilidad la depositación por balsaje a partir de masas de hielo flotantes (cf. Ovenshine, 1970).

3.4. Asociación de facies 4 (de pelitas oscuras)

Esta asociación de facies es recurrente en el perfil analizado (Figs. 4 y 5), alcanzando un espesor total de 52 m. Muestra una compleja constitución litológica, pues aunque se encuentra dominada por pelitas, también participan areniscas rosadas y delgadas intercalaciones de diamictitas.

Las pelitas conforman aproximadamente el 80% de la asociación, son de color gris oscuro a gris verdoso, en parte carbonosas, y localmente atestadas de restos de plantas (Fig. 7a). Forman niveles tabulares de hasta 2 m de potencia y bien desarrollada laminación horizontal. Examinada en detalle, la laminación se define por la alternancia de láminas milimétricas de granulometría arcillosa, con otras de similar espesor compuestas por limo y granos de arena irregularmente dispersos. Este último tipo de lámina es la que muestra la mayor concentración de briznas, junto a material vegetal reelaborado y restos palinológicos (Fig. 5) descritos en Césari *et al.* (2008). Esporádicamente entre los niveles de pelitas aparecen capas de margas, y -en algunos casos- calizas micríticas negras, conformando bancos tabulares de hasta 8 cm de espesor que incluyen restos vegetales (frondes y tallos) con muy buen estado de preservación.

Las diamictitas son de grano fino, forman delgados niveles (hasta 10 cm) que se acuñan lateralmente y aparecen intercalados dentro de los intervalos pelíticos (Fig. 7e). Se trata de diamictitas matriz soportadas macizas, que incluyen clastos de hasta 5 cm de diámetro máximo de areniscas gris verdosas, pelitas y en menor proporción granito y cuarzo.

Finalmente, y en especial hacia el techo de la segunda recurrencia de la asociación de facies, aparecen niveles lenticulares de areniscas y sabulitas arcósicas de color morado, estratificadas en bancos macizos o con imperfecta estratificación entrecruzada en artesa o tabular planar.

Condiciones subácueas de sedimentación son también supuestas para esta asociación de facies. Las pelitas fueron mayormente depositadas por corrientes diluidas, y -en particular- la ritmicidad textural en la laminación sugiere la alternancia de flujos de fondo de baja energía (‘underflows’) y de procesos de decantación suspensiva desde flujos de superficie (‘overflows’; Wright, 1977; Reading y Collinson, 1996). Los primeros serían los responsables de la lámina de textura limosa, que además de incluir granos de arena dispersos, muestra elevados contenidos de restos vegetales transportados desde las zonas costeras. Por el contrario, los flujos de superficie llevarían al interior de la cuenca los sedimentos más finos producto de decantación. En particular, la existencia de margas y calizas, incluyendo restos bien preservados de frondes, sugiere proximidad de la zona estudiada a la región costera. Por su parte, los delgados niveles de diamictitas finas intercalados en las pelitas, probablemente corresponden a la expresión más distal de flujos de detritos subácueos (Fedele y García, 2009).

Por la suma de los caracteres que posee esta asociación de facies, se considera que representa un ambiente de fiordo (cf. Dykstra *et al*., 2006), como se discute más adelante, en el que cooexisten depósitos de ambiente de fondo lacustre o marino marginal con escasa circulación y depósitos que constituyen el retrabajamiento por agentes de alta energía de materiales glaciales continentales ubicados en áreas adyacentes a la cuenca.

3.5. Asociación de facies 5 (de conglomerados monomícticos verdosos)

Corresponden casi exclusivamente a conglomerados de característico color gris verdoso, los que se estratifican en bancos lentiformes de hasta 1 m de potencia. Estas rocas, que alcanzan 14 m de espesor,

se disponen sobre los niveles pelíticos pertenecientes a la asociación de facies 4 mediante una superficie de fuerte incisión. Es interesante destacar la importante deformación producida por estos cuerpos de conglomerados sobre los niveles superiores de las pelitas subyacentes. El tipo de deformación más evidente se manifiesta como laminación convoluta desarrollada sobre pelitas y areniscas finas próximas al contacto con las psefitas. Un segundo tipo, algo más sutil, corresponde a la penetración de los clastos de los conglomerados en el sustrato limo-arcilloso cuando se encontraba sobresaturado en agua. Los conglomerados son tanto clasto como matriz soportados, macizos o con imperfecta gradación, y se estratifican en unidades acanaladas frecuentemente amalgamadas y de bases erosivas (Fig. 7b). Morfológicamente existen dos poblaciones de clastos: los de mayor diámetro, que alcanzan hasta 40 cm de diámetro máximo, son subredondeados a redondeados, mientras que los más pequeños son casi invariablemente angulosos o subangulosos (Fig. 7c). Otro rasgo destacable es la presencia de fragmentos de contornos pentagonales, en ocasiones facetados y estriados. La matriz es arenosa mediana y de similar composición y color que los fenoclastos. Un rasgo interesante de estas psefitas es el notable cambio composicional de los clastos cuando se las compara con los conglomerados de las asociaciones previamente descritas. En el caso aquí examinado los fenoclastos de granito son claramente minoritarios, predominando los de pelitas y areniscas gris verdosas, en parte silicificadas.

Es notable el abrupto pasaje entre los depósitos de grano fino sedimentados en condiciones de relativamente baja energía, pertenecientes a la asociación de facies 4, y los cuerpos de conglomerados acanalados con bases erosivas. Esta relación, sumada a la importante deformación en el techo de los intervalos pelíticos y a la carencia de ciclicidad en el interior de los cuerpos psefíticos (Fig. 7d), constituyen evidencias de una súbita depositación de los conglomerados en el ambiente de baja energía. De este modo, se interpretan los niveles de conglomerados como el producto del ingreso de materiales gravosos resedimentados desde depósitos glaciales (hecho sugerido por la existencia de clastos pentagonales, facetados y estriados) que habrían sido aportados a la cuenca por flujos friccionales de alta energía. Estos canales subácueos suelen desarrollarse en sistemas fiórdicos y pueden asociarse con crecidas excepcionales desde las áreas positivas adyacentes motivadas por precipitaciones intensas o por fenómenos de súbita ablación de hielo, así como por súbitos procesos de desmoronamiento en las pendientes, relacionados -a su vez- con el ascenso glacioeustático que favoreció la instalación del fiordo (cf. Dykstra *et al.*, 2006).

