

MEGADESGLIZAMIENTOS GRAVITACIONALES DE LA FORMACIÓN GUANDACOL EN CERRO BOLA Y SIERRA DE MAZ Y SU RELACIÓN CON LA GLACIACIÓN DEL PALEOZOICO TARDÍO, LA RIOJA, ARGENTINA

Victoria Valdez Buso ¹, Juan Pablo Milana ², Benjamin Kneller ³

¹ Departamento de Geología, Universidade do Vale do Rio Dos Sinos. Av Unisinos 950, Cristo Rei, São Leopoldo, Río Grande do Sul, Brasil. geoviki@hotmail.com

² CONICET y Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Argentina. jpmilana@gmail.com

³ Department of Geology and Petroleum Geology, University of Aberdeen. Meston Building, Aberdeen, Scotland. b.kneller@abdn.ac.uk

ARTICLE INFO

Article history

Received January 23, 2015

Accepted December 14, 2015

Available online January 4, 2016

Handling Editor

Ernesto Schwarz

Keywords

depósitos de transporte en masa

glaciación gondwánica

Carbonífero

Sierras Pampeanas

Argentina

RESUMEN

La Formación Guandacol es conocida por los extensos depósitos de la glaciación gondwánica y en los cuales se registran diferentes ciclos glaciales del Paleozoico Tardío. Sin embargo, en las áreas del Cerro Guandacol y Cerro Bola (Provincia de La Rioja, Argentina), esta formación adquiere mayor relevancia debido a la presencia y excelente exposición de depósitos de transporte en masa que debido a sus características y dimensiones, conformando ejemplos a escala sísmica como pocos se conocen en el mundo. Estos grandes deslizamientos submarinos parecen estar conectados con la ocurrencia de ciclos glaciales y deglaciales, donde la gran cantidad de sedimento liberado favoreció el desarrollo de estos megadepósitos. En este trabajo se documentan tres ciclos glaciales de edad mississippiana/pennsylvaniana, donde los depósitos que predominan son diamictitas glaciogénicas resedimentadas. Estos depósitos se encuentran intercalados con sedimentos deltaicos o fluvio-deltaicos y marinos postglaciales. Dentro de este contexto, en este trabajo se reporta uno de los ejemplos más completo de una sucesión vertical y variaciones laterales, de depósitos de transporte en masa (a los que llamaremos en el texto por su sigla abreviada en inglés, MTD) incluyendo desde la cicatriz de deslizamiento hasta el desarrollo de estos depósitos, con todos sus elementos sedimentarios y deformacionales característicos. Se describen tres intervalos de MTDs: el MTD1 aflora en los cerros Bola y Guandacol, donde en ésta última área algunos autores sugieren una discontinuidad separando la sección basal en una nueva formación. El MTD2, que alcanza los 200 m de espesor, presenta una exposición continua de 10 km en el Cerro Bola y 4 km en el Cerro Guandacol. El MTD3 es más complejo ya que presenta fallas sinsedimentarias que permiten el desarrollo y preservación de conglomerados de "post-rilling" a lo largo de la superficie de la cicatriz de deslizamiento. Los tres MTDs son correlacionables entre ambos cerros, donde también se muestra cómo cambian facialmente desde un margen hacia el centro de cuenca. Estas sucesiones son ejemplos únicos, ya que una serie de deslizamientos de este porte y nivel de exposición, sólo es comparable a lo observado en registros de sísmica de reflexión a la fecha.

EXTENDED ABSTRACT

Mega gravitational slides in Cerro Bola and Sierra de Maz Hills (Guandacol Formation), and their relationship with the Late Paleozoic Ice Age, La Rioja, Argentina

This paper reports and analyzes the presence of large, seismic-scale, mass transport deposits (MTDs) recorded within the Guandacol Formation. These major submarine landslides seem to be connected with the occurrence of glacial episodes. The Guandacol Formation is part of the Paganzo Basin fill of Norwest Argentina (Fig. 1), and it is well known for recording several glacial cycles of the Late Paleozoic Ice Age. In this contribution we report and describe three major glacial/deglacial cycles (Fig. 1b) of Mississippian/Pennsylvanian age (Valdez *et al.*, 2013). Outcrops of Guandacol Formation in Cerro Bola and Sierra de Maz (Cerro Guandacol) areas preserve those glacial cycles and each consists in the succession from non-glacial deltaic deposits to proglacial and thick mass-transport deposits (resedimented diamictites), which are the aim of this study, and finally postglacial marine varied strata, including sandy turbidites, shales with and without dropstones and some deltaic deposits (Milana *et al.*, 2010; Dykstra *et al.*, 2011).

This study focuses on Sierra de Maz and Cerro Bola localities because they show very well exposed seismic-scale MTDs that otherwise would be quite difficult to see (Fig. 2a, b). Thus, these outcrops give the opportunity to compare many characteristics that are usually seen in seismic records, directly on the ground. On this sense, this contribution is mainly oriented to describe the facial and geometrical interrelations between these large MTDs (as there are many minor MTDs) and not the detailed internal architecture or their comparison to specific seismic features. The occurrence of these large MTDs can be explained by the large amounts of sediment delivered to the basin triggered by glacial- deglacial episodes.

Due to the scarcity of well-exposed mega-scale MTD successions, a detailed study is being carried out since a few years. The result of detailed mapping of this rough terrain allow an excellent correlation between single MTDs, for several kilometers from Guandacol to Bola Hill outcrops (Fig. 3), and also portraying how a single MTD changes laterally when passing from a basin-margin environment (Guanda-

col Hill) to a basin-center environment (Bola Hill). The local Guandacol Formation shows three large glacial cycles that are mainly represented by single large MTDs and/or MTD composite intervals. The oldest MTD1 crops out completely in the Guandacol Hill, but only the upper part is present at Bola Hill (Fig. 4). MTD1 particular diagenesis and broad folds caused some authors to separate it from the Guandacol Formation, but we did not find any significant unconformity other than the normal upper relief between it and the following inter-MTD deposits. MTD2 is the largest and occurs as basin widens and more accommodation space is available. Reaching up to 200 m thick, it crops out continuously for more than 10 km in Bola Hill and 4 km in Guandacol Hill (Figs. 5, 6). The MTD3 is more complex due to its encroaching with large syn-sedimentary faults that we interpret as a large-scale slide scar associated to the MTD3 interval (Figs. 9, 10). This potential slide scar is associated with other elements as incised valleys or rilling at the scar surface, which have been observed in subsurface examples.

Therefore one of the largest example of MTD successions and probably the best exposed worldwide is documented for the first time as a large, seismic-scale slide-scar cropping out in association to an MTD interval, with all the suite of sedimentary and deformational elements that might be expected for this play. Due to the fact these features are rarely exposed altogether, we expect this outcrop could be a world-class example to observe features cropping out that otherwise could be only studied indirectly from deep-water seismic surveys. This succession also serves as an example of how some sedimentary features could be easily mistaken by tectonic features when the scale of the sedimentary processes involves the discrete movement of large volumes (several km³) of semiconsolidated sedimentary units, as in the case presented here.

Keywords: mass transport deposits, gondwanic glaciation, Carboniferous, Sierras Pampeanas, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Paganzo registra extensos depósitos de la glaciación Gondwánica, con sucesiones glaciogénicas del período Carbonífero (Mississippiano y Pensilvaniano) que incluyen verdaderas tillitas, diamictitas resedimentadas, varves forman-

do ritmitas y más comúnmente, pelitas con dropstones (Limarino y Gutiérrez, 1990; López Gamundí y Martínez, 2000; Pazos, 2002; Marensi *et al.*, 2005). Estas sucesiones comprenden en general los afloramientos de la Formación Guandacol y sus equivalentes, debido a que la definición litoestratigráfica de esta unidad condice con las facies asociadas a estos episodios glaciales. Recientemente se está mencionando la presencia de depósitos glaciogénicos en la suprayacente Formación Tupe (Gulbranson *et al.*, 2010). Sin embargo, las facies sedimentarias descritas en general coinciden más con las de Formación Guandacol. Esto se explica por la fuerte diacronicidad del contacto transicional que separa las litologías atribuibles a las formaciones Guandacol y Tupe. La diacronicidad de este límite se debe a que la cuenca de Paganzo unifica varias subcuencas con aparentes regímenes tectónicos diferentes, por lo que mientras en ciertas áreas la mayor subsidencia permitía la subsistencia de facies de ambiente más profundo como las de Guandacol (caso de Co. Bola), en otras regiones de menor subsidencia, la transición a facies someras y fluvio-deltaicas de Tupe, ocurrió antes. Justamente, este problema es a veces subsanado por la correlación de secuencias depositacionales, sin embargo, la falta de marcadores geocronométricos confiables no permite aún resolver estos problemas para esta gran Cuenca de Paganzo. Mientras que en general las litofacies atribuibles a la Formación Guandacol se encuentran en zonas bajas del paleorelieve glacial en el área de Precordillera (cf. Aquino *et al.*, 2014), en Sierras Pampeanas, el arreglo es mixto. En algunas zonas como La Cébila, ubicada al este de Aimogasta, la Formación Guandacol sigue estando enmarcada en el relieve generado por profundas artesas glaciares. En otros sectores, se puede reconocer que esta misma unidad se ha depositado en una cuenca generada por un proceso de subsidencia tectónico. Esto ya fue definido por los primeros autores que reconstruyeron la paleogeografía de la Cuenca de Paganzo (Salfity y Gorustovich, 1983).

El interés para efectuar este trabajo es la presencia de grandes deslizamientos emplazados en la Formación Guandacol que, debido a la excelente calidad de sus exposiciones, son ejemplos de clase mundial de lo que se denomina depósitos de transporte en masa o en inglés *mass transport deposits*, abreviados comúnmente como MTDs. Este término abarca de manera general a depósitos de desmoronamientos

(*slumps*), deslizamientos (*slides*) o de flujos de detritos (Nardin *et al.*, 1979), generados por fallas sedimentarias y emplazados en un movimiento cohesivo a semicohesivo en masa, controlados por procesos gravitacionales. Los MTDs están bien documentados en sistemas turbidíticos modernos (Piper *et al.*, 1997) y en márgenes tectónicos activos (Gamberi *et al.*, 2011). Casos de MTDs antiguos (Lucente y Pini, 2003, 2008; Dykstra *et al.*, 2011; Martín Merino *et al.*, 2014) como modernos (Sawyer *et al.*, 2009) han sido objeto de estudio en esta última década. En los Cerros Bola y Guandacol, estos depósitos están constituidos por diamictitas resedimentadas con una complicada deformación sinsedimentaria.

En esta contribución se presenta el estudio detallado de los MTDs que integran la Formación Guandacol en las áreas del Cerro Bola y Sierra de Maz. Localmente, los MTDs en la Formación Guandacol pueden alcanzar cerca de 200 m de espesor, y presentan en ocasiones cerca de 10 km de exposición continua, permitiendo relevar sus características en extremo detalle. En el área de estudio se pudieron identificar tres depósitos de transporte en masa denominados MTD1, MTD2, y MTD3. El emplazamiento de estas grandes masas sedimentarias representan el movimiento volumétrico superficial (subaéreo o subáqueo) más grande conocido. En ambientes submarinos, los MTDs son los flujos gravitacionales que transportan la mayor cantidad de sedimento (Talling *et al.*, 2007). Por ello, la importancia que vemos en el presente y a futuro es el potencial de estas secciones para generar modelos realísticos de este tipo de depósitos que son aún muy poco conocidos. La sucesión expuesta tanto en Sierra de Maz como en el Cerro Bola, está compuesta por la alternancia de sedimentos fluvio-deltaicos, intervalos turbidíticos, diamictitas resedimentadas y capas varvadas con dropstones intercalados (Dykstra *et al.*, 2011). Los últimos dos depósitos nombrados, suelen ser el material parental (protolito) más frecuente que forman parte de dos de los tres MTDs aquí descritos, caracterizados por una gran deformación sinsedimentaria (Valdez *et al.*, 2012). Los primeros dos MTDs son correlacionables en toda el área de estudio y permiten comparar ambas sucesiones neopaleozoicas, mientras que el MTD3 sólo ocurre en Cerro Bola debido a su mayor profundidad al momento de ocurrencia, aunque la transgresión postglacial registrada en este intervalo está perfectamente preservada en ambos

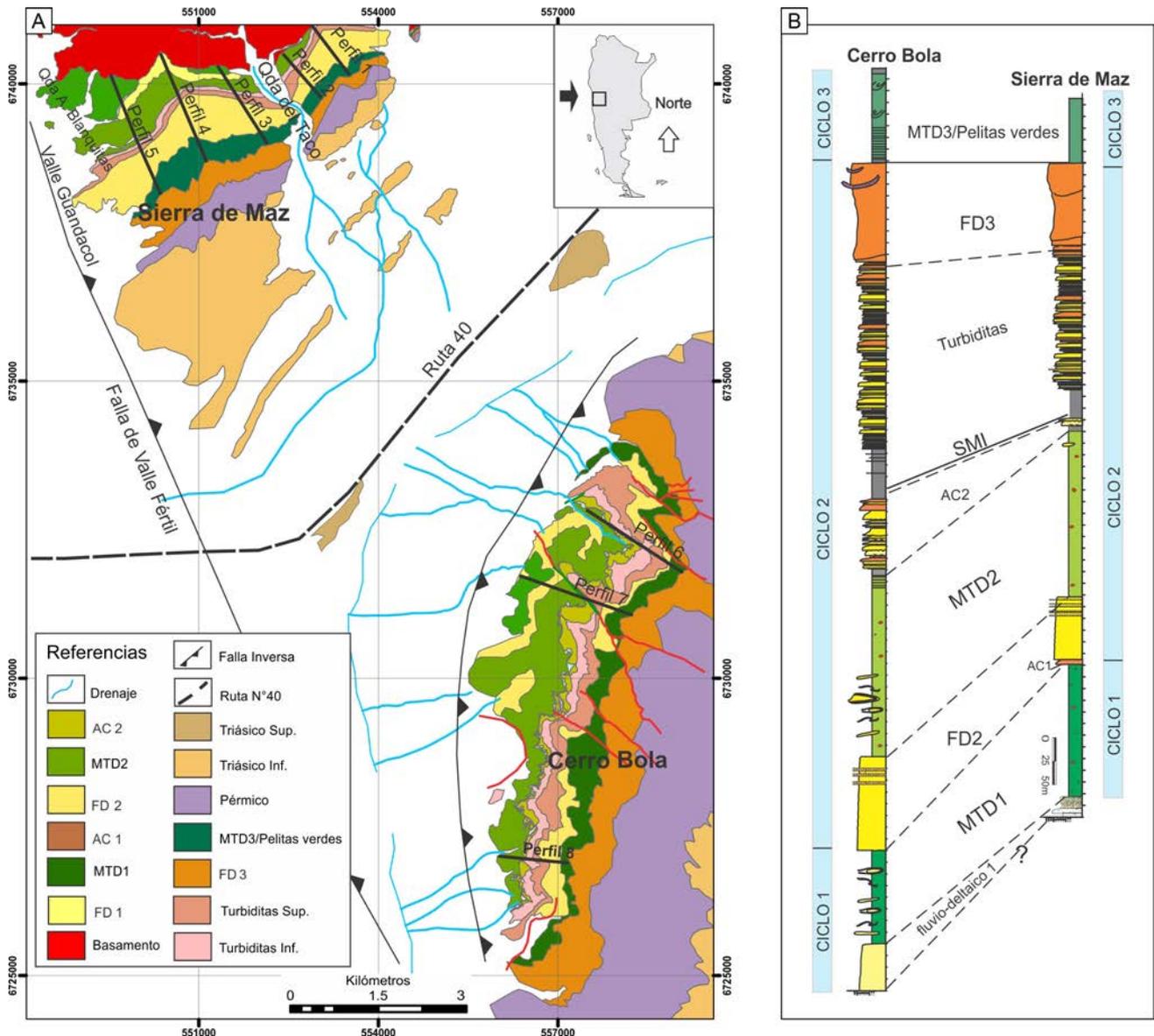


Figura 1. Mapa geológico y estratigrafía del área de estudio. **a)** La Formación Guandacol en las dos áreas de estudio y la ubicación de los perfiles de detalle. **b)** Correlación de las unidades estratigráficas descriptas y atribuidas a tres ciclos glaciales diferentes.

