

Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis

ISSN 1851-4979

Published by the Asociación Argentina de Sedimentología

ACCEPTED MANUSCRIPT

Conductos de arena (*sand pipes*) como potenciales indicadores de sismicidad en la Formación Casa Grande, Noroeste Argentino

Mario Albertengo, Cecilia Del Papa, Ayelén Lapiana

Received date: 18-09-2023

Accepted date: 08-03-2024

Available online: 17-04-2024

Handling Editor: María Sol Raigemborn

Please cite this article as

Albertengo, M., Del Papa, C., Lapiana, A. (in press). Conductos de arena (*sand pipes*) como potenciales indicadores de sismicidad en la Formación Casa Grande, Noroeste Argentino. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis.

This is a preliminary version of the manuscript accepted for publication in the Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. This version will be revised before final publication. Please note that some errors may be found during the final revision process. The same disclaimers as for printed and final versions apply for this early online version.

Asociación Argentina de Sedimentología

This work is licensed under Creative Commons Attribution-NonCommercial 2.5 Argentina License

Conductos de arena (*sand pipes*) como potenciales indicadores de sismicidad en la Formación Casa Grande, Noroeste Argentino

Albertengo, M.^{1*}, Del Papa, C.², Lapiana, A.³

1 – Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO, CONICET). Universidad Nacional de Salta. Av. Bolivia 5150 (A4400), Salta, Argentina.

2 – Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA, CONICET). Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sarsfield 1699 (X5016GCB), Córdoba, Argentina.

3 – Leopoldshafener Straße 4 (76149), Karlsruhe, Alemania.

*Corresponding author: marioalbertengo@gmail.com

RESUMEN

En depósitos fluviales de la Formación Casa Grande (Eoceno medio; Cordillera Oriental, Jujuy, Argentina) se reconocieron una serie de estructuras de deformación en sedimento blando (*soft-sediment deformation structures (SSDS)*) cuya génesis podría estar asociada a movimientos sísmicos (sismitas). Dicha unidad ha sido vinculada a los primeros estadios de evolución de la cuenca de antepaís andina en la transición entre la Puna y la Cordillera Oriental. El presente trabajo se centra particularmente en describir e interpretar estructuras discordantes a la estratigrafía entendidas como conductos de arena (*sand pipes*) y discutir los procesos vinculados a su formación. Estas estructuras se caracterizan por una morfología de embudo invertido y se destacan por sus dimensiones de escala métrica. Asociadas a los conductos de arena se reconocieron estructuras como laminación disturbada, pilar y plato, diques clásticos y calcos de carga. Considerando los rasgos de las estructuras se interpreta como mecanismos formadores de las mismas los procesos de licuefacción y fluidización. De acuerdo con las características del depósito y de las estructuras, su presencia en intervalos estratigráficos restringidos, la continuidad lateral, la repetición vertical, el contexto geológico y la similitud con estructuras producidas por sismos recientes, se propone eventos sísmicos como el mecanismo desencadenante de la deformación.

Key words: estructuras de deformación en sedimentos blandos, Paleógeno, sismitas, escape de fluidos, Cordillera Oriental

EXTENDED ABSTRACT

Sand pipes as potential indicators of seismicity in the Casa Grande Formation, Northwestern Argentina

Soft-sediment deformation structures (SSDS) develop when sediment, temporarily in a fluid-viscous state, deforms, resulting in the alteration of the original sedimentary structures (Lowe, 1975; Allen, 1982; Owen, 1987; Owen and Moretti, 2011). Deformation can occur rapidly, near the surface, during or after deposition (Allen, 1977; Allen, 1982). The main mechanisms through which a saturated granular material, initially in a solid state, transitions into a fluid-viscous state capable of mobilizing and dragging particles are referred to as liquefaction and fluidization (Lowe, 1975; Allen, 1982). The resulting structures by these processes include convolute bedding, load structures, clastic dikes, disturbed bedding, water escape structures, sand pipes and dish-and-pillar structures (Lowe, 1975; Owen, 1987; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000; Jolly and Lonergan, 2002; Hurst *et al.*, 2003; Schillizzi *et al.*, 2010; Berra and Felletti, 2011; Sánchez *et al.*, 2013). These structures are typically confined within discrete sedimentary layers, bounded by unaltered strata (Lowe, 1975; Hurst *et al.*, 2003).

The mechanisms that induce liquefaction and fluidization processes can be 'external' (allogenic) triggers, such as earthquakes, or 'internal' (autogenic) triggers, such as water waves, rapid sediment deposition, or groundwater movements (Allen and Banks, 1972; Obermeier, 1996; Owen and Moretti, 2011). The characteristics of the SSDS and their context provides insights into the mechanisms that initiated the processes associated with their formation. Furthermore, the stratigraphic distribution of these structures enables the identification of time intervals with recurring or non-recurring triggering agents.