3.6. Asociación de facies 6 (de conglomerados polimícticos acanalados)

Caracterizan a este conjunto, de aproximadamente 23 m de espesor, conglomerados morados que forman litosomas canalizados, amalgamados, de base erosiva, de unos 15 m de continuidad lateral y hasta 3,5 m de espesor. Corresponden a ortoconglomerados polimícticos, clastosoportados, generalmente de tamaño mediano a fino, portando clastos de hasta 10 cm de diámetro máximo, en cuya composición participan fragmentos de areniscas verdes, pelitas silicificadas, aplitas y en menor proporción cuarzo. Parece existir cierta discordancia entre la composición de los fenoclastos y la matriz, pues esta última es mayormente arcósica y dominada por fragmentos de cuarzo y feldespato junto a cantidades subordinadas de líticos de areniscas. Por lo tanto, el color morado que exhiben los conglomerados deriva principalmente de la matriz. Otro rasgo interesante es cierto grado de contraste morfológico entre los fenoclastos, pues aquellos de procedencia local (areniscas verdes y rosadas) resultan subangulosos, mientras que individuos de pelitas negras silicificadas y granitos son subredondeados a redondeados. Asimismo, en la base de algunos paleocanales se identifican clastos intraformacionales de pelitas de hasta 5 cm de diámetro, mientras que hacia el tope las psefitas gradan a areniscas guijarrosas. Internamente, los canales muestran arreglo multiepisódico y superficies de reactivación de diferentes órdenes, las que limitan paquetes de estratificación entrecruzada tanto tabular planar como en artesa. Sin embargo, el rasgo más significativo de algunos niveles psefíticos es la tendencia de los clastos aplanados a desarrollar una fábrica paralela al plano de estratificación. Los paleocanales descritos pueden amalgamarse en sentido lateral o aparecer separados por niveles de pelitas de color verde o gris oscuro, en capitas de hasta 0,10 m de espesor, internamente macizas o laminadas.

Separando los niveles de conglomerados aparecen potentes intervalos (hasta 5 m) de pelitas carbonosas, junto a intercalaciones centimétricas de carbón. Las pelitas pueden encontrarse laminadas o resultar macizas, aunque un rasgo interesante es la

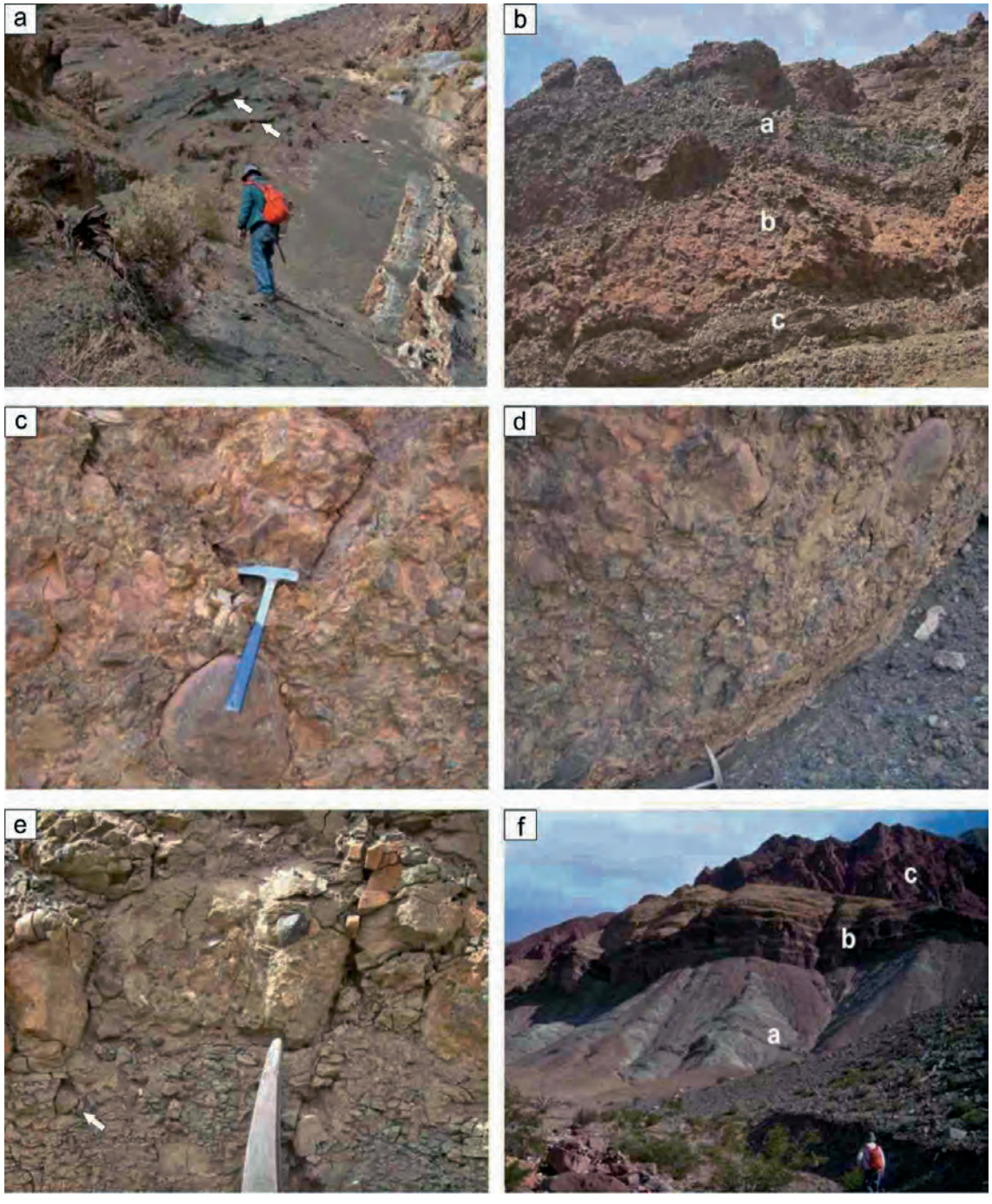

FIG. 7. **a.** Aspecto de las pelitas carbonosas pertenecientes a la asociación de facies 4, obsérvese la presencia de bancos lenticulares intercalados correspondientes a diamictitas resedimentadas (flechas en la foto); **b.** Apilamiento de al menos 3 unidades depositacionales de conglomerados monomícticos de la asociación de facies 5 los que exhiben un arreglo totalmente desorganizado; **c.** Clastos de gran tamaño (hasta 40 cm) pertenecientes a los conglomerados de la asociación de facies 5; nótese como coexisten clastos brechosos (de menor tamaño) y redondeados o de formas pentagonales; **d.** Detalle de la foto anterior, mostrando el carácter erosivo de la base del conglomerado (asociación de facies 5), apoyado sobre pelitas pertenecientes a la asociación de facies 4; **e.** Bancos de diamictitas finas de geometría lenticular que se intercalan entre los bancos de pelitas carbonosas con 'dropstones' (flecha) de la asociación de facies 4; **f.** Aspecto de la faja de afloramientos oriental en el área de Las Angosturas; '**a**': pelitas laminadas y areniscas muy finas; '**b**': areniscas, pelitas y yesos y '**c**': areniscas rojas.

presencia de trazas de raíces que sugiere la existencia de paleosuelos.