Figure 1. Geologic map and stratigraphy of the studied area. **a)** The Guandacol Formation in Cerro Bola and Sierra de Maz areas and the location of studied sections. **b)** The stratigraphic correlation of the studied units and their relationship with three different glacial cycles.

afloramientos. Los depósitos de transporte en masa registrados en el Cerro Bola están en un ambiente netamente depositacional, donde no se observa la interacción de los MTD con el basamento, aunque sí con el sustrato sedimentario. En cambio en Sierra de Maz, particularmente en su extremo sur, se registra una mayor interacción (erosión) con la sucesión infrayacente, tanto en la base del MTD1, como del MTD2.

CONTEXTO GEOTECTÓNICO

La Cuenca de Paganzo (Azcu y Morelli, 1970; Salfity y Gorustovich, 1983; Azcu *et al.*, 1987), presenta una extensión aproximada de 150.000 km². Sus límites no sobrepasan el territorio nacional argentino y ocupa la casi totalidad de las provincias de San Juan y La Rioja, el norte de Mendoza y San Luis, una limitada área occidental de la provincia

de Córdoba y la región suroccidental de Catamarca. Los movimientos chánicos de fines del Devónico y principios del Carbonífero modelaron las depresiones que conforman la cuenca Paganzo según Azcuy, *et al.* (1987) y dieron origen al piso estructural donde se alojaron los depósitos neopaleozoicos. Por su historia tectónica previa (Ramos, 1988), este sustrato incluye varios terrenos alóctonos (Chilena, Precordillera y Pampia) con distinta antigüedad y grado de cratonización, lo que sumado a la actividad derivada de grandes lineamientos estructurales como el caso de la megafactura de Valle Fértil (Baldis *et al.*, 1982, 1989), ha generado diferentes depocentros (Fernández Seveso *et al.*, 1993).

No existe un acabado acuerdo sobre el estilo estructural dominante en esta cuenca. En algunos casos se menciona la tectónica extensional (Báez *et al.*, 2014), y la transtensional (Fernández Seveso y Tankard, 1995), pero también se sugiere la existencia de estilos compresionales asociados a cuenca de antepaís (Astini, 2005, 2009). Lo más probable es que debido a la gran extensión de esta cuenca, diferentes depocentros hayan manifestado otros tantos comportamientos tectónicos según su posición desde el margen perigondwánico hasta el interior del cratón pampeano.

La presencia de dorsales y de megafacturas, principalmente en el sector oriental, produjo una importante compartimentalización tectónica. Esta compartimentalización, sumada a la acción de una importante masa de hielo presente en el margen continental, que luego se retiró hacia el área cratónica, ha facilitado la formación de profundos paleovalles y un relieve inicial bastante complicado. Por ello, la base de las secuencias de Paganzo suelen mostrar un fuerte paleorelieve inicial.

De una manera simplificada podemos considerar dentro de la cuenca Paganzo dos grandes ámbitos, separados por los arcos de Famatina-Sañogasta y Valle Fértil-De La Huerta (Azcuy *et al.*, 1987). El oriental, de comportamiento más rígido, se extiende hacia el este hasta el borde occidental del arco Pampeano y en él los depósitos neopaleozoicos son menos potentes y se apoyan sobre un basamento de rocas ígneo-metamórficas. El occidental, más angosto, limita al oeste con la Precordillera Occidental y se desarrolla en áreas de mayor movilidad; sus depósitos son más espesos, en general más jóvenes, y su piso está constituido por rocas del margen occidental del basamento Pampeano, Famatina y por

estratos del Paleozoico inferior precordillerano. En el sector occidental el modelo de antepaís sugerido por Astini (2005, 2009) podría adaptarse a las secuencias superiores principalmente (Formaciones Tupe y Patquía), ya que los equivalentes de Formación Guandacol descriptos a la fecha están en general preservados dentro de paleovalles de origen erosivo glacial (Aquino *et al.*, 2014).

El Grupo Paganzo y la Formación Guandacol han sido el objetivo de numerosos estudios entre los que se destacan los de Bodenbender (1896, 1911), Keidel (1922), Keidel y Harrington (1938), Frenguelli (1944), Cuerda (1965), Frakes y Crowell (1969), Teruggi *et al.* (1969), Azcuy y Morelli (1970), Andreis *et al.* (1975), Amos y López Gamundí (1981), Bercowski y Milana (1990), Limarino y Gutiérrez (1990), Milana y Bercowski (1993), Pazos (1993, 2002), Fernández Seveso y Tankard (1995), López Gamundí (1997), Marensi *et al.* (2002), Césari y Limarino (2002), Gulbranson *et al.* (2010) y Limarino *et al.* (2002, 2006, 2014), entre otros. Esta unidad ha brindado abundantes restos micro y megafloresticos que permitieron originalmente referirla a las Biozonas DM y NBG, indicadoras del Carbonífero Superior (Césari y Gutiérrez, 2001). Edades isotópicas obtenidas por Gulbranson *et al.* (2010) fueron insertadas en el esquema bioestratigráfico propuesto por Césari *et al.* (2011), y sugieren una edad sepurkhoviana-bashkiriana para la Formación Guandacol.

ÁREA DE ESTUDIO

El estudio de los depósitos de transporte en masa de la Formación Guandacol se llevó a cabo en el sector sur de la Sierra de Maz, o Cerro Guandacol, como así también en el vecino anticlinal del Cerro Bola, que se encuentra a unos 11 km en dirección sureste de la sierra (Fig. 1a). Las áreas mencionadas están ubicadas a unos 30 km de la localidad de Villa Unión, dentro de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, en la Provincia de La Rioja.

En el Cerro Guandacol, la exposición sedimentaria abarca rocas del período Carbonífero hasta el Triásico. La sucesión estratigráfica local se apoya en discordancia angular sobre las rocas metamórficas del basamento precámbrico representada por la Formación El Espinal. La estratigrafía local está constituida por tres unidades que fueron denominadas formaciones Guandacol, Tupe y Patquía reagrupadas en el Grupo Paganzo, definido por Azcuy y

Morelli (1970). En cuanto a la sucesión expuesta en el braquianticlinal del Cerro Bola, si bien comprende las mismas unidades formacionales del Cerro Guandacol (formaciones Guandacol, Tupe y Patquía), en esta localidad no se observa la relación estratigráfica de la Formación Guandacol con el basamento cristalino. La Formación Guandacol, en ambas áreas de estudio, consiste en la alternancia cíclica de depósitos proglaciales resedimentados (MTDs), fluvio-deltaicos y marinos postglaciales como turbiditas arenosas (Dykstra *et al.*, 2011). Ambos afloramientos se encuentran conectados por un amplio sinclinal formado en rocas más jóvenes que responden a la presencia de una rampa lateral presente en el corrimiento de Valle Fértil.

En el aporte de Cuerda (1965), se describen las unidades sedimentarias neopaleozoicas que afloran en el Cerro Bola, y el extremo austral y borde oriental de la Sierra de Maz (cerro Guandacol y quebrada del Taco), donde el máximo desarrollo aflora en el cerro Guandacol con 650 m de espesor. Nuestros relevamientos confirman el espesor de la formación en el área del cerro Guandacol (600 m aproximadamente), pero en verdad su mayor expresión se registra en el área del Cerro Bola, donde fueron medidos 1000 m de sedimentitas carboníferas atribuibles exclusivamente a Formación Guandacol.

METODOLOGÍA

En el análisis sedimentario realizado en ambas áreas de estudio se pudieron identificar las diferentes unidades estratigráficas que componen a la Formación Guandacol (Fig. 1b), donde se registran por lo menos tres grandes ciclos pertenecientes a la glaciación serpukhoviana/bashkiriana (Valdez *et al.*, 2013). Dentro de cada ciclo de sedimentación se reconoció la presencia de al menos un depósito de remoción en masa (MTD1, MTD2 y MTD3).

Se realizaron dos vuelos aéreos sobre las áreas de interés, con el objetivo de obtener fotografías oblicuas para la confección e interpretación de fotomosaicos y registrar así la exposición y extensión de estos MTDs (Fig. 2a, b) dado que en muchos casos, el relieve vertical de los mismos (centro del Cerro Bola) hace impracticable el mapeo directo en terreno. Luego, con motivo de comparar los MTDs entre ambos afloramientos, se efectuaron numerosos perfiles de detalle (Fig. 1a). En el caso de Sierra de Maz, se efectuaron cinco perfiles laterales (Fig. 3) desde el

Valle del Río de la Troya, hacia el NE, hasta el punto que la Formación Guandacol desaparece por traslape y acuñamiento natural, y en menor medida por la erosión efectuada por los procesos sedimentarios correspondientes a los depósitos de la suprayacente Formación Tupe. En el área de Cerro Bola, y a lo largo de una extensión de casi 10 km en forma lateral a los estratos, se levantaron tres perfiles denominados: Perfil 6, Perfil 7 y Perfil 8, ubicados en el sector norte, centro y sur del cerro respectivamente. Los perfiles estratigráficos fueron realizados por el método de poligonal abierta donde las unidades sedimentarias resultantes fueron representadas en un mapa geológico (Fig. 1a) y correlacionadas utilizando como datum a la superficie de inundación (SMI). En la figura 3 se presenta un panel de correlación de ambas áreas donde se destacan los intervalos denominados MTD1, MTD2 y MTD3, que son el objetivo de este trabajo. También se ubican a los intervalos o areniscas confinadas a la topografía de los MTDs (referidas como AC1 y AC2) y los intervalos fluvio-deltaicos (FD1, FD2, FD3), respectivamente.

La sedimentología de los depósitos de transporte en masa (MTDs) en ambas áreas fue descrita e interpretada en base a facies y asociaciones de facies, siendo estas últimas identificadas en los protolitos originales de los MTDs, las cuales indican un contexto glacio-influenciado. En esta contribución se describen las relaciones de facies y geométricas de los tres mega-deslizamientos. Si bien está focalizado en los MTDs, en este trabajo también se mencionan las unidades areno-conglomerádicas fluvio-deltaicas (Dykstra *et al.*, 2011) que se intercalan entre los MTD1, 2 y 3. Estos intervalos fluvio-deltaicos se encuentran fuera del objetivo principal de nuestra contribución, pero se mencionan en el texto y figuras como FD1, FD2 y FD3 (Fig.3) dentro de la sucesión sedimentaria general. Finalmente, los procesos sedimentarios que accionaron los movimientos en masa en ambas áreas, son generalizados en los términos de deslizamientos (*slides*) y desmoronamientos (*slumps*).

CARACTERIZACIÓN DE LOS MTDs

Intervalo MTD1

En el sector sur de Sierra de Maz, tanto en la quebrada del Taco como en la quebrada Aguas Blancitas (Fig. 1a), esta unidad consiste en un conjunto homogéneo areno limoso, de color verde

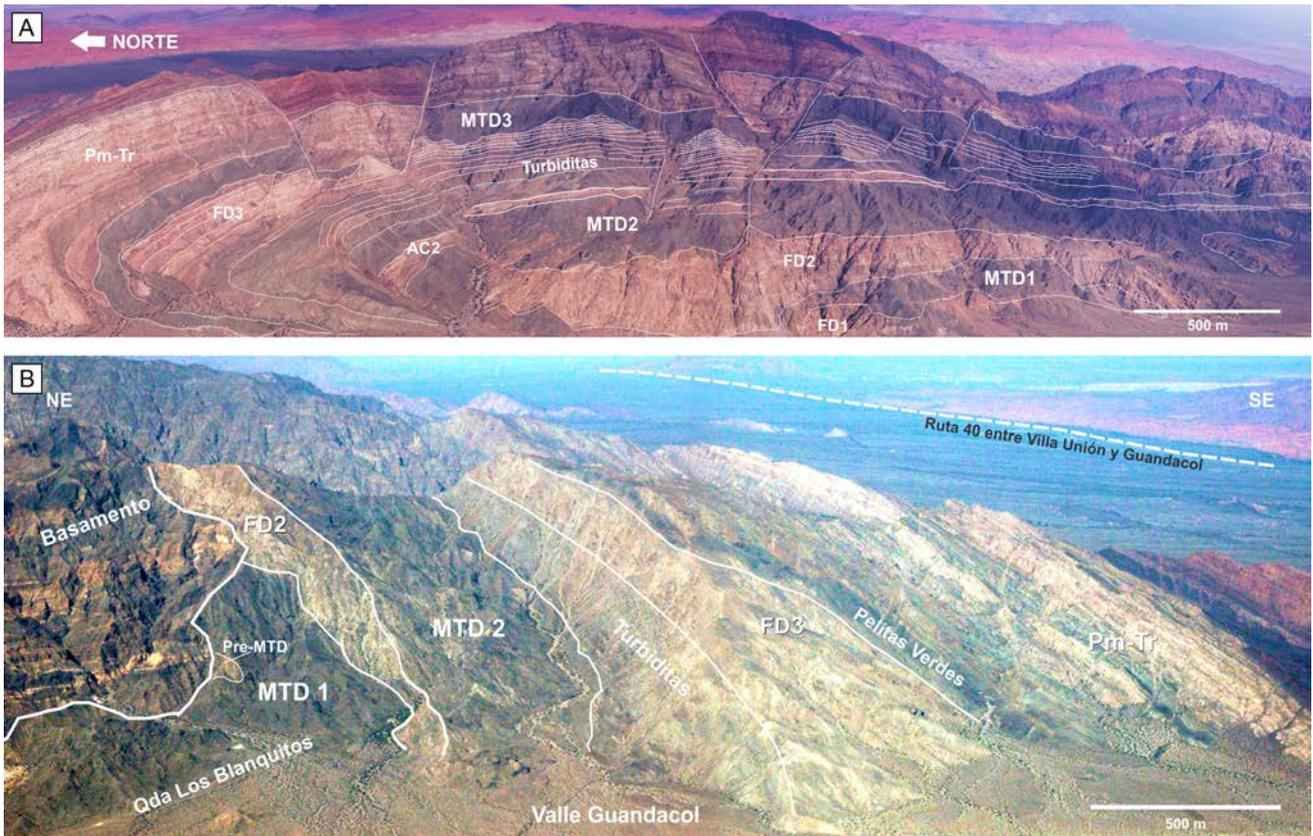


Figura 2. Fotografías aéreas de las localidades estudiadas. **a)** El Cerro Bola y **b)** Cerro Guandacol; ambas con sus unidades geológicas foto-interpretadas. Obsérvese la dimensión de los MTDs en ambas localidades.