In the Casa Grande Formation (middle Eocene; Eastern Cordillera, Jujuy, Argentina), a suite of sedimentary structures has been described at different scales,

interpreted as responses to contemporaneous tectonic deformation processes along with sedimentation. Among these structures, some have been recognized as products of sediment liquefaction and fluidization processes, as well as progressive folding of the substrate (Montero López *et al.*, 2018). This lithostratigraphic unit, characterized by red to reddish-brown siltstones and sandstones, crops out along the Casa Grande valley, bounded to the east by the Sierra de Mal Paso and to the west by the Espinazo del Diablo in the northern sector of the Argentine Eastern Cordillera and its transition to the Puna region (Fig. 1). An intraformational unconformity (Figs. 1c, 2), led to propose a new subdivision into: Casa Grande I and Casa Grande II sequences (Montero López *et al.*, 2018). The aim of this contribution is to present a comprehensive description and interpretation of specific discordant structures identified as sand pipes, within the Casa Grande II sequence (Figs. 3, 4). Additionally, we aim to discuss potential geological processes and factors that may have led to their formation.

The sand pipes occur within two sand beds and are characterized by a vertical or subvertical disposition that cross-cut the depositional bedding. They exhibit an inverted funnel geometry in side view and tabular in plan view and are notable for their dimensions, which span from 0.72 to 2.10 m at each analyzed level, exhibiting consistent lateral distribution (Figs. 4, 5). The internal material of the structures is the same as that of the host rock, and based on their characteristics, two distinct zones can be identified (Figs. 5, 6, 7): a) central zone: corresponds to the internal part of the structures, characterized by medium-sized sands exhibiting a massive structure and, b) marginal zone: outer layer composed of finely laminated sandy material and, in some cases areas with finer material, displaying either a distinct vertical lamination or minor disturbances with folding features (Fig. 6).

Considering the characteristics of the structures, the mechanism responsible for their formation are interpreted as liquefaction and fluidization. Similar attributes observed in other deposits are interpreted as the consequence of forceful upward water fluidization and dewatering from underlying induced by overpressurization (*e.g.*, Chan *et al.*, 2019; Espinoza *et al.*, 2020). The fluid injection occurs as pressurized water is discharged from the lower layers, fluidizing the sediments and the area around them, in multiple points, along its upward path (Draganits *et al.*,

2003; Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2019; Fig. 8a). The development of a central and marginal zone is interpreted as a result of a flow velocity gradient during the injection (Ross *et al.*, 2011, 2014; Fig. 8b). The presence of a marginal zone is consistent with shear between the fluidized flow and the surrounding sediment (Deynoux *et al.*, 1990; Draganits and Janda, 2003; Draganits *et al.*, 2003; Chan *et al.*, 2019) which induced grain alignment parallel with the direction of the flow; on the other hand, the central zone is massive which is consistent with high flow velocities (Fig. 8c).

Among the potential triggers for these processes a seismic event is interpreted following the criteria proposed by Owen and Moretti (2011). These criteria include vertical repetition, lateral continuity, morphology comparable with structures formed by recent earthquakes and the geological context (*i.e.*, proximity to faults).

Key words: soft-sediment deformation structures, Paleogene, seismites, water escape, Eastern Cordillera

INTRODUCCIÓN

Las estructuras de deformación en sedimentos blandos (*soft-sediment deformation structures (SSDS)*) se desarrollan en sedimentos no consolidados, saturados con agua y bajo condiciones de sobrepresurización (Lowe, 1975; Allen, 1982; Owen, 1987; Owen y Moretti, 2011). En estas condiciones el material en un estado fluido-viscoso puede desplazarse y transportar partículas en su movimiento, alterando las estructuras primarias. Estos procesos se conocen como licuefacción y fluidización (Lowe, 1975; Allen, 1982). La deformación puede ocurrir de manera rápida, durante la depositación o posterior a ésta, cerca de la superficie (Allen, 1977, 1982).

Entre las *SSDS* más frecuentes se reconocen conductos de arena (*sand pipes*), diques clásticos (*clastic dikes*), volcanes de arena (*sand volcanoes*), plato y pilar (*dish and pillar*), bola y almohada (*ball and pillow*), intrusiones plásticas, pliegues y material homogeneizado (Lowe, 1975; Owen, 1987, Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000;

Jolly y Lonergan, 2002; Hurst *et al.*, 2003; Schillizzi *et al.*, 2010; Berra y Felletti, 2011; Sánchez *et al.*, 2013).