A las rocas descritas se suman delgados bancos lenticulares de areniscas dentro de las cuales pueden identificarse dos tipos principales. Por un lado, areniscas finas y muy finas, de composición arcósica, que exhiben con alguna frecuencia laminación ondulítica de corriente o laminación horizontal. Un segundo conjunto corresponde a areniscas medianas y gruesas que se estratifican en bancos lenticulares de hasta 0,3 m de espesor, los que localmente pueden aparecer amalgamados en cuerpos de hasta 0,7 m de potencia. Este último tipo de psamita, con frecuencia posee estratificación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo y entrecruzada tabular planar.

El conjunto es interpretado como el registro de sistemas fluviales multicanalizados (Bridge y Lunt, 2006) que se apoyaron mediante una superficie acanalada sobre las areniscas previamente descritas. Verticalmente, esta facies muestra una rápida transición de depósitos conglomerádicos de alta energía, que cubren la superficie de erosión, a sucesiones fluviales de menor energía que incluyen tanto depósitos de canal como de planicie de inundación. Se atribuye a este último subambiente, los niveles de pelitas carbonosas con los paleosuelos arriba descritos.

3.7. Asociación de facies 7 (de sabulitas arcósicas, lutitas y delgados mantos de carbón)

Este intervalo, de 11 m de espesor mínimo (techo cubierto), comprende sabulitas y areniscas gruesas gris blanquecinas a rosadas (75%), escasos niveles de conglomerados finos (15%), areniscas finas y medianas (5%) y fangolitas laminadas junto a algunos bancos de carbón (5%).

Las sabulitas y areniscas gruesas son ampliamente dominantes, se estratifican formando complejos de canal de geometría lentiforme, de hasta 1,2 m de potencia, los que con frecuencia se amalgaman hasta conformar niveles del orden de los 5 m. La mayor parte de los bancos exhibe estratificación entrecruzada, tanto tabular planar como en artesa y, en menor proporción entrecruzada, de bajo ángulo u horizontal.

Los conglomerados forman camadas discretas entre las sabulitas, mostrando espesores entre 0,4 y 1 m. Se trata de conglomerados finos, clastosoportados, con diámetro máximo de clastos inferior a los 4 cm, compuestos por fragmentos de arenisca, cuarzo, granito, feldespato y pelitas silicificadas.

Entre los estratos de sabulitas y areniscas gruesas aparecen horizontes lentiformes a tabulares de areniscas finas y pelitas, estas últimas laminadas y en algunos casos macizas; en ellas se identifican niveles delgados con moldes abundantes de raíces. Son justamente estas últimas capas las que pasan lateral o verticalmente a pelitas carbonosas y carbones con abundantes restos vegetales.

La geometría de los depósitos, la presencia de complejos de canales multiepisódicos, su tamaño de grano y la existencia de niveles de carbón y pelitas carbonosas, sugiere que la presente asociación de facies fue depositada en fajas fluviales de canales múltiples separadas por planicies de inundación de variable continuidad lateral (Bridge, 2003). El carácter multiepisódico de los canales, la frecuencia de cuerpos entrecruzados de acreción frontal (DA, Miall, 1985) y la falta de superficies de acreción lateral (LA, Miall, 1985), indican recurrente avulsión y reapertura de los cursos dentro de fajas de canales estables con baja tasa de migración lateral. Por otro lado, el pasaje lateral y vertical a depósitos de planicies de inundación, se hace evidente en la mayor parte de las pelitas con paleosuelos y areniscas finas. En particular, condiciones altamente reductoras (vinculadas a pequeños cuerpos de agua dentro de la cuenca de inundación), son fuertemente sugeridas por la existencia de delgadas capas de carbón y pelitas carbonosas. Es muy probable que la asociación de facies aquí tratada resulte de la sedimentación en ríos anastomosados con moderada interconexión de canales, alta estabilidad de fajas de canal y elevada tasa de agradación (Nanson *et al*., 1986; Miall, 1996; Makaske, 2001).

4. Evolución paleoambiental y correlación regional de la Formación Agua Colorada

Los afloramientos de la Formación Agua Colorada en la Sierra de Narváez permiten reconstruir la evolución paleoambiental del margen NO de la Cuenca Paganzo. Al mismo tiempo, brindan interesantes elementos para la correlación regional de la unidad. Estos depósitos constituyen la expresión estratigráfica de la transición glacial a postglacial en este sector del área andina. La existencia de características diamictias en la base de la formación (Asociación de facies 1) portando clastos facetados, estriados, así como el desarrollo de sustratos con estrías y clavos era desconocido hasta el presente en el área. Estos rasgos sugieren una fuerte vinculación del

depósito con procesos glacigénicos. En este sentido, es interesante destacar que Limarino y Gutiérrez (1990) describieron diamictitas glaciales (tillitas) ocupando una posición estratigráfica enteramente equivalente a las diamictitas aquí analizadas en los afloramientos de la Formación Agua Colorada de la quebrada de Las Gredas (unos 120 km al SSE del área aquí analizada). Por otro lado, la posición estratigráfica de las diamictitas de la asociación de facies 1 coincide con otras vinculadas directa o indirectamente con procesos glaciales en la Cuenca Paganzo (Limarino, 1987; Bercowski y Milana, 1990; González Bonorino, 1992; López Gamundí, 1997; López Gamundí y Martínez, 2000; Kneller *et al*., 2004; Marenssi *et al*., 2005; Dykstra *et al*., 2006, entre otros). En el caso particular de las diamictitas de la Sierra de Narváez, es opinión de los autores que al menos parte de ellas y de las brechas macizas pueden constituir depósitos originados directamente por acción del hielo (tillitas), mientras que los conglomerados estratificados y las areniscas guijarrosas asociadas corresponden a facies de retrabajo por cursos de agua (Fig. 8A).

El pasaje a facies enteramente dominadas por resedimentación fluvial aparece expuesto en la asociación de facies 2 y representa el inicio y progreso de los procesos de deglaciación (punto 2 en la Fig. 9). En este caso, una gran cantidad de detritos glaciales habrían sido resedimentados tanto por corrientes fluviales (la mayor parte de los conglomerados) como por flujos de detritos o corrientes hiperconcentradas (diamictitas polimícticas).