Figure 2. Aerial photos of the studied areas. **a)** Cerro Bola and **b)** Cerro Guandacol; with their geological units. Note MTDs thickness in both areas.

oscuro, sin una clara estratificación y con un espesor máximo de 150 m medidos en el Perfil 5, próximo al Valle de Guandacol. Posee clastos provenientes del basamento precámbrico, donde prevalecen los de composición granítica y gnéisica. Esta unidad es principalmente maciza y monótona lo que hace difícil su descripción y observación detallada pero es posible reconocer deformación a lo largo del depósito en base a restos mal preservados de la estratificación original. Este intervalo está conformado por una mezcla de varias facies sedimentarias como diamictitas macizas resedimentadas, diamictitas estratificadas, wackes deformadas y facies de areniscas finas a medianas. En la quebrada del Taco (Perfil 3), se observa yaciendo de forma concordante la facies conglomerado polimíctico matriz sostén, sobre el tope de las wackes deformadas del MTD1. En el área del Cerro Bola (Perfil 7), este intervalo presenta 115 m de espesor máximo (Figs. 3, 4a) y se encuentra expuesto sólo en el núcleo del hemibraquianticlinal

donde se registraron bloques de areniscas del intervalo fluvio-deltaico FD1 en la matriz del MTD1, los cuales miden unos 3 m de diámetro en promedio (Fig. 4c, d). También es posible observar una marcada deformación sinsedimentaria entre el MTD1 y el FD1 (Fig. 4b), posiblemente debido a un esfuerzo de cizalla sub-horizontal el cual habría deformado a los estratos en estructuras de *boudinage* semejantes a las descritas en rocas metamórficas.

Interpretación. Este intervalo es interpretado como un depósito de transporte en masa o MTD, el cual se habría originado a partir flujos de detritos, disparados por deslizamientos y desmoronamientos. Este depósito resulta de un flujo gravitatorio, en conjunto con procesos de acumulación de depósitos de ‘balsaje’ glacial (o en inglés *ice raft debris*), en donde los clastos de basamento inmersos en la matriz remobilizada fueron interpretados como *dropstones*. En algunos sectores del depósito es posible observar

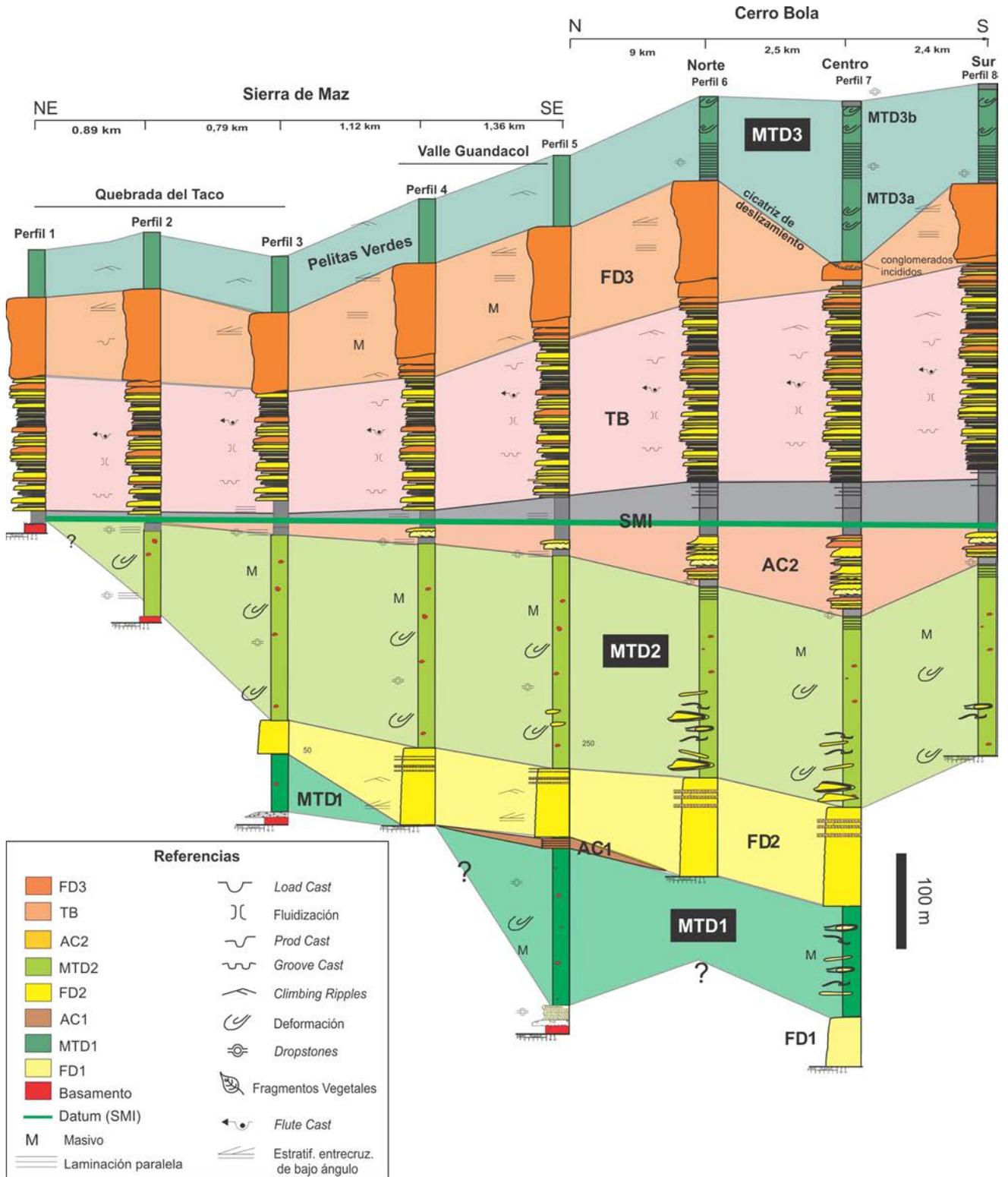


Figura 3. Panel de correlación entre ambas áreas donde se destacan los intervalos MTD1, MTD2 y MTD3, que son el objetivo de este trabajo. También se ubican los intervalos confinados a la topografía del los MTDs (denominadas AC1 y AC2) y los intervalos fluvio-deltaicos (FD1, FD2, FD3).

Figure 3. Correlation panel of both areas. A highlight is made in the MTD1, MTD2 and MTD3 units, which are the main focus of this work. Also the ponded turbidites, labeled AC1 and AC2, and the fluvio-deltaic intervals (FD1, FD2, FD3) are shown.

intensa deformación la cual probablemente corresponda al movimiento del flujo 'en masa' cuando el mismo comenzó a fluir pendiente abajo produciendo estructuras como pliegues, también es posible reconocer algunas fracturas o fallas sin-sedimentarias en varios sectores del depósito. La facies sedimentaria conglomerado matriz sostén se interpreta como un depósito de flujo de detritos póstumo al MTD que descansa discordantemente sobre las facies wáckicas verde oscuras deformadas, y habría ocupado paleodepresiones en el flujo mayor del MTD1 debido a su distribución irregular. Si bien estos conglomerados se encuentran confinados a paleotopografía generada por MTD1, los mismos presentan características faciales diferentes de las areniscas confinadas descritas en el intervalo siguiente (AC1), motivo por el cual se mencionan de forma apartada.

Se destaca la existencia de una zona de transición entre MTD1 y FD1 en el Cerro Bola, interpretada como una zona de cizallamiento de unos 15 m de espesor promedio debido al movimiento del MTD1 sobre esta unidad. Parte de este cizallamiento parece tener como resultado la extracción de bloques de areniscas de esta unidad fluvio-deltaica, ya que son frecuentes en el intervalo basal del MTD1. Esto indica que el depósito de transporte en masa o MTD1 interactuó con el sustrato fluvio-deltaico subyacente, "arrancando" e incorporando grandes bloques en una matriz diamictítica, durante la fase de desplazamiento (Figs. 4c, d).

Intervalo MTD2

Esta unidad consiste en un importante depósito diamictítico removilizado y deformado de aproximadamente 200 m de espesor (Figs. 3, 5a), cuya matriz areno-limosa es de color verde oscura y en la cual se observa la presencia de clastos provenientes del basamento cristalino interpretados como *dropstones* originales que luego fueron mezclados con la matriz. Esta unidad muestra una gran variación textural y estructural a lo largo de sus casi 200 m de espesor. En muchos casos, aún se pueden observar bloques de depósitos de balsaje glacial lo que justifica esta interpretación, detallándose a continuación los tipos de protolito definidos para el MTD2. Este depósito presenta internamente una importante y variable deformación sinsedimentaria, mientras que en su base se puede identificar la presencia de grandes

bloques (5-7 m) de areniscas proveniente de la unidad FD2 (Fig. 5b, c). En el área del Cerro Bola, los bloques de areniscas que varían desde unos pocos decímetros hasta varios metros de diámetro, son comunes en su base y en general disminuyen en la parte superior del depósito (Figs. 3, 5b).

Por su parte, en el área de Sierra de Maz son menos frecuentes y sólo se registran escasos bloques dispersos. En la quebrada del Taco, Perfil 3 (Fig. 6a, b), se lo puede observar cortando al intervalo FD2 (situación evidenciada por pequeñas fallas o superficies de deslizamiento, Fig. 6b), o bien traslapando el basamento cristalino (Perfil 2, Fig. 6c). En ambos casos se puede distinguir aún el protolito o material parental que dio origen a este depósito, dado su menor grado de homogeneización con respecto a lo registrado en Cerro Bola. El protolito reconocido en el MTD2 se distribuye en los dos siguientes tipos principales:

1) Protolito proglacial pelítico - diamictítico: está compuesto por capas de diferentes espesores de depósito de balsaje glacial, intercaladas con capas de areniscas finas y limolitas (Fig. 7a, b). El tamaño promedio de los dropstones es de 5 a 10 cm pero algunos alcanzan los 50 cm. La litología de los clastos es variada: gneis, esquistos y granitos. Algunos dropstones son de gran tamaño, como uno observado en la sección del Valle Guandacol, alcanzando 3 m de diámetro, el cual se encuentra estriado, pulido y facetado (Fig. 7a). Se reconocen los siguientes tipos litológicos dentro de este protolito: a) diamictitas, caracterizados por una cruda estratificación y matriz limo-arcillosa con clastos de basamento estriados de diferente tamaño interpretados como dropstones; b) lutitas negras, que separan a las facies más gruesas y son relativamente homogéneas; c) areniscas finas wáckicas que gradan a limolitas y conforman en conjunto estratos delgados y tabulares; y finalmente, d) areniscas finas a medianas limpias (más raramente wackes) y macizas, con abundantes fragmentos de basamento cristalino dispersos en la matriz arenosa. Toda la secuencia se encuentra altamente deformada y es posible observar pliegues, pequeñas fallas y un intenso diaclasamiento en estado semiconsolidado.