Ciertos factores intrínsecos al sedimento, como así también el contexto estratigráfico y geológico, determinan la susceptibilidad del mismo a desarrollar los procesos de licuefacción y fluidización (Owen y Moretti, 2011). Dentro de los factores intrínsecos, se encuentra la granulometría; los sedimentos en el rango limo grueso a arena mediana son los más susceptibles (Tsuchida y Hayashi, 1971; Moretti *et al.*, 1999). Otro factor que interviene es la porosidad o densidad relativa del sedimento, debido a que una densidad relativa baja y una alta relación de vacíos o porosidad aumentan la susceptibilidad (Obermeier *et al.*, 2005). En cuanto al contexto estratigráfico y geológico, la existencia de barreras de permeabilidad favorece las condiciones para la sobrepresurización del nivel saturado con agua; mientras que la presión litostática sobre dicho nivel, influye en la resistencia al corte del material. De este modo, cuanto mayor sea la presión, mayor será la resistencia y por ende, menor el potencial de licuefacción (Obermeier, 1996).

Para que los procesos de licuefacción y fluidización tengan lugar debe existir un mecanismo desencadenante (*triggering agent*). Estos mecanismos pueden ser alogénicos (*e.g.*, sismos) o autogénicos (*e.g.*, fenómenos gravitacionales, flujos de detritos), actuando durante o inmediatamente posterior a la depositación (Allen y Banks, 1972; Obermeier, 1996; Owen y Moretti, 2011). La descripción en detalle de las estructuras de deformación y el contexto proporcionan información sobre los mecanismos que desencadenan los procesos vinculados a su formación. La distribución estratigráfica de los niveles portadores de estas estructuras permite, además, identificar la recurrencia o no del agente (Owen y Moretti, 2011).

La Formación Casa Grande (Eoceno medio) ha sido vinculada a los primeros estadios de evolución de la cuenca de antepaís andina en la transición entre la Puna y la Cordillera Oriental (Boll y Hernández, 1986; Coutand *et al.*, 2001). Montero López *et al.* (2018) han descrito una serie de estructuras sedimentarias a distintas escalas que fueron interpretadas en respuesta a procesos de deformación contemporánea con la sedimentación. Entre estas estructuras se encuentran algunas reconocidas como producto de procesos de licuefacción y de fluidización del

sedimento. Sin embargo, dentro del conjunto de estructuras estudiadas por estos autores no se analizaron en detalle estructuras del orden métrico que cortan la estratificación.

El objetivo de esta contribución es revisar en detalle y reinterpretar algunas de las estructuras previamente descritas como diques clásticos y brechas autoclásticas por Montero López *et al.* (2018) en la Formación Casa Grande II. La geometría y características sedimentológicas permiten asignarlas a escapes de fluidos que desarrollan conductos de arena (*sand pipes*) del orden métrico. Asimismo, se pretende discutir sobre los posibles procesos y factores geológicos que podrían haber ocasionado su formación. El reconocimiento de estos mega-escapes de fluidos puede contribuir a su identificación en otras cuencas sometidas a procesos de paleosismicidad.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en el sector norte de la Cordillera Oriental (Turner y Mon, 1979), próxima a la transición con la Puna (Fig. 1a). La Cordillera Oriental se caracteriza por una serie de serranías subparalelas y altitudinalmente escalonadas, siendo las de mayor altura las ubicadas hacia el oeste. El levantamiento de estas serranías está vinculado a fallas inversas de doble vergencia con participación del basamento proterozoico-cámbrico en la deformación compresiva de lámina gruesa (Mon, 1976; Grier *et al.*, 1991; Mon y Drozdowski, 1999).

El basamento de la región está comprendido por metasedimentitas de la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico-Cámbrico Inferior), en discordancia sobreyacen los depósitos de cuarzo-arenitas del Grupo Mesón (Cámbrico) y en discordancia sobre este grupo yace el Grupo Santa Victoria (Ordovícico), constituido por cuarcitas y fangolitas. Durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior se produjo la intrusión de plutones graníticos como el Granito Aguilar, Abra Laite y Fundición (Zappettini, 1989; Cristiani *et al.*, 2005; Insel *et al.*, 2012).

En discordancia sobre las unidades anteriores se apoyan los depósitos del rift del Grupo Salta, constituido por sedimentos clásticos continentales y carbonáticos

marinos (Salfity y Marquillas, 1994; Monaldi *et al.*, 2008). Con la estructuración de una cuenca de antepaís se depositaron en discordancia los depósitos continentales correspondientes a la Formación Casa Grande (Fernández *et al.*, 1973; Montero López *et al.*, 2018), asignada al Eoceno medio. Por encima de esta unidad y en pasaje transicional se encuentra la Formación Río Grande del Mioceno medio (Siks y Horton, 2011; Lapiana *et al.*, 2023), en paraconformidad se apoya la Formación Pisungo (Plioceno; González *et al.*, 2004; Siks y Horton, 2011). Finalmente, completan la columna en discordancia los depósitos de la Formación Mal Paso de edad Plio-Pleistocena (Pingel *et al.*, 2013; Fig. 2).