La base de la asociación de facies 3 tiene una singular importancia regional dentro de la cuenca, pues constituye una superficie de inundación que separa condiciones de mar bajo (asociación de facies 1 y 2), correspondientes al intervalo glacial, de una asociación de facies transgresiva postglacial (asociación de facies 3, Fig. 8B y punto 3 en la Fig. 9). La extensión regional de esta transgresión ha sido discutida por Limarino *et al*. (2002) e incluye facies de mar abierto (Cuenca Río Blanco, quebrada de Agua Negra), transicionales y con importante influencia continental (sector oriental de la Cuenca Paganzo). A partir de este esquema, y adoptando el modelo de fiordo propuesto en diferentes sectores de la cuenca (Limarino *et al*., 2004; Kneller *et al*., 2004; Buatois *et al.*, 2006), la transgresión postglacial en el área de la Cuenca Paganzo corresponde a un sistema transicional con fuerte influencia continental. De hecho, estos depósitos han sido descritos con frecuencia como de origen lacustre (Limarino y Césari, 1988; Buatois *et al*., 1990; Buatois y Mángano, 1995b), hasta que posteriores hallazgo de fósiles marinos condujeron a reinterpretarlos como paleofiordos (Martínez, 1993; Césari y Bercowski, 1998; Gutiérrez y Limarino, 2001; Kneller *et al*., 2004; Buatois *et al.*, 2006). Debe tenerse en cuenta que un sistema fiórdico incluye en sus facies más internas zonas de aguas dulces (debido al importante aporte de agua de fusión, Buatois *et al.*, 2006) que guardan estrecha semejanza con ambientes de sedimentación lacustres. Las sucesiones fiórdicas de la Cuenca Paganzo han sido identificadas debido al relleno basal de diamictitas glaciales o resedimentadas (en ocasiones relacionadas con pavimentos estriados), rápidamente cubiertas por pelitas transgresivas con microfósiles o invertebrados marinos, las que son finalmente sucedidas por facies deltaicas altamente progradantes (incluyendo deltas tipo Gilbert). Este tipo de sucesión de fiordo ha sido descrita en la Cuenca Paganzo en las Formaciones Jejenes (localidad de Valle Grande, Kneller *et al.*, 2004 y quebrada de La Laja, Dykstra *et al.*, 2006), Guandacol (Agua Hedionda, Limarino *et al.*, 2004) y Malanzán (valles de Olta y Malanzán, Gutiérrez y Limarino, 2001; Socha *et al.*, 2006).

En el caso de la Sierra de Narváez, la falta de invertebrados marinos y la importante participación de material vegetal derivado de áreas costeras próximas, excluye la posibilidad de un ambiente marino abierto y refuerza el ambiente fiórdico propuesto para este tipo de depósitos por autores previos en la cuenca (Limarino *et al*., 2002, 2004; Kneller *et al*., 2004). Las pelitas con cadilitos, que forman buena parte de la asociación 3, claramente sugieren la depositación desde témpanos y el contacto de los glaciares con el cuerpo de agua (Fig. 8B).

La parte basal de la primera recurrencia de la asociación de facies 4 (de pelitas oscuras) parece corresponder a un estado de mayor profundización del cuerpo de agua y es muy probable, de acuerdo a la distribución de litologías, que la superficie de máxima inundación se encuentre unos pocos metros por encima de la base de esta asociación, coincidiendo con delgados horizontes de margas y calizas (punto 4 en la Fig. 9). Si esta suposición es correcta, existe una superficie de correlación regional que vincula los afloramientos aquí estudiados con las pelitas portadoras de microfósiles marinos del máximo transgresivo de la Formación Malanzán (Sierras Pampeanas, Gutiérrez y Limarino, 2001) y con aquellas descritas en la Formación Guandacol conteniendo

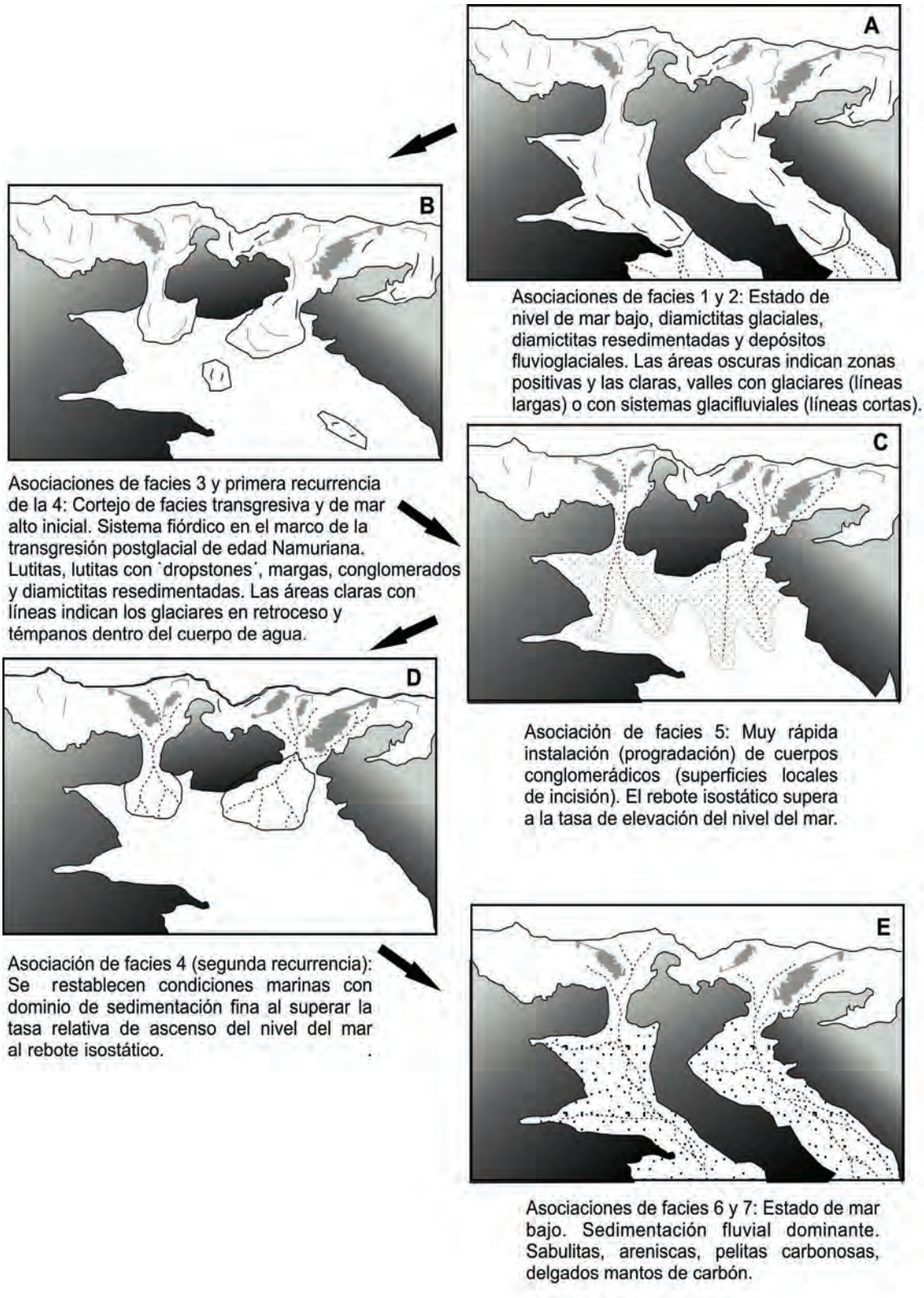

FIG. 8. Representación esquemática del sistema fiórdico de la Formación Agua Colorada en los afloramientos de Las Angosturas.