2) Protolito areno-conglomerádico: se encuentra conformado por cinco tipos litológicos, los cuales poseen en común una composición cuarzosa y tonalidades blanquecinas a grisáceas: a) areniscas gruesas con estratificación plano paralela, dispuestas en capas de importante continuidad lateral; b) areniscas muy

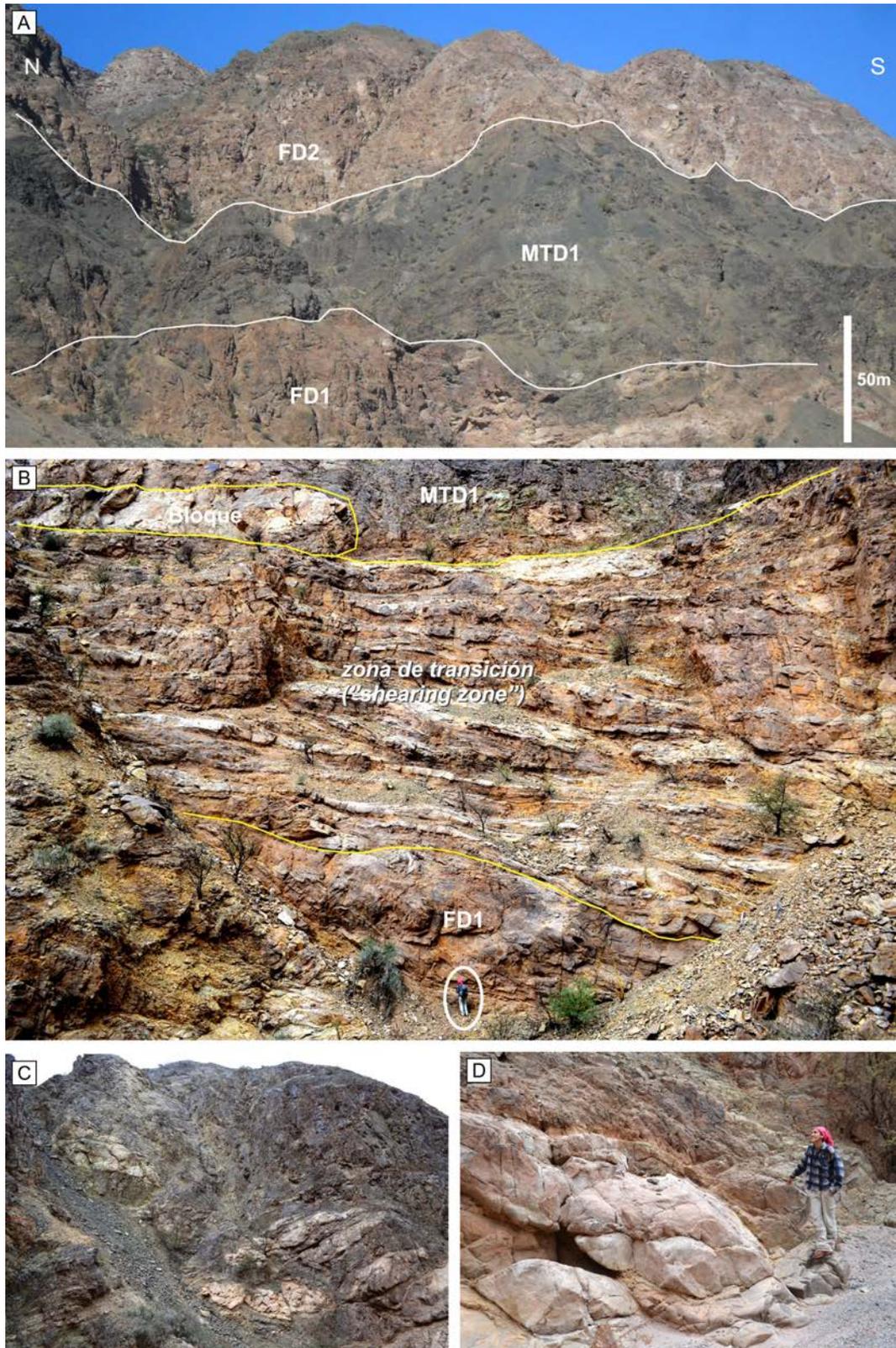


Figura 4. El intervalo MTD1 en el centro del braquianticinal del Cerro Bola. **a)** El MTD1 de unos 115 metros de espesor, y se intercala entre los intervalos fluvio-deltaicos FD1 y FD2. **b)** Zona de transición o “*shearing zone*” entre el MTD1 y FD1. **c)** y **d)** Bloques de areniscas “arrancados” e incorporados en la matriz diamictítica. Persona como escala en **b)** y **d)**.

Figure 4. The MTD1 interval in Cerro Bola area. **a)** The MTD1, up to 115 meters thick, interbedded between the FD1 and FD2 intervals. **b)** Shearing zone between the FD 1 and MTD1. **c)** and **d)** Sandstones rafted blocks from FD1 immersed in the diamictite matrix. Person for scale in **b)** and **d)**.

gruesas macizas, dispuestas en capas tabulares, que pueden pasar transicionalmente a la facies siguiente; c) areniscas medianas con estratificación paralela y entrecruzada; d) areniscas muy gruesas hasta conglomerádicas con laminación y estratificación paralela, y presencia de gravas (< 2 cm) flotando en la matriz; e) conglomerados de matriz arenosa gruesa alternando con areniscas guijarrosas en cuerpos lenticulares, que en ocasiones gradan verticalmente a areniscas gruesas. Este protolito muestra un paso lateral hacia su homólogo autóctono. Esto se observa en la sección del Valle Guandacol donde hay una transición lateral desde este protolito deformado y claramente incluido en el MTD2 hacia la secuencia *in situ* en dirección este-noreste. Por ello, parte de las litofacies del intervalo FD2 están presentes en este MTD2, debido a que se han involucrado en el movimiento en masa.

Interpretación. El intervalo MTD2 en el sector del Cerro Bola se interpreta como un depósito de transporte en masa evolucionado, en el cual bloques correspondientes al intervalo FD2 fueron arrancados e incorporados en la matriz resedimentada durante el movimiento de este MTD, sufriendo cambios durante su transporte (deformación y parcialmente homogeneización) (Dykstra *et al.*, 2011). En cambio, en la Sierra de Maz este mismo MTD es bastante diferente, ya que “trozos” de las unidades subyacentes están presentes en el entorno del mismo, haciendo que a veces su límite inferior y lateral del mismo sea difícil de ubicar claramente. Estos depósitos no están presentes hoy en forma autóctona, sino que se encuentran completamente removilizados e incorporados en el MTD2. Es claro que, si bien el depósito de transporte en masa pudo ser generado por el importante aporte de material proglacial, el movimiento de las capas superiores comenzó a involucrar a las unidades subyacentes en forma progresiva e irregular, y parte de este proceso de removilización progresiva y transicional es evidente en las secciones de Sierra de Maz. De esta forma, podría pensarse que el MTD2 no fue un proceso discreto y eventual sino que podría haber ocurrido a lo largo de un período de tiempo, como puede suceder con algunos deslizamientos que se movilizan en forma de reptación. Por otra parte, el material proveniente del basamento indica exposición subaérea y que, a su vez, habría tenido relación con procesos glaciales previos durante el Carbonífero

Tardío. Las subunidades correspondientes a depósitos de balsaje glacial indican diferentes eventos de derretimiento, registrando así el avance y retroceso de los glaciares continentales durante el episodio del MTD. Por su parte, las diferencias entre los niveles de asimilación del protolito del MTD2 de los afloramientos de Sierra de Maz y Cerro Bola sugiere que los MTDs sufren un proceso continuo de homogeneización debido a la mezcla progresiva de las diferentes litologías parentales, generando un producto final que suele ser una diamictita maciza (Fig. 7c), que es probablemente lo que se observa en la sección superior del MTD2 en Cerro Bola (Fairweather, 2014). Este depósito es observable desde Sierra de Maz hasta el sur del Cerro Bola, lo que implica un área aflorante mínima de unos 16 km en sentido longitudinal y aproximadamente unos 4 km en sentido perpendicular, y teniendo en cuenta un espesor no compactado de 200 m, tendríamos un volumen mínimo entre ambos afloramientos de 12,8 km³ de sedimento removilizado.

CARACTERIZACIÓN DE LAS ARENISCAS CONFINADAS A LA TOPOGRAFÍA GENERADA POR LOS MTDs

Tanto en Cerro Bola como en Sierra de Maz, inmediatamente por encima de los depósitos de transporte en masa MTD1 y MTD2, se han registrado importantes paquetes lenticulares de areniscas confinadas, que se denominan aquí intervalos AC1 y AC2 (Fig. 3). Estas areniscas podrían estar vinculadas con la paleotopografía generada en la parte superior de los MTDs según se ha analizado en trabajos previos (Kneller, *et al.*, 1991; Kneller, 1995; Kneller y McCaffrey, 1999; Kneller y Buckee, 2000). Estas depresiones actúan como piletones o *ponds* que confinan o “atrapan” flujos gravitacionales posteriores como ese el caso de las corrientes de turbidez (Prather, 2000; Armitage *et al.*, 2009; Dykstra *et al.*, 2011).

Intervalo AC1

En la Sierra de Maz, este intervalo aflora tanto en la quebrada del Taco como en la quebrada Aguas Blancitas y sobreyace de forma concordante al intervalo MTD1, con un espesor máximo de 20 m. Está compuesto por espesas capas de areniscas de color castaño oscuro intercaladas con pelitas, en el cual se identifican las siguientes facies sedimenta-

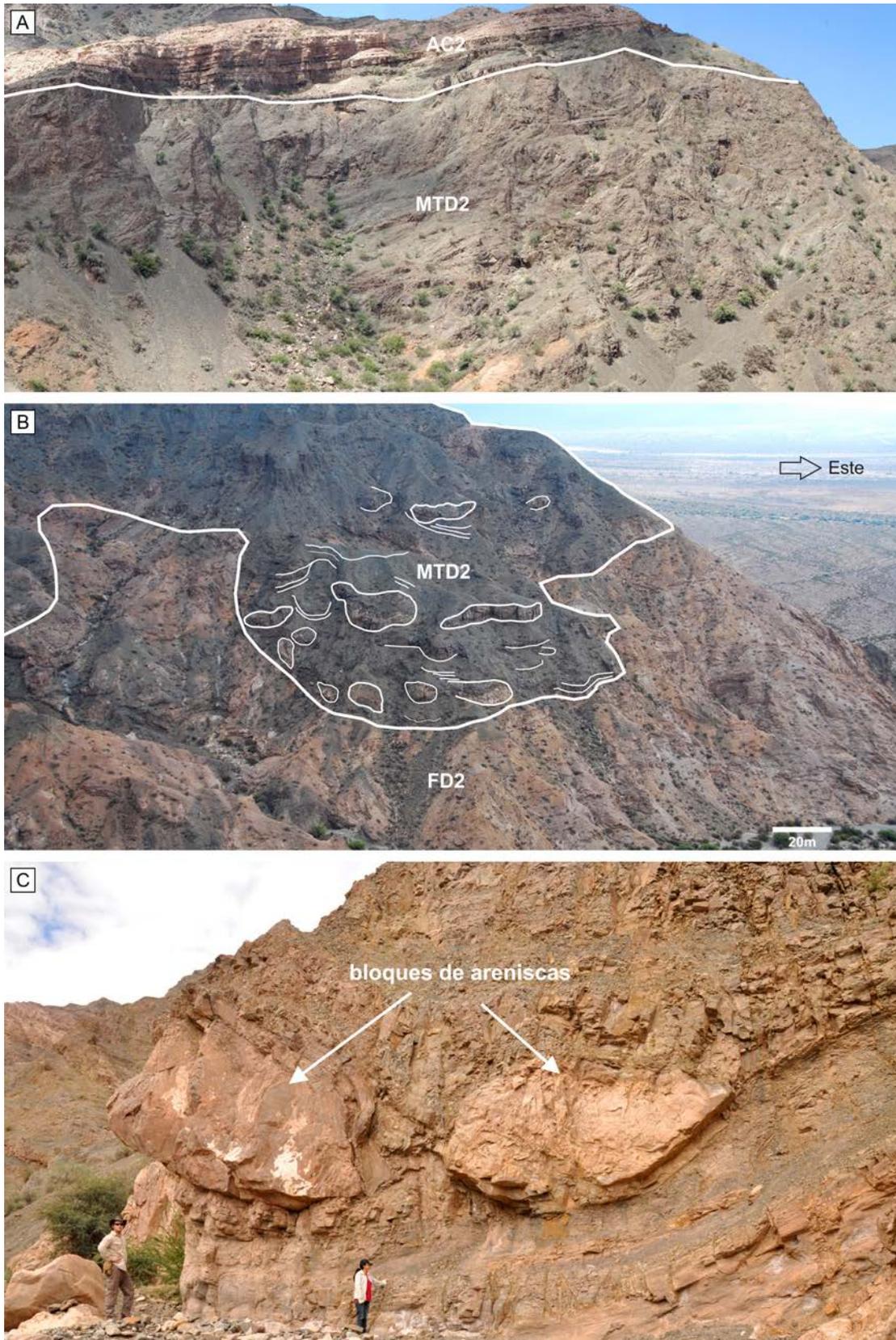


Figura 5. El intervalo MTD2 en el Cerro Bola. **a)** Obsérvese la parte superior del depósito, deformada y plegada. **b)** y **c)** Bloques de areniscas del intervalo subyacente en la matriz diamictítica del depósito. Persona como escala en c).
Figure 5. The MTD2 interval at Cerro Bola outcrop. Note the deformed and folded upper part of the unit. **b)** and **c)** Detailed view of sandstones blocks derived from underlying fluvio-deltaic unit immersed in the MTD2.

rias: a) areniscas medianas a gruesas intercaladas con limolitas y b) pelitas negras. Las areniscas de la primera facies son masivas o en menor medida gradadas, y se presentan en capas tabulares de 0,80 a 1 m de espesor, con bases netas y planas. Intercalándose con las areniscas se encuentran bancos de limolitas macizas y a veces con laminación paralela. En los mismos es posible reconocer concreciones esferoidales de 8 cm de diámetro aproximadamente. La facies de pelitas negras se encuentra conformada por lutitas de color negro, con laminación fina plano-paralela, en bancos tabulares.

Interpretación. Las facies descritas son interpretadas como depósitos turbidíticos estancados o *ponded turbidites* (Prather, 2000; Armitage *et al.*, 2009), al encontrarse justo por encima del meso relieve generado por el MTD1. Este mismo efecto de semiconfinamiento habría generado que las capas fueran mayormente masivas, debido a la sedimentación rápida y completa de la columna de sedimento en transporte debido a la rápida desaceleración en estos cuencos o “piletas” (*ponds*).

Intervalo AC2

Esta es una unidad compuesta por capas de areniscas cuarzosas medianas a gruesas de color blanco amarillento claro que le distingue claramente del resto de las unidades infra y suprayacente que son más oscuras. Algunas de las capas de areniscas presentan ordenamiento sedimentario como gradación granodecreciente típica de turbiditas pero hay otras que son prácticamente macizas y sin estructuras sedimentarias. Una de las particularidades de estas areniscas, es que son mucho más limpias por contener una baja proporción de sedimentos arcillosos, a diferencia de lo que sucede en las capas de turbiditas del intervalo turbidítico que se encuentran más arriba en la estratigrafía (TB en Fig. 3). Esto está correlacionado directamente con el color, ya que aparentemente la presencia de matriz pelítica brinda una coloración verdosa a las areniscas cuando está presente, mientras que estas areniscas son muy claras y son muy fáciles de distinguirlas de las unidades limitantes (Fig. 8a). Cuando las capas están gradadas, es posible también observar estructuras sedimentarias de tracción como óndulas con paleocorrientes en varias direcciones, lo que sugiere un posible confinamiento y refracción

de las corrientes de turbidez.