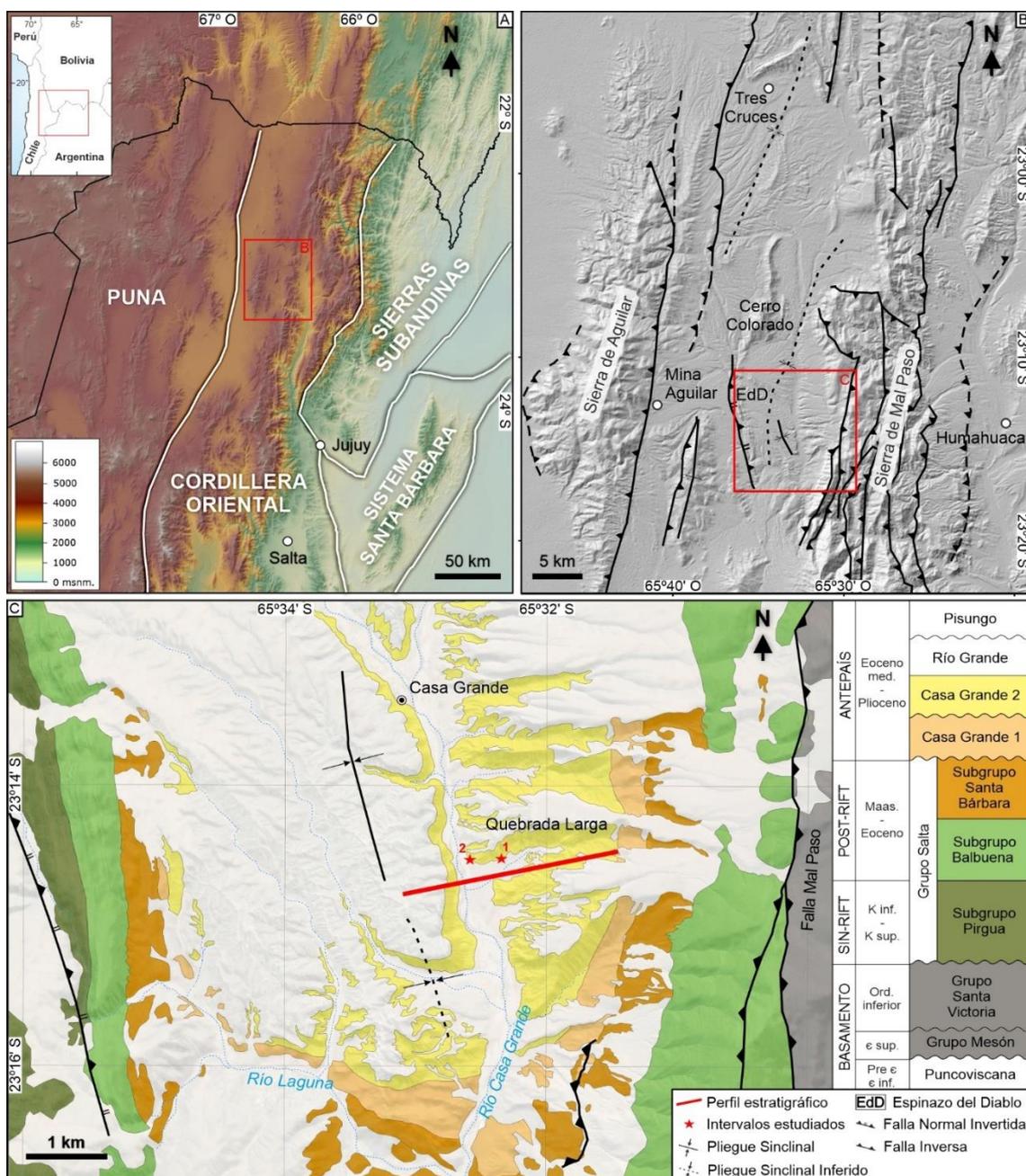


Figura 1. Área de estudio. **a)** Localización del área de estudio (recuadro rojo) en el contexto de la provincia geológica de la Cordillera Oriental. **b)** Estructuras en el área del depocentro de Tres Cruces-Casa Grande. Valle de Casa Grande en el recuadro rojo (modificado de Montero López *et al.*, 2018). **c)** Mapa geológico del valle de Casa Grande (modificado de Montero López *et al.*, 2018).

Figure 1. Study area **a)** Location map of study area (red box) in the Eastern Cordillera context. **b)** Structures in the Tres Cruces-Casa Grande depocenter. Casa Grande valley in the red box (modified from Montero López *et al.*, 2018). **c)** Geological map of the Casa Grande valley (modified from Montero López *et al.*, 2018).