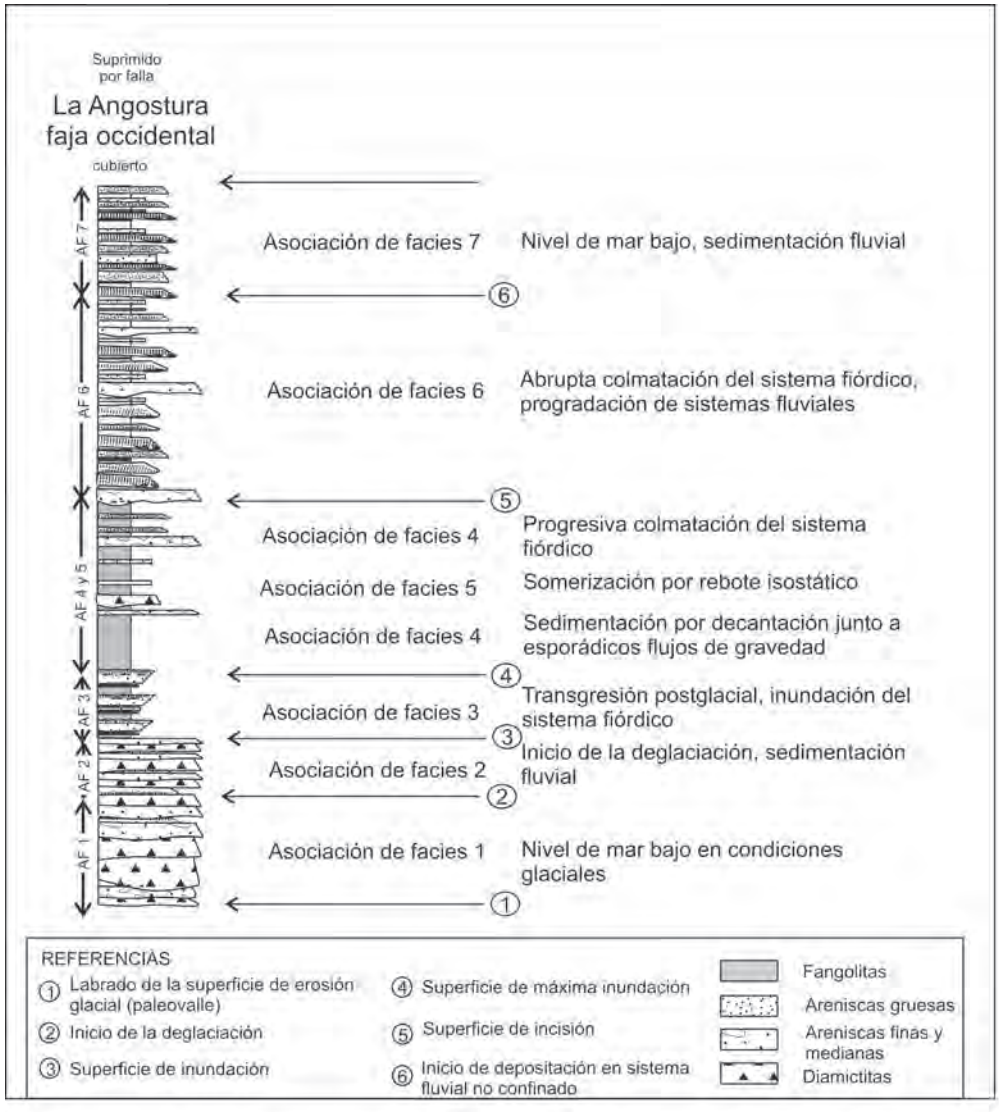

FIG. 9. Distribución de las asociaciones de facies sedimentarias identificadas en la faja occidental de afloramientos del área de Las Angosturas y su relación con las variaciones en el nivel del cuerpo de agua.

invertebrados marinos (Martínez, 1993; Marenssi *et al.*, 2005; Fig. 10). Tanto en la Sierra de Narváez, como en los dos otros casos citados, la superficie de máxima inundación presenta la misma ubicación estratigráfica y separa a un intervalo inferior formado por pelitas con cadilitos (asociación de facies 3) de uno superior en que las pelitas no exhiben dichos fenoclastos (asociación de facies 4). La ausencia de cadilitos en las pelitas de la asociación de facies 4, por encima del nivel de máxima inundación, indica un estado avanzado de deglaciación, en el que los glaciares dejaron de estar en contacto con el cuerpo de agua. Además, en los tres casos antes citados, la superficie de máxima inundación se vincula a capas de margas, y más raramente calizas, que indican períodos de baja tasa de aporte clástico.

De acuerdo a lo dicho, la mayor parte de la asociación de facies 4 correspondería a condiciones de mar alto, durante las cuales dominó la sedimentación resultante de flujos de baja energía relativa (‘underflows’ y ‘overflows’). Un importante cambio sucedió durante la sedimentación de la asociación de