Esta unidad presenta un espesor variable y en muchos lugares se la encuentra ausente (Fig. 3). El análisis detallado de esta unidad (Fairweather, 2014), permitió comprobar que se encuentra depositada en las zonas más deprimidas de un importante paleorelieve generado por el techo del MTD2, formando traslapes sobre la misma (Fig. 8a, b). En Sierra de Maz esta unidad posee un escaso desarrollo y su espesor no supera los 10 m de potencia. En cambio, en Cerro Bola esta unidad está mucho más desarrollada (se extiende unos 7 km de longitud en forma muy irregular), ya que está en una zona de centro de cuenca y es probable que en el tope del MTD2 se hayan formado “piletones” muy grandes que llegaron a estancar una importante cantidad de turbiditas, las cuales pueden llegar a alcanzar 70 m de espesor máximo. En cambio, en Sierra de Maz si bien esta topografía pudo estar presente, la inclinación depositacional del depósito del MTD2 probablemente no permitió la acomodación de importantes espesores para este intervalo (Fig. 8b).

En ambas áreas, las turbiditas confinadas se encuentran cubiertas por una sucesión de lutitas y limolitas de color negro de gran continuidad lateral (Fig. 3), de unos 10 m de espesor aproximadamente. Estas lutitas forman delgadas capas con laminación paralela y en algunos casos son macizas. No se observa la presencia de *dropstones* en toda la unidad y ocasionales capas de turbiditas de capas delgadas y de color más oscuras suelen estar presentes en la parte superior de la secuencia.

Interpretación. Se interpreta a este intervalo como una unidad integrada por turbiditas confinadas (Prather, 2000), con geometría lenticular que se adelgazan hasta desaparecer, depositadas sobre la topografía generada por el MTD2 infrayacente. Este caso particular de depósitos turbidíticos afectados por obstáculos topográficos en un fondo marino/lacustre es el de las turbiditas “estancadas” (*ponded turbidites*), que se encuentran perfectamente expuestas en Cerro Bola (Dykstra *et al.*, 2011; Fairweather, 2014), y en menor medida en Sierra de Maz, pues se trata de un área de margen de cuenca. Este particular tipo de depósito generalmente se desarrolla en cualquier topografía asociada a pequeñas cuencas interconectadas por umbrales y comenzó a ser observado en sísmica en las mini cuencas generadas por diapiros salinos en la zona del Golfo de México

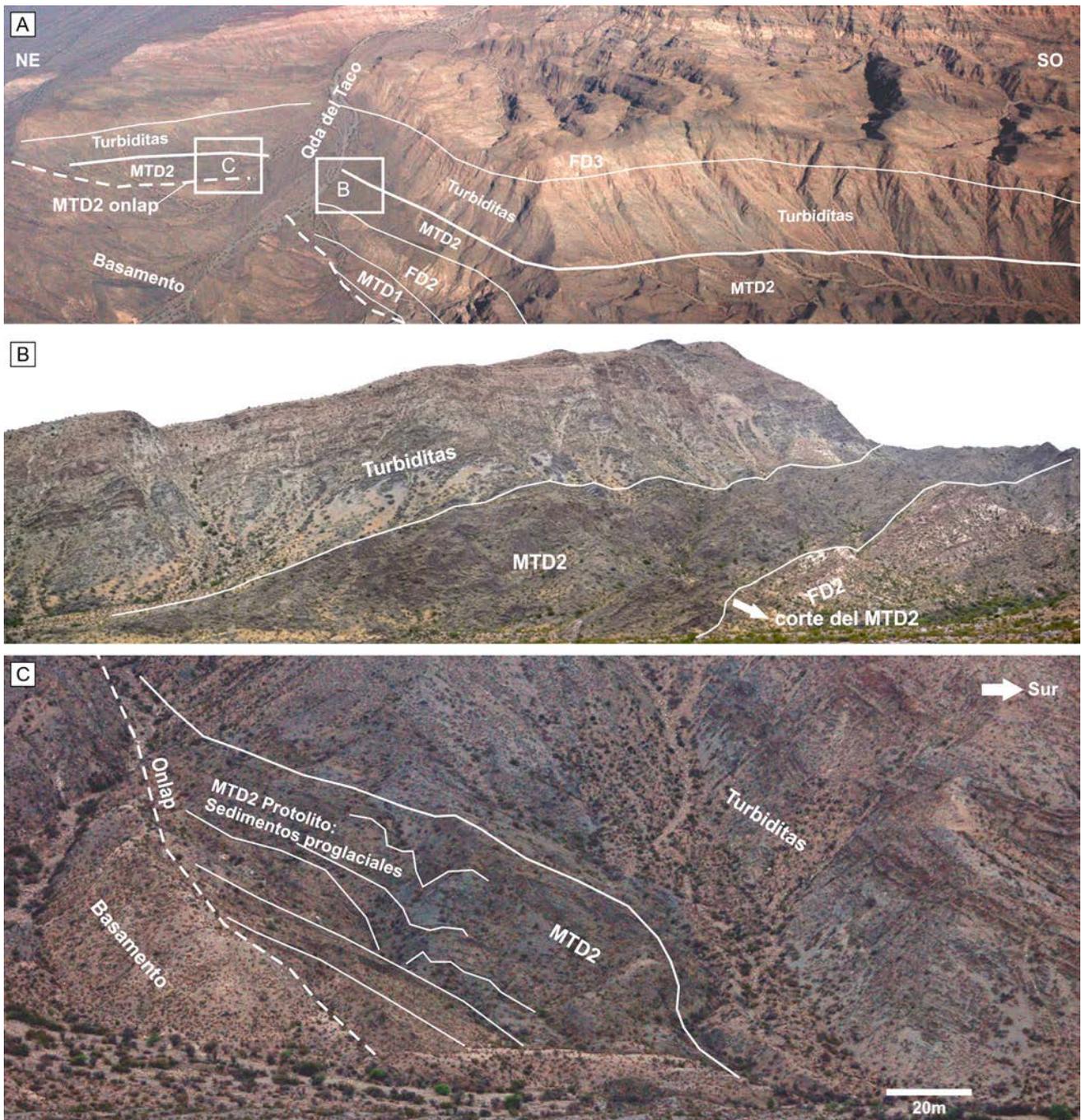


Figura 6. El intervalo MTD2 en la Sierra de Maz. **a)** Fotografía aérea mostrando el MTD2 en la Quebrada del Taco. En los recuadros B y C se demarcan las observaciones de detalle de las figuras b y c. **b)** Vista de campo mostrando el MTD2 cortando al intervalo fluvio-deltaico que se encuentra por debajo (FD2). **c)** Protolito del MTD2 traslapando el basamento precámbrico.
Figure 6. The MTD2 at Sierra de Maz. **a)** Aerial photo-intepretation showing the MTD2 at Quebrada del Taco locality. White squares indicate the location of figures c) and b). **b)** Field view showing MTD2 interval downcutting into the underlying FD2. **c)** MTD2 protolith onlapping into the basement at Quebrada del Taco.

(Badalini *et al.*, 2000), pero en una escala mayor a la registrada en este ejemplo de afloramiento. En escalas menores, la teoría indica que esto debería suceder cuando el fondo marino presenta rugosidades hete-

rogéneas, pero ello es bastante poco común ya que los procesos sedimentarios tienden a suavizar el fondo marino, o bien incidir en forma de canal. Este modelo depositacional tampoco es muy visible en

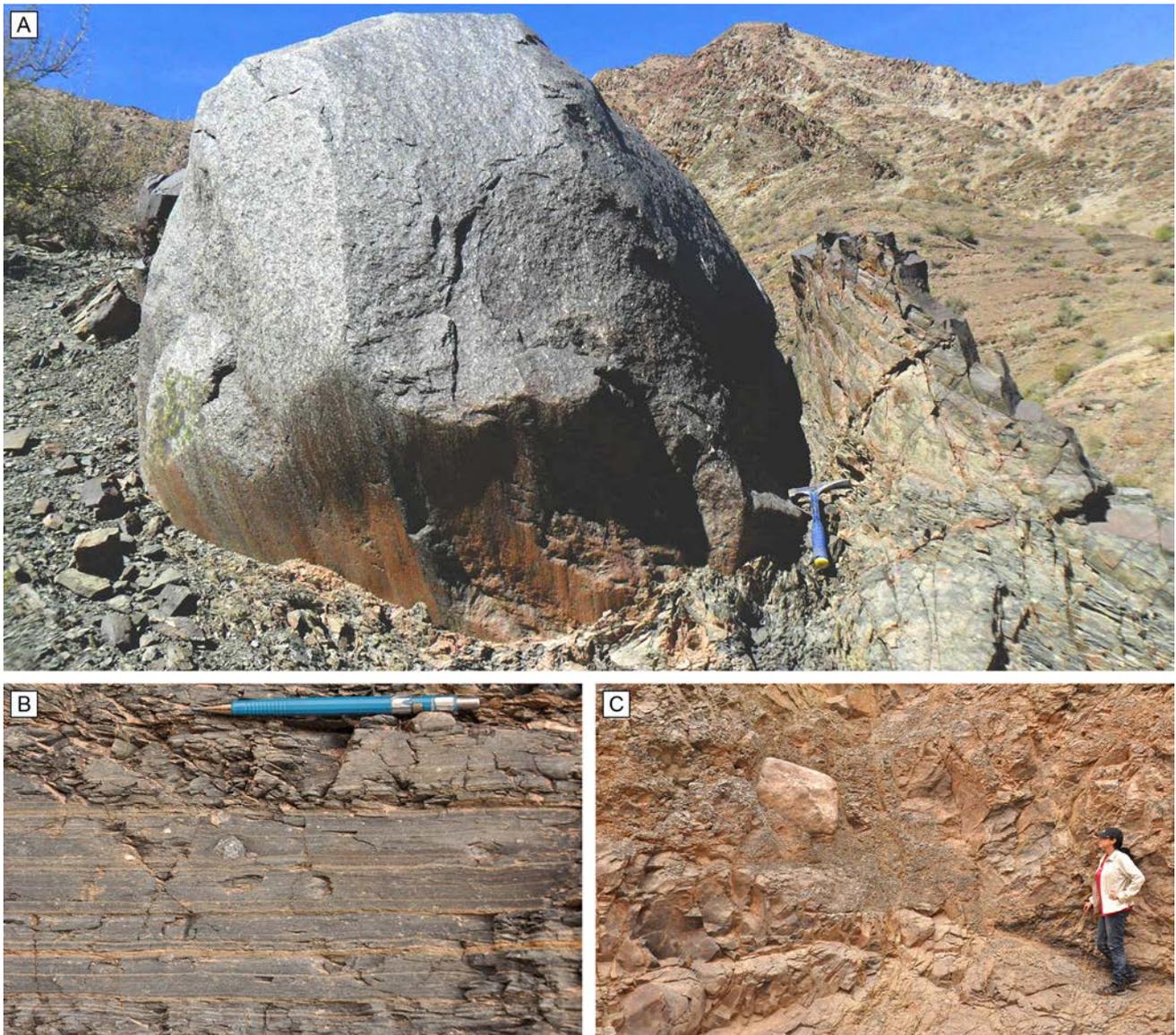


Figura 7. Protolito de los diferentes MTDs de la Formación Guandacol. **a)** Depósito de balsaje glacial con *dropstones* estriados, pulidos y facetados, en éste caso uno de 3 m de diámetro. Piqueta como escala. **b)** Diamictita estratificada, lápiz como escala. **c)** Diamictita resedimentada o remobilizada. Obsérvese el clasto de granito inmerso en la matriz del depósito. Persona como escala.
Figure 7. The protolith of the different MTDs in the Guandacol Formation. **a)** Ice rafted debris with faceted and polished granitic dropstone about 3 m of diameter. Hammer for scale. **b)** Stratified diamictite, pencil for scale. **c)** Resedimented diamictite. Note the granitic boulder in the diamictite. Person for scale.

sísmica debido al escaso espesor que suelen tener las turbiditas confinadas (Prather, 2000; Dykstra *et al.*, 2011; Fairweather, 2014), lo que hace estos depósitos en general “invisibles” durante la exploración de la arquitectura deposicional de los taludes. El caso del Intervalo AC2 en el Cerro Bola es de gran importancia ya que llega a acomodar hasta 70 m de turbiditas sobre la topografía tridimensional del MTD2. En cambio, en Sierra de Maz si bien esta topografía pu-

do estar presente, la inclinación depositacional del depósito del MTD2 probablemente no permitió el acomodamiento de importantes espesores para este intervalo (Fig. 8b). El evento materializado por el MTD2 ha sido tan importante en esta cuenca que modificó considerablemente la superficie preexistente generando una topografía local en el fondo marino/lacustre que afectó notablemente el sistema de distribución de sedimentos, conduciendo a los

flujos turbidíticos hacia los “piletones” o mayores depresiones. También se observa un cambio composicional temporal entre estas turbiditas “confinadas” y las siguientes que son las típicas de taludes suaves.

En cuanto a la sucesión de lutitas y limolitas negras que cubren al intervalo AC2 y al MTD2, las mismas podrían representar la zona de máxima inundación (ZMI) en esta región, sugiriendo la mayor transgresión en esta sub-cuenca. Con todo, es probable que los hielos no se hayan retirado completamente ya que no se observó un efecto de rebote isostático concomitante (continentalización del área). Esta interpretación es también soportada por la existencia de un tercer ciclo glacial representado por los sedimentos glaciogénicos que forman parte del tercer depósito de transporte en masa (MTD3) registrado en el área del Cerro Bola.

CARACTERIZACIÓN DE ELEMENTOS ASOCIADOS AL MTD3

Cicatriz de arranque del MTD3

Si bien ésta no es una unidad estratigráfica, es importante describirla como parte de los elementos estratigráficos debido al importante impacto de la estratigrafía física circundante. Esta superficie, no sólo altera el orden normal de los intervalos, generando supresiones (tales como una falla normal) sino que también permite la aparición de litologías accidentales en su entorno como es el intervalo conglomerados incididos. Esta superficie se encuentra claramente expuesta y accesible a lo largo de al menos 1 km (Fig. 9a, b) y el análisis de detalle de la misma indica que es un contacto sedimentario normal. En muchos casos, las unidades estratigráficas “normales” se suceden a través de un contacto neto y limpio, que es una superficie de inundación sucedida por un traslape, con un claro efecto de “*stasis*” en el tope del depósito subyacente. Este efecto de “*stasis*” se observa por una coloración diferente (algo más castaña oscura) que en detalle se debe a una mayor cementación carbonática afectando a esta superficie. Esta superficie de arranque (con una dirección aproximada oeste-este) solo se observa en Cerro Bola, por lo que el depósito subyacente está progresivamente biselado por esta pseudofalla que tiene una morfología de cuchara (falla lítrica, Fig. 10a), causando una supresión de hasta 150 m de la unidad fluvio-deltaica que se encuentra por

debajo (FD3), llegando localmente a la remoción casi completa del mismo. En la figura 10b, se observa la morfología en “U” que permite una interpretación alternativa de esta ruptura sedimentaria.