El conjunto de evidencias termocronológicas, paleoclimáticas, estratigráficas y estructurales (Insel *et al.*, 2012; Lopez Steinmetz y Galli, 2015; Montero Lopez *et al.*, 2018; Henríquez *et al.*, 2020; Tapia *et al.*, 2023) permite interpretar el desarrollo de un antepaís fragmentado para la transición Puna-Cordillera Oriental desde el Eoceno-Oligoceno. La deformación compresiva condujo a la inversión de fallas normales cretácicas y la generación de fallas inversas de doble vergencia, favorecida por las heterogeneidades del basamento (Mon *et al.*, 1996; Monaldi *et al.*, 2008). En contraste, Ramos y Folguera (2009) plantean que el avance de la deformación alcanzó la transición Puna-Cordillera Oriental entre los 18 y 12 Ma como consecuencia de un escenario de subducción horizontal (*Puna flat-slab*).

La Formación Casa Grande yace en discordancia sobre los depósitos de la Formación Lumbrera del Grupo Salta y tiene un espesor aproximado de 800 m, se encuentra expuesta a lo largo del valle de Casa Grande y forma parte del sinclinal de Mal Paso o Casa Grande (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1998; Montero López *et al.*, 2018). El valle de Casa Grande está delimitado hacia el oeste por el corrimiento Espinazo del Diablo (Kley *et al.*, 2005; Monaldi *et al.*, 2008) y hacia el este por un sistema de fallas, entre ellas, la falla de Mal Paso, que forman la sierra homónima (Fig. 1b, c). Una discordancia intraformacional dio lugar a la subdivisión de esta unidad en dos unidades: Casa Grande I y Casa Grande II (Montero López *et al.*, 2018; Figs. 1c, 2).

La Formación Casa Grande I está constituida por una sucesión de limolitas arenosas a limolitas arcillosas de un color rojo oscuro anaranjado, con esporádicas intercalaciones de limolitas verdosas y areniscas finas y un espesor promedio de 160 m (Montero López *et al.*, 2018; Lapiana, 2021). La asociación de facies sugiere

un ambiente depositacional transicional entre una llanura fangosa vegetada con lagunas temporarias (Montero Lopez *et al.*, 2018; Tapia *et al.*, 2023).

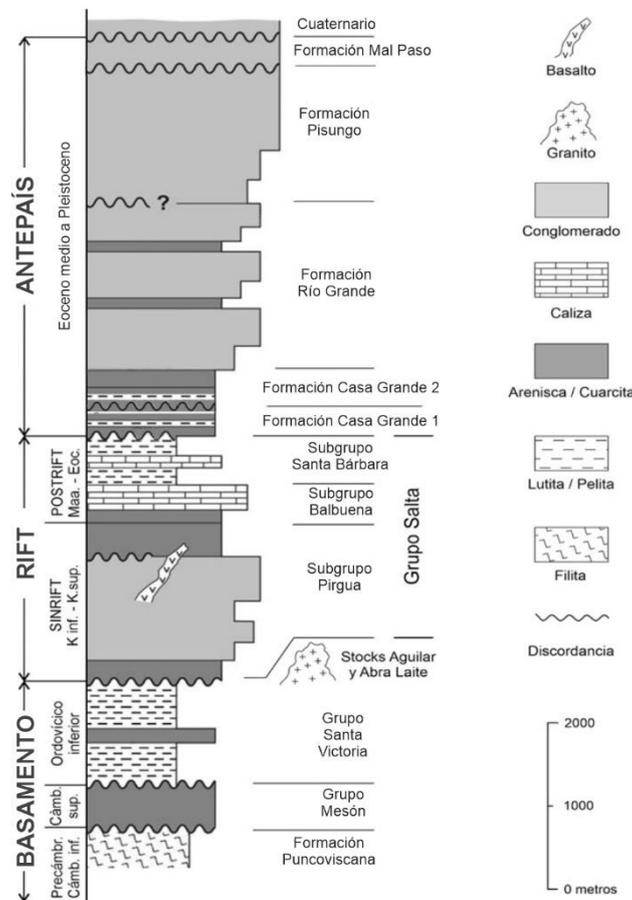


Figura 2. Cuadro estratigráfico de la cuenca de Tres Cruces-Casa Grande (modificado de Monaldi *et al.*, 2008).

Figure 2. Stratigraphic chart of the Tres Cruces-Casa Grande basin (modified from Monaldi *et al.*, 2008).

La Formación Casa Grande II está constituida por una sucesión grano-creciente que alcanza los 700 m compuesta por limolitas a limolitas arcillosas de color rojo claro intercaladas con capas de areniscas medianas a conglomerádicas de color rojo pálido. La asociación de facies indica ríos de alta sinuosidad asociado a depósitos limo-arcillosos de llanura de inundación (Montero López *et al.*, 2018; Lapiana, 2021).