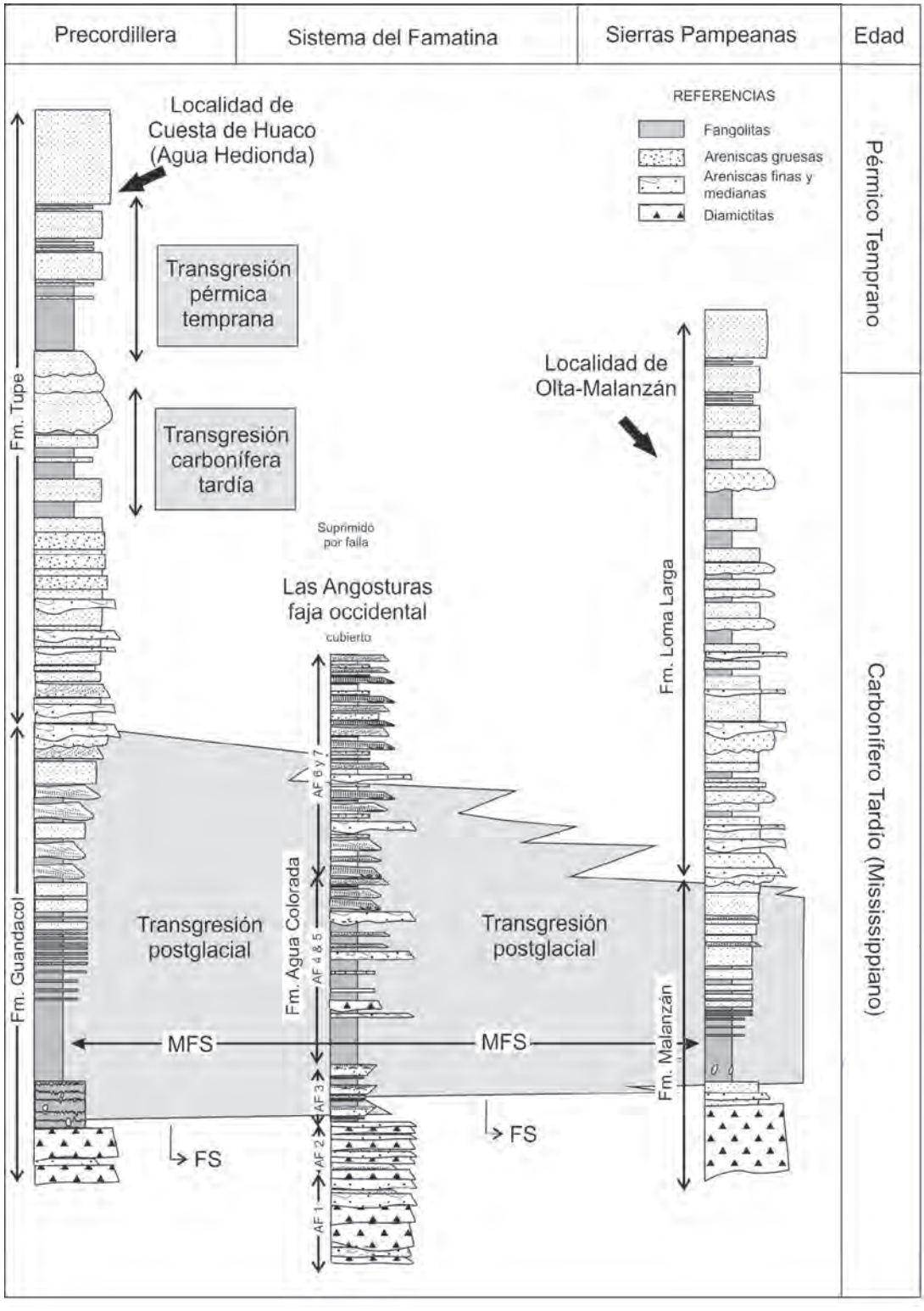

FIG. 10. Esquema de correlación regional utilizando el nivel de transgresión postglacial como nivel guía. De esta forma se vincula a la Formación Agua Colorada en el Sistema del Famatina y las sucesiones neopaleozoicas de Precordillera y Sierras Pampeanas. **FS**: superficie de inundación; **MFS**: superficie de máxima inundación.

facies 5, cuando la rápida instalación de lóbulos y canales conglomerádicos marcó un abrupto cambio en los patrones sedimentarios (Fig. 8C). El tamaño grueso de estos depósitos, que se superponen sin transición a facies pelíticas de baja energía, indica una caída relativa en el nivel del cuerpo de agua. Al menos parte del material clástico provendría de la resedimentación coluvial hasta aluvial de detrito glacial, como es sugerido por la presencia de clastos pentagonales, facetados y estriados. Este tipo de depósito suele desarrollarse en sistemas fiórdicos y puede asociarse con crecidas excepcionales desde las áreas positivas adyacentes o por procesos de desmoronamiento en las pendientes.

Sin embargo, un ascenso relativo en el nivel del mar restableció rápidamente la sedimentación de grano fino de baja energía (segunda recurrencia de la asociación de facies 4, Fig. 8D). Este patrón de variaciones en el nivel de los fiordos es frecuente y resulta principalmente del balance entre el ascenso relativo del nivel del cuerpo de agua (por fusión de las masas de hielo) y el rebote glacioeustático. Un buen ejemplo ha sido ilustrado por Lonne y Nemec (2004) quienes mostraron cómo el nivel de los fiordos experimenta una caída relativa cuando la tasa de rebote glacioeustático regional supera a la de ascenso del nivel del mar. En el caso analizado por estos autores, la caída relativa se produjo luego del máximo transgresivo y condujo a una rápida regresión forzada con depositación de lóbulos deltaicos. Obsérvese que en la Formación Agua Colorada la abrupta aparición de los conglomerados de la asociación de facies 5 también sucedió al máximo transgresivo, por lo que el pasaje entre las asociaciones de facies 4 y 5 es atribuible a un proceso de caída relativa del nivel de agua en el sistema fiórdico.

El límite inferior de la asociación de facies 6 está marcado por una superficie de incisión que aquí se supone relacionada con una caída del nivel de base y constituye un límite de secuencia de baja frecuencia (Fig. 8E y punto 5 en Fig. 9). Aunque analizada a escala local, la superficie de incisión sólo parece presentar una canalización de escaso relieve relativo, su observación lateral a lo largo de algunas centenas de metros da una mejor noción de su real dimensión. En este sentido, la superficie de incisión apenas erosiona la parte superior de la asociación de facies 4 en la traza del perfil (Fig. 1), pero hacia el norte del río Chaschuil suprime un considerable espesor de las pelitas y conglomerados de la misma asociación.

La topografía generada a partir de la caída del nivel de base, fue progresivamente rellenada por capas de conglomerados y sabulitas que componen la base de la asociación de facies 6. Se asume que estos sistemas fluviales estuvieron confinados topográficamente y relacionados con perfiles de equilibrio bajo (Dalrymple *et al*., 1998), lo que resultó en un cortejo de facies fluviales de escaso espacio de acomodación (‘low-accommodation systems tracts’, Olsen *et al*., 1995; Catuneanu, 2006). Sin embargo, hacia el tope de la asociación de facies 6 se observa un rápido incremento en el espacio de acomodación fluvial evidenciado por el desarrollo de amplias sucesiones de planicies de inundación.

La asociación de facies 7, formada por sabulitas de composición arcósica, pelitas carbonosas y delgados mantos de carbón, es enteramente fluvial y muestra el pasaje a sistemas no confinados (punto 6 en Fig. 9), con perfil de equilibrio alto (Dalrymple *et al*., 1998), correspondientes a un cortejo de facies fluviales con alto espacio de acomodación (‘high-accommodation systems tracts’, Olsen *et al*., 1995; Catuneanu, 2006). Resulta interesante especular sobre la relación entre la posición de la curva de desplazamiento relativo del nivel del mar y la naturaleza de los sistemas fluviales descritos en las asociaciones de facies 6 y 7. En el caso de la asociación de facies 6, el bajo espacio de acomodación de sedimentos en las planicies aluviales muy probablemente se correlacionen con las condiciones de mar bajo que caracterizaron a buena parte del Westfaliano (Limarino *et al*., 2006). Por el contrario, el cortejo de facies de alto espacio de acomodación que caracteriza a la asociación de facies 7, podría vincularse a las etapas finales de las condiciones de mar bajo o, quizás con mayor probabilidad, al inicio de las transgresiones registradas a fines del Carbonífero (Estefaniano) o principios del Pérmico (Cisterna *et al*., 2002; Limarino *et al*., 2006).