Interpretación. Esta superficie pseudotectónica fue inicialmente mapeada como una falla normal postsedimentaria (Dykstra *et al.*, 2011). Las características topográficas del Cerro Bola, con su frente muy empinado, hicieron que esta superficie fuera inaccesible en los primeros reconocimientos hasta que se trabajó un acceso hasta la misma. El control de campo *in situ* demostró que si bien parece una falla, no hay evidencias de movimiento traslativo o rotacional de los paquetes sedimentarios a ambos lados de esta superficie. Los paquetes sedimentarios parecen estar cortados, pero corresponden ambos a la paleohorizontal del momento de la acumulación. Uno fue cortado (intervalo FD3) pero el otro se depositó en *onlap* sobre esta superficie. Se podría pensar que esta superficie se pudo producir por el avance de un glaciar, siendo en tal caso un efecto simplemente erosivo o de tipo glacio-tectónico. Lo cierto es que si bien en la zona eso podría ser una posibilidad, ello es improbable en otras secciones en donde esta superficie está seccionada a bisel, o sea, el corte es muy recto y uniforme como para pensar que es debido al empuje o erosión glacial. Sin embargo, la tectónica sinsedimentaria gravitacional o ambas opciones genéticas podrían combinarse y producirían este mismo resultado final que es una superficie de seccionamiento sinsedimentario. Solamente en las secciones más profundas de esta superficie que, como dijimos, en su origen debió generar un relieve erosivo de unos 150 m, se encuentran *dropstones* dentro de las pelitas verdes (Fig. 10b) que le suprayacen. Como veremos, estas pelitas verdes reinician la sedimentación sobre esta superficie e indican una importante superficie de inundación. Claramente, este proceso erosivo que profundiza 150 m la sección, el avance glacial evidenciado por importantes *dropstones* de los cuales sobresale un bloque de 2,3 m que ha caído verticalmente sobre esta superficie, y la transgresión concomitante, son sólo posibles debido al hundimiento isostático de la plataforma durante este último avance glacial registrado en esta subcuenca. Solamente en las secciones afectadas por esta superficie se observó el desarrollo de canales conglomerádicos descritos a continuación, que median entre el tope erosionado



Figura 8. Arquitectura deposicional del intervalo arenoso AC2. **a)** Turbiditas confinadas al MTD2 en el Cerro Guandacol. **b)** Turbiditas confinadas al MTD2 en el Cerro Bola.

Figure 8. Depositional architecture of the sandy interval AC2. **a)** Poned turbidites confined to the top of the MTD2 in Cerro Guandacol. **b)** Poned turbidites AC2 in the Cerro Bola outcrop.

del intervalo arenoso previo y el intervalo lutitas verdes y MTD3 (ya que es aquí interpretada como correspondiente a una tectónica gravitacional sinsedimentaria). Cabe señalar que cuando en este trabajo citamos a la cicatriz de deslizamiento, nos referimos a una superficie que queda expuesta a la erosión subaérea o submarina. Lógicamente que el deslizamiento generado a partir de este volumen de sedimentos ya no se encuentra. Por ello, los MTD3a

y MTD3b, no están temporalmente relacionados aunque si genéticamente, ya que podrían ser la acumulación de sedimentos finos en partes distales de esta rampa (Fig. 11).

Intervalo Conglomerados Incididos

Este intervalo se presenta únicamente en los afloramientos de Cerro Bola y se encuentra íntima-

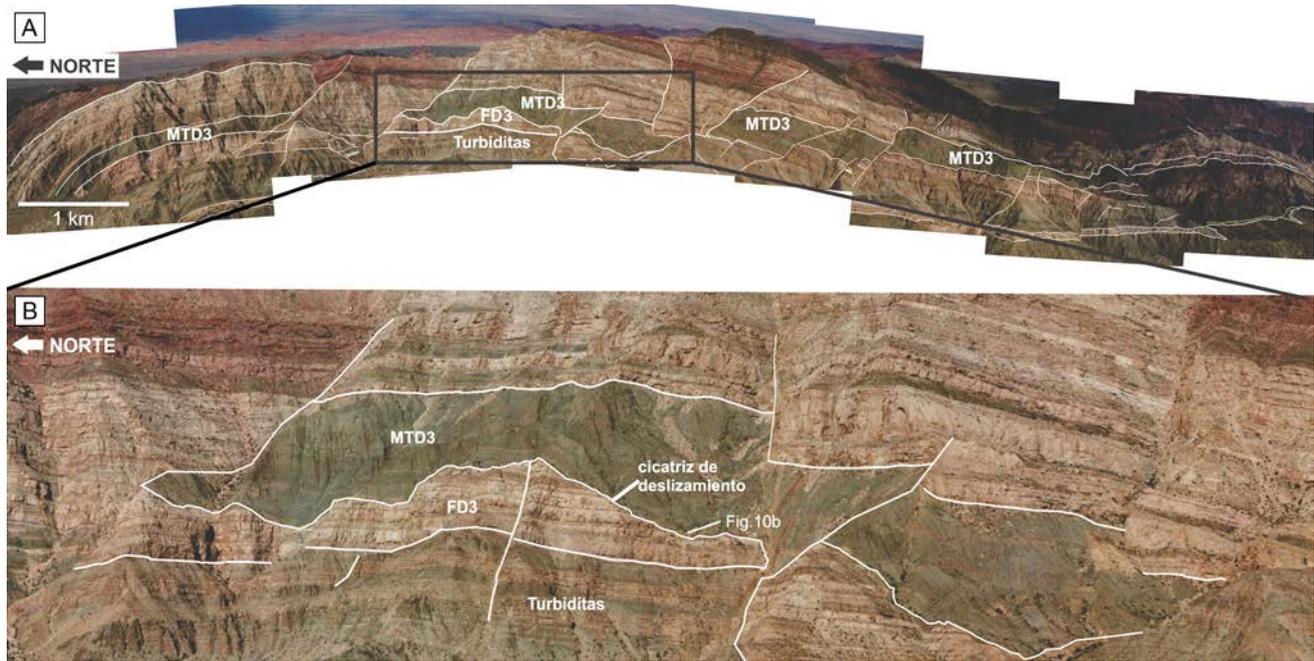


Figura 9. a) y b) Fotomosaico interpretado del Cerro Bola con las unidades superiores de la Fm. Guandacol. Obsérvese la cicatriz de aproximadamente 1 km que corta en gran medida a los depósitos infrayacentes de la unidad fluvio-deltaica FD3 (cortesía de Puigdomench, 2014).

Figure 9. a) and b) Interpreted photomosaic of the upper units of the Guandacol Formation at Cerro Bola outcrop. Note the slide scar (about 1 km long), which is cutting the fluvio-deltaic deposits of the FD3 interval.

mente asociado a la existencia de la cicatriz de deslizamiento previamente descrita. Sobre esta superficie se encuentran depósitos de areniscas conglomerádicas, que por lo amalgamados que están a las areniscas subyacentes, pareciera que pertenecieran al tope de la sedimentación de las mismas. No obstante esto es imposible ya que claramente se alinean a lo largo de la superficie estratigráfica representada por la cicatriz de deslizamiento y no a lo largo de las superficies estratigráficas de las areniscas pertenecientes al depósito previo (Fig. 10a). Este grupo litológico corresponde a areniscas conglomerádicas distribuidas irregularmente en cuerpos aparentemente filiformes incididos en el plano descrito como cicatriz de arranque. En los lugares donde desaparece esta cicatriz de arranque, los depósitos fluvio-deltaicos infrayacentes (FD3) terminan en una delgada sección fluvial con intercalación de pelitas rojas y moradas, que muestran bases erosivas con depósitos residuales de gravas finas a medias. Esta unidad fluvial está absolutamente ausente en esta locación y como equivalente están estos depósitos eminentemente arenosos, con bases de arenas conglomerádicas y raros conglomerados

clasto-sostén. Llama la atención la similitud de las areniscas que acompaña las gravas con las areniscas de la unidad inferior que a veces hace difícil la detección del contacto erosivo, si no fuera por la presencia de clastos dispersos. Sin embargo, esta arenisca no puede definirse como “matriz” ya que ésta en algunas ocasiones está estratificada o laminada indicando una depositación por flujos tractivos, en la que resaltan camadas aisladas de gravas dispersas, pero dispuestas en forma de racimos o *clusters*.

En general, los canales no presentan más de 10 a 20 m de ancho y si bien no existe un espaciamiento regular entre ellos, la separación promedio varía entre 60 y 120 m. También llama la atención la existencia de bloques de hasta 2 m de tamaño, a veces con el eje mayor en posición vertical, preferentemente ubicados en el tope de los canales conglomerádicos, que coincide aproximadamente con la superficie de corte de las areniscas deltaicas. Sobre estos conglomerados se suceden en contacto normal pero abrupto, areniscas finas, grises que tornan a verde oscuro en los primeros 2 m, las cuales cubren continuamente el techo de los conglomerados y la superficie de la cicatriz de arranque, que se

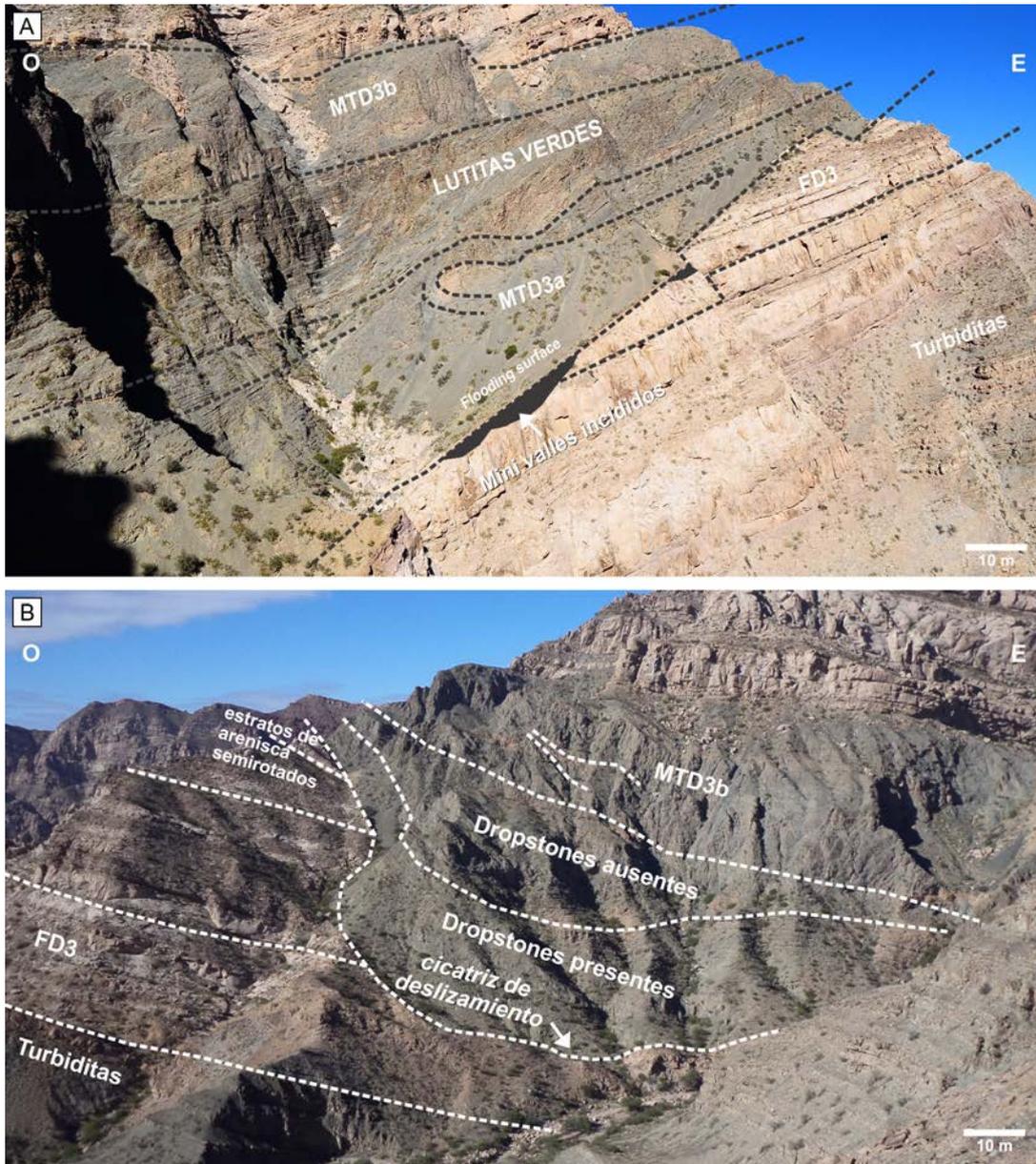


Figure 10. El MTD3 y la cicatriz de arranque. **a)** Cicatriz de arranque en el Cerro Bola, cortando parte del intervalo FD3. Por encima se desarrolla el MTD3, donde se puede observar la deformación sinsedimentaria en el depósito (MTD3a, MTD3b). **b)** Morfología en “U” de la cicatriz o ruptura sedimentaria. Véase figura 9b para su ubicación.

Figure 10. The MTD3 and the slide scar. **a)** Slide scar in Cerro Bola outcrop, cutting the FD3 interval. The MTD3 is developed above that surface; note the syndepositional deformation of the deposits (MTD3a, MTD3b). **b)** U-shape of the slide scar, below MTD3; see location in figure 9b.

encuentra con algo más de cementación debida probablemente a que constituye una superficie de *stasis*, o de no acumulación por un largo tiempo. Esta secuencia normalmente estratificada de pelitas oscuras tiene un espesor de unos 20 a 30 m, y en ella se observan *dropstones* aislados. Sobre esta secuencia se distinguen dos cuerpos masivos deformados, uno sucediendo al otro, definidos como MTD3a y MTD3b

en este trabajo (Figs. 3, 10).