Diversos autores acotan la edad de la Formación Casa Grande I al Eoceno medio a partir de registros fósiles de mamíferos (Deraco *et al.*, 2008; Herrera *et al.*, 2012; Deraco, 2013; Bond y López, 2014). Deraco *et al.* (2008) y Deraco (2013)

propusieron que la Formación Casa Grande es equivalente a la Formación Quebrada de los Colorados, aflorante en el sur de la Cordillera Oriental (Valles Calchaquíes) y datada en 37.6 ± 1.2 Ma (Carrapa *et al.*, 2011). Siks y Horton (2011) le asignan una edad eocena superior a oligocena a la sucesión aflorante en el valle de Cianzo, ubicado a 40 km al este del área de estudio. En ausencia de otros indicadores se asume esta edad para los afloramientos en el valle de Casa Grande.

METODOLOGÍAS

Se seleccionaron dos intervalos estratigráficos de interés en la Formación Casa Grande II (Figs. 1c, 3), donde se reconocen los mega-escapes, motivo de esta contribución. El primero ubicado a 180 m de la base ($23^{\circ} 14' 26.68''$ S - $65^{\circ} 32' 9.10''$ O; Fig. 3a) y el segundo ubicado estratigráficamente a 370 m de la base ($23^{\circ} 14' 30.43''$ S - $65^{\circ} 32' 34.00''$ O; Figs. 3b, c). En cada uno se procedió a la realización de columnas estratigráficas de detalle (banco a banco) separadas lateralmente entre sí por 15 m aproximadamente, en las que se determinaron la geometría de los cuerpos de roca y litologías. Para la medición de las secciones se utilizó báculo de Jacob, cinta métrica y brújula estructural tipo Brunton.

Se reconocieron y describieron estructuras sedimentarias primarias, producto de las condiciones del flujo y secundarias, producto de las condiciones post-depositacionales, entre las que se encuentran las estructuras de deformación en sedimentos blandos (*soft-sediment deformation structures (SSDS)*). Las mismas se documentaron mediante fotografías y mosaicos fotográficos junto a esquemas interpretativos. Específicamente en las estructuras de deformación de interés la descripción incluyó la morfología, orientación (dirección e inclinación), relación con la estratificación, tipo de márgenes y dimensiones (altura, espesor y en algunos casos el largo). Para esto último se utilizó como referencia las dimensiones de diques clásticos planteadas por Jolly y Lonergan (2002). Se recolectaron muestras de areniscas medianas en distintas posiciones de las estructuras para la realización de estudios petrográficos, entre los que se prestó especial interés a la fábrica. Para evaluar e interpretar los potenciales eventos desencadenantes de los procesos de deformación se siguieron los criterios planteados por Owen y Moretti (2011).