Es difícil correlacionar la sucesión hasta aquí descrita con los afloramientos de la faja oriental de la Formación Agua Colorada (Fig. 1), los que se encuentran desconectados tectónicamente e incluyen pelitas laminadas, areniscas muy finas y niveles de yesos (Fig. 7f).

5. Conclusiones

Entre las principales conclusiones que pueden extraerse de la presente contribución se destacan:

- Las rocas carboníferas aflorantes en la Sierra de

Narváez corresponden a dos conjuntos litoestratigráficos diferentes. Por un lado conglomerados, areniscas arcósicas, sabulitas, pelitas carbonosas y delgados mantos de carbón, depositados en ambientes continentales y transicionales que constituyen las exposiciones clásicas de la Formación Agua Colorada. Por el otro, potentes sucesiones de pelitas y areniscas gris verdosas, depositadas en ambiente marino, reconocidas en este trabajo con la denominación informal de 'Paleozoico Superior marino'. La edad de este último conjunto es incierta, ya que podría corresponder tanto el Mississippiano como al ciclo Pennsylvaniano-Pérmico Temprano.

- Se han identificado siete asociaciones de facies sedimentarias en la Formación Agua Colorada. En particular, la asociación de facies 1 muestra una evidente impronta glacial y resulta el primer registro de este evento en el sector norte de la Cuenca Paganzo. Condiciones de resedimentación postglacial aparecen claramente expuestas en los conglomerados que componen la asociación de facies 2.
- La asociación de facies 3 atestigua la transgresión postglacial de edad Namuriana bien expuesta en la mayor parte de la Cuenca Paganzo (Limarino *et al.*, 2002). La falta de invertebrados marinos y la abundancia de restos de plantas en estos niveles, excluyen la posibilidad de un ambiente marino abierto y refuerzan el modelo de un ambiente fiórdico de sedimentación ya planteada para este intervalo estratigráfico en otros sectores de la cuenca.
- En la parte basal de la asociación de facies 4, constituida por pelitas asociadas a bancos de margas y calizas, se registran las condiciones de mayor profundización de la transgresión postglacial. Se propone entonces un horizonte de correlación de valor cronoestratigráfico, que vincula a los afloramientos aquí estudiados con los de la Formación Guandacol en la Precordillera de San Juan (ubicados 250 km al sur), y con los de la Formación Malanzán en el área de Sierras Pampeanas (localizados 390 km al SE).
- Se describe una superficie de incisión que marca la base de la asociación de facies 6. Esta superficie es muy probable que resulte de la caída del nivel del mar producida hacia fines del Namuriano o principios del Westfaliano en la Cuenca Paganzo (Limarino *et al.*, 2002). La mencionada superficie está cubierta por conglomerados en cuerpos acanalados formados en un sistema con bajo espacio de acomodación fluvial (base de la asociación de facies 6). Estos depósitos evolucionaron verticalmente a un registro psamo-pelítico en el que abundan fangolitas carbonosas y mantos de carbón, acumulados en condiciones de alto espacio de acomodación (asociación de facies 7).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los Proyectos CGL2006-12415-CO1-CO3 (Ministerio de Educación y Ciencia de España) y PICT 20752 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina. Los autores agradecen a los revisores Dres. L. Buatois, O. López Gamundí y R. Astini las valiosas sugerencias que han contribuido a una mejor presentación del trabajo.

Referencias

Azcuy, C.L.; Morelli, J.R. 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 405-429.

Bercowski, F.; Milana, J.P. 1990. Sedimentación glacimarina: nueva interpretación para la Formación Guandacol (Carbonífero) en el perfil de Río Francia, Precordillera central, San Juan. Reunión Argentina de Sedimentología, No. 3, Actas: 37-42.

Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 19: 5-220.

Boulton, G.S. 1986. Push moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. Sedimentology 33: 677-698.

Bridge, J.S. 2003. Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Publishing: 491 p. Oxford.

Bridge, J.S.; Lunt, I.A. 2006. Depositional models of braided rivers. *In* Braided Rivers. Process, Deposits, Ecology and Management (Sambrook Smith, G.H.; Best, J.L.; Bristow, C.S.; Petts, G.E.; editors). International Association of Sedimentologists, Special Publication 36: 11-50. Blackwell Publishing. Oxford.

Buatois, L.; Limarino, C.; Césari, S. 1990. Upper Carboniferous lacustrine sedimentation in Paganzo Basin (northwest Argentina). *In* Global Record of Lake Basin (Kelts, K.; Gierlowski-Kordesch, E.; editors). Cambridge University Press: 135-140. Cambridge.

Buatois, L.A.; Mángano, M.G. 1994. Lithofacies and

depositional processes from a Carboniferous lake of Gondwana, Sierra de Narváez, northwest Argentina. Sedimentary Geology 93: 25-49.

Buatois, L.A.; Mángano, M.G. 1995a. Sedimentary dynamics and evolutionary history of a Late Carboniferous Gondwanic lake at Northwestern Argentina. Sedimentology 42:415-436.

Buatois, L.; Mángano, M.G. 1995b. Post glacial lacustrine event sedimentation in an ancient mountaing setting: Carboniferous lake Malanzán (Western Argentina). Journal of Paleolimnology 14: 1-22.

Buatois, L.A.; Netto, R.; Mangano, M.G.; Balistieri, P. 2006. Extreme freshwater release during the late Paleozoic Gondwana deglaciation and its impact on coastal ecosystems. Geology 34: 1021-1024.

Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier: 375 p. Amsterdam.

Césari, S.; Bercowski, F. 1998. Palinología de la Formación Jejenes (Carbonífero) en la quebrada de Las Lajas, provincia de San Juan, Argentina. Nuevas inferencias paleoambientales. Ameghiniana 34 (4): 497-510.

Césari, S.; Pérez Loinaze, V.; Limarino, C.; Spalletti, L.; Colombo Piñol, F. 2008. Nuevos hallazgos palinológicos en el Formación Agua Colorada (Carbonífero Superior) en la Sierra de Narváez (Catamarca): su implicancia para la correlación regional. *In* Simposio Argentino Paleozoico Superior, No. 5, Resúmenes: 11 p. Buenos Aires.

Cisterna, C.E.; Medina, M.E.; Fernández Turiel, J.L. 2004. Evidencias de procesos de fraccionamiento y mezcla de magmas en el Complejo Intrusivo Las Angosturas, Sistema de Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 45-56.

Cisterna, G.A.; Simanauskas, T.; Archbold, N.W. 2002. Permian brachiopods from the Tupe Formation, San Juan Province, Precordillera, Argentina. Alcheringa 26: 177-200.