Interpretación. Es claro que estos depósitos canalizados fueron depositados por corrientes tractivas de alta capacidad de transporte, y poca selección, debido a las características texturales del depósito. Aun así, las corrientes no han sido densas por el desarrollo de estratificación y laminación plana,

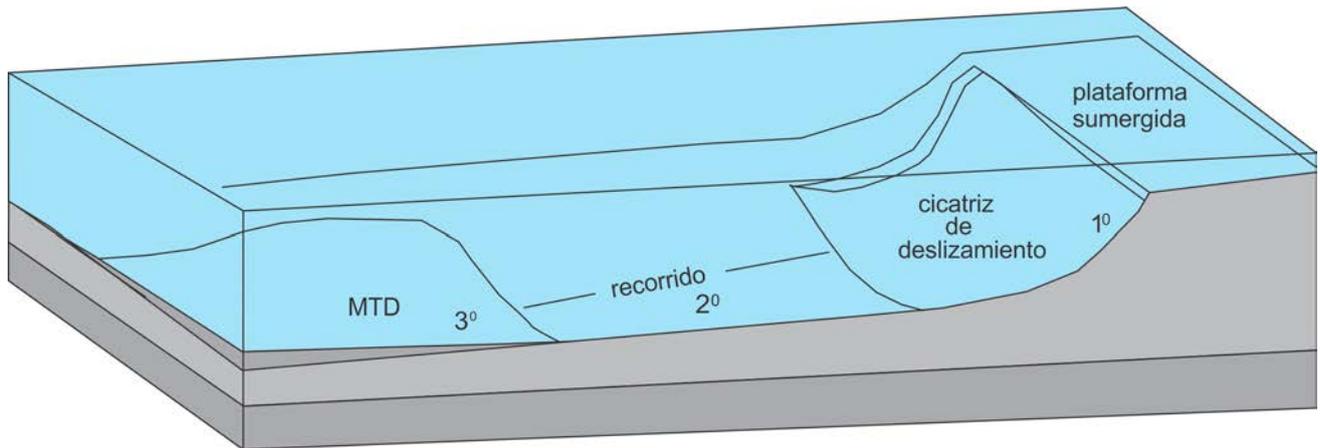


Figura 11. Diagrama en bloque mostrando la cicatriz de deslizamiento, la distancia recorrida por los sedimentos y los depósitos de los deslizamientos submarinos generados (MTD).

Figure 11. Block diagram showing the slide scar, the runout distance of the sediments and the final deposition of the mass-transport deposits (MTD).

y la presencia de racimos de grava que sugieren el movimiento de formas de lecho de muy bajo relieve o bien el desarrollo de superficies de retrabajo, conocidas como pavimentos hidráulicos. Este sistema se complementa con entrecruzamientos de bajo ángulo que son producidos por el proceso de corte y relleno común en los sistemas canalizados generados por el paso de barras o el movimiento lateral de los canales internos. La presencia de bloques sobredimensionados cerca o en el techo sugiere que existió un segundo proceso que adicionó elementos a este depósito. Particularmente llama la atención el bloque vertical que al ser inspeccionado, sugiere estructura de impacto en las arenas. Si bien no puede descartarse que el mismo haya sido transportado por los flujos canalizados, la presencia del eje a en forma vertical elimina un origen hidrodinámico, postulándose el balsaje glacial para su origen. Esto condice con la presencia de *dropstones* en la unidad inmediatamente superior, sugiriendo que ya en las etapas póstumas del relleno de estos canales, se habrían establecido condiciones glaciales en el entorno.

Por todo lo expuesto se interpreta que estos conglomerados se han formado en relieves incididos en el tope de las areniscas fluvio-deltaicas infrayacentes (FD3). Esta morfología de mini-valles incididos ha sido descrita en algunos casos de relevamiento de estas superficies de deslizamiento, pero sólo en registros de sismica 3D, como lo hizo Richardson *et al.* (2011). No se conoce ningún caso

de afloramiento de este estilo, por lo tanto es probable que esta sea la primera referencia de este fenómeno visible en afloramiento. Esto no es de extrañarse ya que los modelos de acumulación de MTDs y sus elementos asociados son de elaboración reciente. Así, no cuesta entender la presencia aleatoria y accidental de estos conglomerados incididos a lo largo de esta impresionante cicatriz de arranque que elimina hasta 150 m de secuencia sedimentaria. La presencia de estas incisiones sobre esta superficie pseudotectónica es otro rasgo que nos inclina a decidir por una cicatriz de deslizamiento para el elemento descrito en el apartado anterior, más que una superficie erosiva glacial, ya que sería improbable que estos mini valles se hubieran elaborado en una superficie tan uniformemente biselada por un glaciar. Además, si bien en el área no se observa el MTD que se generó en este deslizamiento (ya que el MTD3 está luego de las pelitas verdes), en zonas entre los perfiles 8 y el 9 se han observado sectores inmediatamente arriba de la superficie de inundación con desarrollo de un MTD con algunos bloques de areniscas. La futura exploración de detalle de este complejo estratigráfico, permitirá llegar a discernir mejor el contexto acabado de esta cuenca.

Intervalo Pelitas Verdes

Este intervalo presenta características sedimentarias muy diferentes en ambas áreas de estudio. En Sierra de Maz presenta un espesor promedio

de 50 m, y está compuesto por lutitas de color verde oscuro bien laminadas, las cuales presentan estructuras sedimentarias como óndulas de oscilación y de corriente. En la zona del Cerro Bola la unidad posee un espesor variable desde unos 70 m en el norte, hasta unos 120 m en el centro y sur del afloramiento, donde las facies que lo componen son más variadas y son las siguientes: facies de limolitas laminadas con gradación normal, facies diamictitas estratificadas, facies lutitas negras, y facies limolitas con *dropstones*. La unidad con *dropstones* se ubica sólo en los sectores más incididos que coinciden con los espesores máximos de este intervalo (Fig. 10b). La parte inferior de la unidad se caracteriza por estar estratificada pero hacia el tope se puede observar una clara deformación en forma de pliegues. La estratigrafía en este intervalo se torna compleja con la presencia de fallas sinsedimentarias que demuestran que podrían ser parte de una zona de cicatriz la cual puede observarse en el Valle Norte cortando la estratigrafía de los depósitos deltaicos del intervalo FD3. También es destacable que las facies suprayacentes a este intervalo en Sierra de Maz y Cerro Bola son diferentes, las que localmente podrían definir el límite entre Formación Guandacol y sus facies típicas y la Formación Tupe y sus facies predominantemente deltaicas y fluviales.

Interpretación. Las lutitas laminadas con óndulas de oscilación de este intervalo en Sierra de Maz representan un ciclo de baja energía en la sucesión que si bien marcan un aumento en el nivel del mar, éste se registra en un sistema poco profundo. Por el contrario, en el Cerro Bola las facies pelíticas laminadas, con o sin *dropstones*, corresponderían a depósitos hemipelágicos depositados predominantemente por decantación, o a las acumulaciones de corrientes de turbidez distales y diluidas, generadas ambas en un sistema turbidítico. Las facies que conforman sectores deformados, representados por grandes pliegues, se interpretan como parte del MTD3 que se genera más arriba debido a la removilización del material pelítico sedimentado en áreas de talud tanto natural (por la inclinación de la cuenca) o secundaria (por la cicatriz de arranque). El MTD3 descrito en esta sección no estaría relacionado dinámicamente con la cicatriz de arranque que limita a este intervalo, ya que entre éste y el evento de arranque median los conglomerados incididos y las pelitas basales que cubren la superficie de inundación y suceden en

deposición normal como hemipelagitas y turbiditas distales.

DISCUSIÓN

El estudio de los MTDs de la Formación Guandacol en las áreas estudiadas nos permite abordar los siguientes aspectos significativos:

Variaciones y transformaciones en el sentido del desplazamiento de los MTDs

El análisis general de los MTDs, y su comparación entre ambientes de margen y de centro de cuenca, sugiere que existen algunos elementos de juicio para definir su situación *a priori*. Particularmente en los MTD1 y MTD2, en donde se observa la interacción directa con el basamento, la diferencia más clara hacia el centro de la cuenca es la existencia de mayor cantidad de bloques de areniscas incorporados en la parte inferior del MTD. En Sierra de Maz es llamativa la ausencia de los mismos, excepto por unos pocos bloques en el MTD2 en la zona del Valle Guandacol. Por su parte, en Cerro Bola es llamativa la gran cantidad de estos bloques principalmente presentes en la parte inferior. Podría pensarse que esta situación se debe a la falta de estos materiales en el protolito, pero hemos visto que en Sierra de Maz tanto en el MTD1 como en el MTD2, se observan areniscas fluvio-deltaicas por debajo de los mismos. Sin embargo, lo que explica esta diferencia sería la forma de erosión en la base de los MTDs. En Sierra de Maz hemos registrado que las unidades subyacentes al MTD están a veces “cortadas” por el mismo. En afloramiento, se observa como fallas sinsedimentarias de ángulos medios a altos (45° o más), las cuales están alineadas en forma paralela al sentido de flujo y generan escalones en la base del MTD, pero mientras afectan al sustrato, a veces con evidente desplazamientos menores, no afectan al MTD por cizallamiento, sino que por acomodación dúctil de las capas (*slabs*) o elementos que lo componen. De esta forma, estos deslizamientos incorporan grandes trozos del sustrato que luego son desmembrados y fragmentados durante el transporte, generando los bloques que se observan en sectores más centrales de la cuenca. Probablemente, si el flujo tuviera más posibilidad de evolucionar, estos bloques serían completamente asimilados, formando finalmente una masa homogénea de una diamictita. Esto ocurre

comúnmente en flujos y deslizamientos menores, pero en el caso que nos atañe, no hemos observado la completa homogeneización del protolito en ninguno de los casos, salvo por áreas puntuales de los MTD (en donde justamente aparecen las conocidas concreciones esferoidales o “bolas”, debido a esta gran homogeneidad). Ello sugiere que la relación entre arranque y depositación no ha permitido la evolución de este proceso, quizás por lo escaso del transporte, o bien porque la coherencia interna de las masas deslizadas ha sido muy alta.

Comparación con estudios de sísmica profunda y potenciales reservorios hidrocarburíferos

Es importante destacar que ésta es la primera contribución detallada de un sistema de depósitos de transporte en masa o sea, una sucesión sedimentaria en la cual ocurren cíclicamente grandes MTDs. También es un caso de estudio que permite observar, por primera vez, casi todos los elementos que formarían parte de un *play* generado dentro de los MTDs, los cuales hasta la fecha han sido definidos sólo a partir de líneas sísmicas y datos de subsuelo. Los elementos más importantes a destacar serían: los escalones en la base de los MTD, como los documentados en Sierra de Maz y Cerro Bola, la mega-cicatriz de arranque relacionada al MTD3 y más aún, el importante desarrollo de un sistema inmaduro de canales incididos o *rilling*, en el plano de esta cicatriz.

Otro rasgo importante para destacar es el de las turbiditas confinadas, que suelen presentar características de reservorio, mientras que están envueltos en rocas sello, tanto abajo debido a la homogeneización del MTD, como arriba, debido a que una vez restablecido el fondo plano marino o lacustre, las turbiditas pueden expandirse ampliamente, formando láminas, que luego son separadas por hemipelagitas generando por lo tanto un sello superior (Meckel, 2011). En el caso particular que nos ocupa, el sello suprayacente es aún más importante debido a la transgresión postglacial que genera un intervalo de lutitas en el intervalo suprayacente.

Controles tectónicos y climáticos en la sucesión sedimentaria

La combinación de transporte y producción sedimentaria glacial junto con una tectónica activa –

subsistencia significativa– habría sido la generadora de esta sucesión de MTDs. Por ello, cada mega MTD registrado tiene como elementos integrantes de su protolito productos de balsaje glacial y diamictitas glaciales, ya que estos megadeslizamientos están ligados estratigráficamente a tres grandes episodios glaciales ocurridos en esta región, separados por intervalos interglaciales en donde no se registra incidencia glacial en lo absoluto, y tampoco se registra la acción de deslizamientos grandes ni medianos. En algunos intervalos estratigráficos donde se observan deslizamientos gravitatorios, son de porte normal (turbiditas, flujos de detritos) y nunca involucrando los volúmenes asociados a los MTDs. Esto condice con lo que se conoce de los MTDs, y en particular del mayor conocido a la fecha como el de Storegga, en Noruega (Bryn *et al.*, 2003, 2005; Gauer *et al.*, 2005) los cuales han evolucionado en condiciones bastante parecidas.

Cuestionar algunas relaciones estratigráficas

Los estudios efectuados en el área de Sierra de Maz y Cerro Bola sugieren que no existen razones litoestratigráficas para subdividir a la Formación Guandacol en dos, como lo propone Pazos (1993), dado que los ambientes depositacionales observados son muy similares y no se observaron discontinuidades de primer orden o discordancias de carácter tectónico. El análisis de la propuesta de una Formación Agua Blanquitas (Pazos, 1993), separándola de la Formación Guandacol, sugiere que ello no es justificable ya que la “unidad plegada” descrita por Pazos es en realidad una unidad con importante deformación sinsedimentaria (MTD1) propia del modelo depositacional local de la Formación Guandacol. La discordancia angular descrita, sucedida por un conglomerado polimíctico que separa a la potencial Formación Aguas Blanquitas de la Formación Guandacol, es sencillamente el tope deformado del MTD1, y no una discordancia de origen tectónico. Esto sugiere que la unidad plegada se originó como parte de un proceso sedimentario inherente al ambiente depositacional de la Formación Guandacol y no es necesario separarla en una nueva formación geológica.

CONCLUSIONES

Aproximadamente 1000 m de sedimentitas car-

boníferas fueron medidas en el Cerro Bola y unos 650 m en el área de Sierra de Maz, atribuibles a la Formación Guandacol. Se reconocieron tres mega depósitos de transporte en masa o MTDs, los cuales se caracterizan por presentar una arquitectura estratigráfica y facies diferentes en cada caso.

El MTD1 es un depósito que se lo encuentra traslapando directamente al basamento en algunos sectores muy localizados de la Sierra (Sección del Valle Guandacol) y aflorando en el núcleo del hemibraquianticlinal del Cerro Bola, presentando mayor deformación con bloques areniscas deltaicas del depósito infrayacente en la matriz diamictítica. El MTD2 se origina de un protolito o material parental que indica una procedencia glacial de los sedimentos, para luego dar origen a un MTD. El tercer MTD, identificado sólo en los afloramientos del Cerro Bola, se encuentra relacionado a depósitos de un valle inciso elaborado sobre lo que representaría una gran cicatriz de un deslizamiento. A diferencia de los depósitos de transporte en masa de Sierra de Maz, los correlativos ubicados sólo 10 km al sur del Cerro Bola, están en un ambiente más depositacional, y no se observa la interacción de los MTDs con el basamento. En forma sucinta se pueden resumir las siguientes conclusiones:

1. Se dan a conocer una serie de megadeslizamientos únicos en el mundo por su grado de exposición y su escala de desarrollo.
2. Se demuestra como es el proceso evolutivo que sufre un MTD desde las zonas de "arranque" en las áreas marginales hasta las zonas depositacionales. El proceso de arranque de material puede ser a través de superficies discretas (visibles como fallas sinsedimentarias), o de una deformación plástica gradual extensional en el protolito original parecida al *boudinage*. En las áreas proximales son raros los bloques de protolito en el MTD, mientras que en las zonas más depositacionales se observa una gran cantidad de bloques principalmente en la base del MTD, siendo el proceso de deformación de los elementos transportados mucho mayor, y ocasionando que en algunos sectores del MTD se observe la completa homogeneización del depósito.
3. Se describe por primera vez un *play* para depósitos de MTDs, en el que la cicatriz de arranque de un megadeslizamiento queda expuesta al retrabajo sedimentario de los sistemas asociados, y se produce la erosión de la misma en forma de mini-valles incididos.