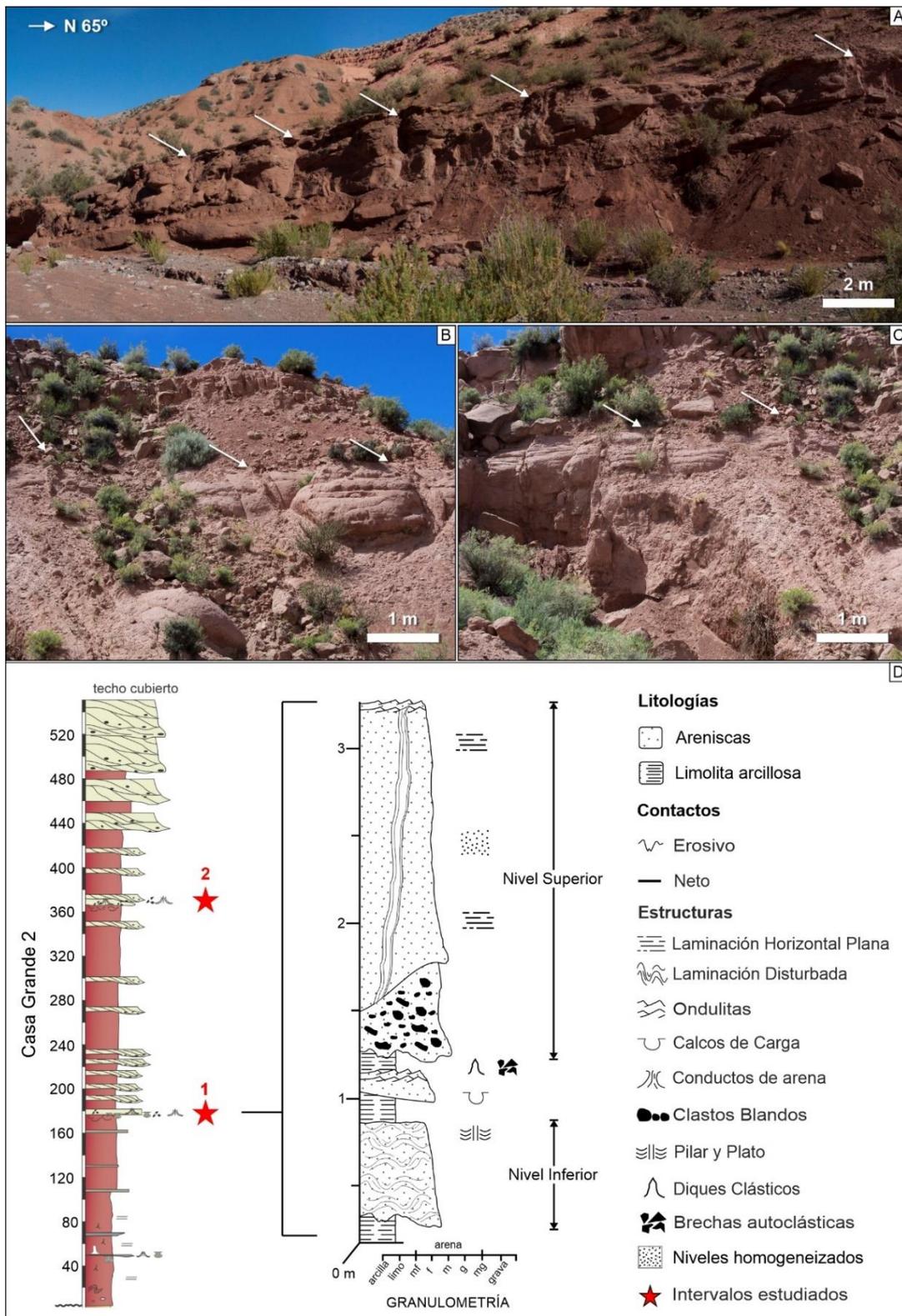


Figura 3. Intervalos sedimentarios estudiados. **a)** Afloramiento del intervalo 1. Las flechas blancas indican estructuras discordantes verticales. **b)** y **c)** Afloramiento del intervalo 2. Las flechas blancas indican estructuras discordantes verticales. **d)** Perfil estratigráfico de detalle del intervalo 1 y posición de ambos intervalos en la Formación Casa Grande II (modificado de Montero López *et al.*, 2018)

Figure 3. Studied sedimentary intervals. **a)** Outcrops of interval 1. White arrows indicate vertical discordant structures. **b)** and **c)** Outcrops of interval 2. White arrows indicate vertical discordant structures. **d)** Sedimentary log of interval 1 and position of both intervals in the Casa Grande II Formation (modified from Montero López *et al.*, 2018).

RESULTADOS

Descripción sedimentológica de los niveles con estructuras de deformación

Intervalo estratigráfico 1. Está caracterizado por una sucesión de bancos de areniscas medianas, intercalados con depósitos de materiales limo-arcillosos, cuyo espesor aflorante varía entre 3,20 y 5,50 m (Fig. 3d). Este intervalo se lo puede seguir lateralmente por 53 m de manera continua.

A continuación, se describirán en detalle los estratos de areniscas debido a que preservan y muestran claramente las estructuras de interés.

El estrato basal consiste en un cuerpo de areniscas medianas, de color rojizo pálido, con geometría lenticular, base cóncava e irregular y techo plano. El espesor varía desde un máximo de 1,27 m a un mínimo de 0,4 m. Internamente, presenta laminación cruzada planar de bajo ángulo en la parte inferior que pasa a laminación disturbada o bien, lateralmente a maciza. Hacia el tope pasa a laminación irregular y estructuras en pilar y plato.

El nivel de arenisca superior está formado por una serie de cuerpos superpuestos de areniscas medianas de color rojizo pálido, con un espesor de 5,5 m, los cuales presentan estructuras sedimentarias similares entre sí. El conjunto de cuerpos tiene geometría tabular, sin embargo, individualmente presentan geometría lenticular. El techo es plano y la base irregular recubierta por clastos pelíticos subredondeados a redondeados con tamaños variables entre 2 y 8 cm.

Las estructuras sedimentarias presentes se reconocen lateralmente a lo largo de todo el nivel. Se identifican laminación horizontal marcada y en menor medida difusa. Además, se reconoce laminación disturbada, la cual afecta a gran parte del nivel que lateral o verticalmente puede pasar a una estructura maciza. Hacia el techo

predominan ondulitas asimétricas, aunque localmente presenta laminación disturbada.

Lateralmente, y a intervalos regulares de aproximadamente 2 m, se observan estructuras discordantes verticales y subverticales (Fig. 4a, b). Las mismas poseen bordes netos y definidos truncando la laminación horizontal presente (Fig. 4c, d).