Dalrymple, M.; Prosser, J.; Wiliams, B. 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Statfjord Formation (United Kingdom, Northern North Sea). *In* Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks (Shanley, K.W.; McCabe, P.J.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogist (SEPM), Special Publication 59: 65-81. Tulsa.

Dykstra, M.; Kneller, B.; Milana, J. 2006. Deglacial and postglacial sedimentary architecture in a deeply incised paleovalley-paleofjord-The Pennsylvanian (late Carboniferous) Jejenes Formation, San Juan, Argentina. Geological Society of America Bulletin 118: 913-937.

Elliott, T. 1974. Interdistributary bay sequences and their genesis. Sedimentology 21: 611-622.

Fedele, J.F.; García, M.H. 2009. Laboratory experiments on the formation of subaqueous depositional gullies by turbidity currents. Marine Geology 258: 48-59.

González Bonorino, G. 1992. Carboniferous glaciation in northwest Gondwana continental margin. Evidence for grounded marine ice and continental glaciation in southwestern Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 91: 363-378.

Gustavson, T.C.; Ashley, G.M.; Boothroyd, J.C. 1975. Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. *In* Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation (Jopling, A.V.; McDonald, B.C.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23: 264-280. Tulsa.

Gutiérrez, P.R.; Limarino, C.O. 2001. Palinología de la Formación Malanzán (Carbonífero Superior), La Rioja, Argentina: nuevos datos y consideraciones paleoambientales. Ameghiniana 38: 99-118.

Kneller, B.; Milana, J.P.; Buckee, C.; Ja'aidi, O. 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): The role of catastrophic sedimentation. Geological Society of America Bulletin 116: 348-367.

Limarino, C. 1987. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. Anales de la Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales 39: 149-178. Buenos Aires.

Limarino C.O.; Caminos R.L.; Fauqué, L. 1996. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Fomación Ranchillos (Carbonífero Superior-Pérmico), Cordillera Frontal de La Rioja. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas 1: 517-529. Buenos Aires.

Limarino, C.O.; Césari, S. 1987. Consideraciones sobre la edad de la sección superior del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). República Argentina. *In* Congreso Latinoamericano de Paleontología y Bioestratigrafía, No. 4, Memorias 1: 315-330. Santa Cruz de La Sierra.

Limarino, C.O.; Césari, S. 1988. Paleoclimatic significance of the lacustrine Carboniferous deposits in northwest Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 65: 115-131.

Limarino, C.O.; Césari, S.N.; Net, L.I.; Marenssi, S.A.; Gutiérrez, P.R.; Tripaldi, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco Basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. Journal of South American Earth Sciences 15: 445-460.

Limarino, C.; Gutiérrez, P. 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation. New evidence of Carboniferous glaciation in South America. Journal of South American Earth Sciences 3: 9-20.

Limarino, C.O.; Marenssi, S.A.; Tripaldi, A.; Caselli, A.T. 2004. Fjord sedimentation in the Late Carboniferous of northwestern Argentina. *In* International Geologic Congress, No. 32. Abstracts 205 (5): p. 960. Florence.

Limarino, C.O.; Tripaldi, A.; Marenssi, S.; Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 22: 205-226.

Lonne, I.; Nemec, W. 2004. High-arctic fan delta recording deglaciation and environment disequilibrium. Sedimentology 51: 553-589.

López-Gamundí, O.R. 1997. Glacial-postglacial transition in the Late Paleozoic basins of southern South America. *In* Late Glacial and Postglacial Environmental Changes-Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic (Martini, I.P.; editor). Oxford University Press: 147-168. New York.

López-Gamundí, O.; Martínez, M. 2000. Evidence of glacial abrasion in the Calingasta-Uspallata and western Paganzo basins, mid-Carboniferous of western Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 159: 145-165.

López-Gamundí, O.R.; Limarino, C.O.; Césari, S.N. 2002. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 91: 305-329.

Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. Earth-Science Reviews 53: 149-196.

Marcos, O.; Faroux, R.; Alderete, M.; Guerrero, M.A.; Zolezzi, R. 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. *In* Simposio Nacional de Geología Económica, No. 1, Actas 2: 305-318. San Juan.

Marenssi, S.; Tripaldi, A.; Limarino, C.; Caselli, A. 2005. Facies and architecture of a Carboniferous grounding-line system from the Guandacol Formation, Paganzo Basins, northwestern Argentina. Gondwana Research 8: 1-16.

Martínez, M. 1993. Hallazgo de fauna marina en la Formación Guandacol (Carbonífero) en la localidad de Agua Hedionda, San Juan, Precordillera Nororiental, Argentina. *In* Congrés International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifere et Permien, No. 12. Comptes Rendus 2: 291-296.

Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Review 22: 261-308.

Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Springer: 504 p. Berlin.

Mulder, T.; Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48: 269-299.

Nanson, G.C.; Rust, B.R.; Taylor, G. 1986. Coexistent mud braids and anastomosing channels in an arid-zone river: Cooper Creek, Central Australia. Geology 14: 175-178.

Olsen, T.; Steel, R.; Hogseth, K.; Skar, T.; Roe, S.L. 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. Journal of Sedimentary Research B65: 265-280.

Ovenshine, A.T. 1970. Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient ice-rafted deposits. Geological Society of America Bulletin 81: 891-894.

Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. EUDEBA, Manuales: 216 p. Buenos Aires.

Reading, H.G.; Collinson, J. 1996. Clastic Coasts. *In* Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy (3rd. Edition) (Reading, H.G.; editor). Blackwell Science: 154-231. Oxford.

Salfity, J.A.; Gorustovich, S.A. 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico Superior). Revista de la Asociación Geológica Argentina 38: 437-453.

Socha, B.J.; Carignano, C.; Rabassa, J.; Mickelson, D.M. 2006. Sedimentological record of Carboniferous mountain glaciation in an exhumed paleovalley, eastern Paganzo Basin, La Rioja Province, Argentina. Geological Society of America (Philadelphia Annual Meeting), Abstracts 38: p. 62.

Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 42: 102-108.

Turner, J.C.M. 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b. Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja). Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería 106: 1-78.

van del Wateren, D.F.M. 1994. Proglacial subaquatic outhwash fan and delta sediments in push moraines -indicators of subglacial meltwater activity. Sedimentary Geology 91: 145-172.

Wright, L. 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. Geological Society of America Bulletin 88: 857-868.

Vergel, M.M.; Buatois, L.A.; Mangano, G.M. 1993. Primer registro palinológico en el Carbonífero superior del margen norte de la Cuenca Paganzo, Los Jumes, Catamarca, Argentina. *In* Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico, No. 12, Comptes Rendus 1: 213-227. Buenos Aires.

Manuscrito recibido: abril 17, 2008; revisado/aceptado: julio 24, 2009.