Finalmente, cabe destacar que estimamos que en el futuro, los afloramientos del Cerro Bola y Sierra de Maz, serán una escuela para este tipo de depósitos (MTDs) dado que en pocas partes del mundo se encuentran perfectamente expuestos casi todos los elementos diagnósticos de estos *plays* que comienzan a tomar mayor relevancia en los procesos de exploración de hidrocarburos de frontera.

Agradecimientos

Este trabajo fue posible por la contribución económica del consorcio SLOPES, de la Universidad de Aberdeen a la alumna Victoria Valdez Buso. En la realización del mismo, se agradece la colaboración y comentarios previos de Mason Dykstra, Carla Puigdomenech, Marcelo Gamboa, Eleonora Espin, Laura Godoy, Claus Fallgatter y Luke Fairweather. Especialmente se quiere agradecer a Carla por el trazado del mosaico del Cerro Bola, a BG Brasil E&P Ltda, a ANP (Agência Nacional do Petróleo) y a la Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), donde la autora continúa con los estudios de post grado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amos, A.J. y O. López Gamundí, 1981. Las diamictitas del Paleozoico superior en Argentina: su edad e interpretación. *VIII Congreso Geológico Argentino Actas* 3:41-58, San Luis.
- Andreis, R.R., L.A. Spalletti y M.M. Mazoni, 1975. Estudio geológico del Subgrupo Sierra de Maz, provincial de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30:247-273.
- Armitage, D.A., B.W. Romans, J.A. Covault y S.A. Graham, 2009. The influence of mass-transport-deposit surface topography on the evolution of turbidite architecture: The sierra contreras, Tres Pasos Formation (Cretaceous), Southern Chile. *Journal of Sedimentary Research* 79:287-301.
- Astini, R.A., 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino: evidencias estratigráficas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas* 5:509-526, Buenos Aires.
- Astini, R.A., 2009. El marco tectónico de la glaciación carbonífera. *XII Congreso Geológico Chileno Actas* S10-003:1-4, Santiago de Chile.
- Aquino, C.D., U.F. Faccini y J.P. Milana, 2014. New glacial evidences at the Talacasto paleofjord (Paganzo basin, W-Argentina) and its implications for the paleogeography of the Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 56:278-300.
- Azcuy, C.L. y J.R. Morelli, 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
- Azcuy, C.L., R.R. Andreis, A. Cuerda, M.A. Hünicken, M.V.

- Pensa, D.A. Valencio y J.F. Vilas**, 1987. Cuenca Paganzo. En S. Archangelsky (Ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba:41-100.
- Badalini, G., B. Kneller y C.D. Winker**, 2000. Architecture and processes in the Late Pleistocene Brazos-Trinity turbidite system. Gulf of Mexico Continental slope. En P. Weimer, R.M. Slatt, J. Coleman, J., N.C. Rosen, H. Nelson, A.H. Bouma, M.J. Styzen y D.T. Lawrence (Eds.), *Deep water reservoirs of the world*. Gulf Coast Section, SEPM 20th Annual Research Conference:16-33. Houston.
- Baldis, B.A., M.S. Beresi, O. Bordonaro y A. Vaca**, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología* 4:399-445, Buenos Aires.
- Baldis, B.A., O. Bordonaro, C. Armella, M. Beresi, N. Cabaleri, S. Peralta y H. Bastías**, 1989. La Cuenca Paleozoica inferior de la Precordillera Argentina. En G.A. Chebli y L.A. Spalleti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica N° 6:101-122.
- Bercowski, F. y J.P. Milana**, 1990. Sedimentación glacimarina: nueva interpretación para la Formación Guandacol (Carbonífero) en el perfil de Río Francia, Precordillera central, San Juan. *3º Reunión Argentina de Sedimentología* Actas:37-42, San Juan.
- Bodenbender, G.**, 1896. Dévono y Gondwana en la República Argentina. *Boletín Academia Nacional Ciencias de Córdoba* 15:201-252.
- Bodenbender, G.**, 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 19:1-220.
- Bryn, P., A. Solheim, K. Berg, R. Lein, C.F. Forsberg, H. Hafliðason, D. Ottesen y L. Rise**, 2003. The Storegga Slide complex: repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity. En J. Locat y J. Mienert (Eds.), *Submarine Mass Movements and their Consequences*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands:215-222.
- Bryn, P., K. Berg, C.F. Forsberg, A. Solheim y T.J. Kvalstad**, 2005. Explaining the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology* 22:11-19.
- Césari, S.N. y P.R. Gutierrez**, 2001. Palynostratigraphic study of the Upper Paleozoic central-western Argentinian sequences. *Palynology* 24:113-146.
- 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* 26:159-176.
- Césari, S.N., C.O. Limarino y E.L. Gulbranson**, 2011. An Upper Paleozoic biochronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews* 106:149-160.
- Cuerda, A.**, 1965. Estratigrafía de los depósitos Neopaleozoicos de la Sierra de Maz, Provincia de La Rioja. *Segundas Jornadas Geológicas Argentinas* Actas 3:79-84, Salta.
- Dykstra M., K. Garyfalou, V. Kertznus, B. Kneller, J.P. Milana, M. Molinaro, M. Szuman y P. Thompson**, 2011. Mass-transport deposits: Combining Outcrop studies and seismic forward modeling to understand lithofacies distributions, deformation and their seismic expression. En R.C. Shipp, P. Weimer y H. W. Posamentier (Eds.), *Mass-transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM, Special Publication 96:293-310.
- Fairweather L.**, 2014. *Mechanisms of supra-MTD topography formation and the interaction of turbidity currents with such deposits*. Tesis doctoral, Universidad de Aberdeen, (inérito).
- Fernández Seveso, F., M. Perez, I. Brissón y L. Álvarez**, 1993. Análisis de cuenca: Técnicas aplicadas en la serie carbónica-pérmica del Paganzo. *Boletín de Informaciones Petroleras* 33:77-107.
- Fernández Seveso, F. y A. Tankard**, 1995. Tectonics and stratigraphy of the late Paleozoic Paganzo Basin of western Argentina and its regional implications. En A. Tankard, S. Suarez y H.J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62:285-301.
- Frakes, L.A. y C. Crowell**, 1969. Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Geological Society of America Bulletin* 80:1007-1042.
- Frenguelli, J.**, 1944. Apuntes acerca del Paleozoico Superior del noroeste argentino. *Revista Museo de la Plata Geología* II, 15:213- 65.
- Gamberi, F., M. Rovere y M. Marani**, 2011. Mass-transport complex evolution in a tectonically active margin (Gioia Basin, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Marine Geology* 279: 98-110.
- Gauer, P., T.J. Kvalstad, C.F. Forsberg, P. Bryn y K. Berg**, 2005. The last phase of the Storegga Slide: simulation of retrogressive slide dynamics and comparison with slide-scar morphology. *Marine and Petroleum Geology* 22:171-178.
- Gulbranson, E.L., I. Montañez, M.D. Schmitz, C.O. Limarino, J.L. Isbell, S. Marensi y J.L. Crowley**, 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 122:1480-1498.
- Keidel, H.**, 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 25:75-98.
- Keidel, H. y H.J. Harrington**, 1938. On the discovery of Lower Carboniferous Tillites in the Precordillera of San Juan, Western Argentina. *Geological Magazine* 75:103-129.
- Kneller, B.**, 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. En A.J. Hartley y D.J. Prosser (Eds.), *Characterisation of Deep Marine Clastic Systems*. Geological Society London, Special Publications 94:29-46.
- Kneller, B.C. y W. McCaffrey**, 1999. Depositional effects of flow non-uniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection, and facies variation. *Journal of Sedimentary Research* 69:980-991.
- Kneller, B.C. y C.M. Buckee**, 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents; a review of recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47:62-94
- Kneller, B.C., D.A. Edwards, W.D. McCaffrey y R.M. Moore**, 1991. Oblique reflection on turbidity currents. *Geology* 19:250-252.
- Limarino, C.O. y S.N. Césari**, 1984. Primer registro paleoflorístico de La Formación La Colina (Paleozoico Superior) Cuenca de Paganzo, República Argentina. *Boletim Instituto Geociências*, Universidade de São Paulo 15:32-37.
- Limarino, C.O. y P.R. Gutiérrez**, 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation. New evidence of Carboniferous glaciations in South America. *Journal of South American Earth Sciences* 3:9-20.
- Limarino, C.O., S.N. Césari, L.I. Net, S.A. Marensi, P.R. Gutiérrez 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*

15:445-460.

- Limarino, C., A. Tripaldi, S.A. Marensi y L. Fauqué**, 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 33:205-226.
- Limarino, C.O., S.N. Césari, L.A. Spalletti, A.C. Taboada, J.L. Isbell, S. Geuna y E.L. Gulbranson**, 2013. A paleoclimatic review of Southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research* 25:1396-1421.
- López-Gamundí, O.**, 1997. Glacial-postglacial transition in the Late Paleozoic basins of southern South America. En I.P. Martini (ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes-Quaternary, Carboniferous- Permian, and Proterozoic*. Oxford University Press, New York:147-168.
- López Gamundí, O. y M. Martínez**, 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.
- Lucente, C.C. y G.A. Pini**, 2003. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the Northern Apennines, Italy: a field perspective. *American Journal of Science* 303:565-602.
- Lucente, C.C. y G.A. Pini**, 2008. Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the Oligo-Miocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy. *Basin Research* 20:49-71.
- Marensi, S.A., A. Tripaldi, A.T. Caselli y C.O. Limarino**, 2002. Hallazgo de tillitas sobre el flanco occidental del anticlinal de Agua Hedionda (Provincia de San Juan): evidencias de avances y retrocesos del hielo durante la glaciación gondwánica en la Cuenca Paganzo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57:349-352.
- 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.
- Martín-Merino, G., L.P. Fernández, J.R. Colmenero, J.R. Bahamonde**, 2014. Mass- transport deposits in a Variscan wedge-top foreland basin (Pisuerga area, Cantabrian Zone, NW Spain). *Marine Geology* 356:71-87.
- Meckel, L.D.**, 2011. Reservoir characteristics and classification of sand-prone submarine mass transport deposits. En C. Shipp, P. Weimer y H. Posamentier (Eds.), *Mass-Transport Deposits*. SEPM, Special Publication 96:423-452.
- Milana, J.P. y F. Bercowski**, 1993. Late Paleozoic glaciation in Paganzo Basin, western Argentina: sedimentological evidence. *Compte Rendus XII Congres International Stratigraphie et Geologie du Carbonifere et Permien* 1:325-335.
- Milana, J.P., B. Kneller y M. Dykstra**, 2010. *Mass-transport deposits and gravity flows, syn- to post-glacial Carboniferous basins of western Argentina*. 18th International Sedimentological Congress field guide. International Association of Sedimentologists.
- Nardin, T.R., F.J. Hein, D.S. Gorsline y B.D. Edwards**, 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. En L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. SEPM, Special Publications 27:61-73.
- Pazos, P.**, 1993. Estratigrafía de la secuencia sedimentaria basal aflorante en el cerro Guandacol: su implicancia tectónica y paleoambiental, Sierra de Maz, Prov. de La Rioja, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas* 1:148-156, Mendoza.
- Pazos, P.**, 2002. The Late Carboniferous glacial to postglacial transition: facies and sequence stratigraphy, western Paganzo Basin, Argentina. *Gondwana Research* 5:467-487.
- Piper, D.J.W., C. Pirmez, P.L. Manley, D. Long, R.D. Flood, W.R. Normak y W. Showers**, 1997. Mass transport deposits of the Amazon Fan. En R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (Eds.), *Proceeding ODP, Science Results 155*. College Station (Ocean Drilling Program):109-146.
- Prather, B.E.**, 2000. Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: a case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 17:619-639.
- Puigdomenech, C.G.**, 2014. *The relationship between deltaic and turbidite succession at Cerro Bola (LR -Argentina) and Vidal Ramos (SC - Brazil)*. Tesis de Maestría, Programa pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio Do Sinos, 105 pp. (inédito).
- Ramos, V.A.**, 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11:168-174.
- Richardson, S.E.J., R.J. Davis, M.B. Allen y S.F. Grant**, 2011. Structure and evolution of mass transport deposits in the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Basin Research* 23:702-719
- Salfity, J. y S.A. Gorustovich**, 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo, Paleozoico superior. *Revista Asociación Geológica Argentina* 38:437-453.
- 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 Geophysics Research* 114: B10102, doi: 10.1029/2008JB006159.
- Talling, P., R. Wynn, D. Masson, M. Frenz, B. Cronin, R. Schiebel, A. Akhmetzhanov, S. Dallmeier-Tiessen, S. Benetti, y P. Weaver**, 2007. Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide. *Nature* 450:541-544.
- Teruggi, M., R. Andreis, M. Iñiguez, J. Abait, M. Mazzoni y L. Spalletti**, 1969. Sedimentology of the Paganzo Beds at the Cerro Guandacol, Province of La Rioja. *I Simposio Internacional de Estratigrafía y Paleontología del Gondwana Actas* 2:857-880, Mar del Plata.
- Valdez, V., J.P. Millana, B. Kneller y L. Fairweather**, 2012. Protolito y morfología de un depósito de transporte en masa, Sierra de Maz, La Rioja, Argentina. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología Actas*:219-220, Salta.
- Valdez, V., P.S.G. Paim, P. de Souza y M. di Pasquo**, 2013. Carboniferous deglacial record in Paraná Basin (Brazil) and its analog in Paganzo Basin (Argentina): a comparison between Pennsylvanian and Permian sections. *6th Latin American Congress of Sedimentology Actas en CD*, São Paulo.