Intervalo estratigráfico 2. Está caracterizado por una sucesión de bancos de areniscas intercalados con depósitos de material limo-arcilloso (Fig. 3b, c). Los niveles de areniscas corresponden a cuerpos de areniscas medianas de color rojizo pálido de geometría tabular, con bases irregulares y techos planos definidos, con espesores medidos entre 1,60 y 1,85 m. En general dichos cuerpos presentan internamente laminación horizontal marcada, y por sectores difusa. En este nivel, se observan estructuras discordantes verticales a subverticales, espaciadas regularmente cada 2 m aproximadamente, similares a las descritas para el intervalo sedimentario 1 (Fig. 4e, f).

Conductos de arena de escala métrica (*Sand pipes*)

Son estructuras discordantes dispuestas verticales a subverticales con respecto a la estratificación, labradas en areniscas. Presentan geometría de embudo invertido en corte vertical, mientras que en planta tienen geometría tabular con bordes netos rectilíneos (Fig. 4). En general los contactos con la roca huésped son netos, planos y rectos, y en algunos casos son curvos e irregulares (Figs. 5, 6).

Las estructuras poseen alturas entre los 0,7 m hasta los 2,1 m, con anchos desde 0,02 m a 0,2 m. El material interno que la forma es el mismo que el de la roca circundante. En la mayoría de los casos es de aspecto macizo y homogéneo, no obstante, en otros casos se observó laminación horizontal, normal a los márgenes, o vertical, paralela a los márgenes, y en menor medida distorsionada con repliegues internos en algunos sectores (Figs. 5, 6).



Figura 4. Estructuras discordantes verticales. **a)** y **b)** Vista de las estructuras en el intervalo 1. Las flechas blancas indican las estructuras en estudio. En el recuadro blanco una de las estructuras que se muestra en detalle en la Fig. 4c. **c)** Detalle de una estructura con su morfología en embudo invertido en corte transversal. **d)** Vista en planta de las estructuras en el techo del nivel dónde se observa la geometría tabular con bordes rectilíneos. **e)** Vista de las estructuras en el intervalo 2. Las flechas blancas indican las estructuras en estudio. En el recuadro blanco una de las estructuras que se muestra en detalle en la Fig. 4f. **f)** Detalle de una estructura con su morfología en embudo invertido en corte transversal.

Figure 4. Vertical discordant structures. **a)** and **b)** Structures in the interval 1. White arrows indicate the structures under study. In the white box, one of the structures shown in detail in Fig. 4c. **c)** Detail of the structure in a side view, inverted funnel geometry. **d)** Plant view of the structures on the bed top, tabular geometry with straight edges is observed. **e)** Structures in the interval 2. White arrows indicate the structures under study. In the white box, one of the structures shown in detail in Fig. 4f. **f)** Detail of the structure in a side view, inverted funnel geometry.

De acuerdo a las características que presentan estas estructuras pueden distinguirse dos zonas (Figs. 5, 6, 7): a) Zona central: corresponde a la parte interna de las estructuras, por lo general se encuentra limitada por planos marcados paralelos; está integrada por areniscas medianas macizas, no obstante, en ocasiones se observó laminación paralela o perpendicular a los márgenes (Figs. 5a, b, 6). b) Zona marginal: capa externa que posee una laminación marcadamente vertical, paralela a los márgenes de las paredes limitantes o bien disturbada con pliegues centimétricos (Fig. 6); si bien no se observa en todos los márgenes o se presenta de manera grosera, la misma trunca la laminación horizontal de la roca afectada o bien tiene una transición gradual (Fig. 7a); está constituida por material arenoso finamente laminado y en algunos casos presenta sectores de granulometría más fina, arcilloso, de color más oscuro, que se interdigita con el material predominantemente arenoso (Fig. 7b); en ciertos sectores este material arcilloso se extiende entre el material de mayor granulometría y forma ramificaciones, con espesores inferiores al 0,01 m y hasta 0,05 m de largo.

En casos particulares se observó la presencia de estructuras similares en características, pero de dimensiones menores (Fig. 5b). Donde el afloramiento lo permitía se realizaron observaciones de la vista en planta de estas estructuras y se procedió a medir el largo aparente en algunos de los conductos y confirmar la orientación de los mismos (Fig. 4d).

Los anchos, medidos en corte vertical, varían entre un mínimo de 0,02 m hasta un máximo de 0,23 m, con una media de 0,09 m. Más del 80% de los anchos medidos están comprendidos entre los 0,02 m y los 0,15 m. A lo largo de la extensión el ancho medido varía, por lo general, disminuye hacia el tope de la estructura y da lugar a la forma de embudo invertido.

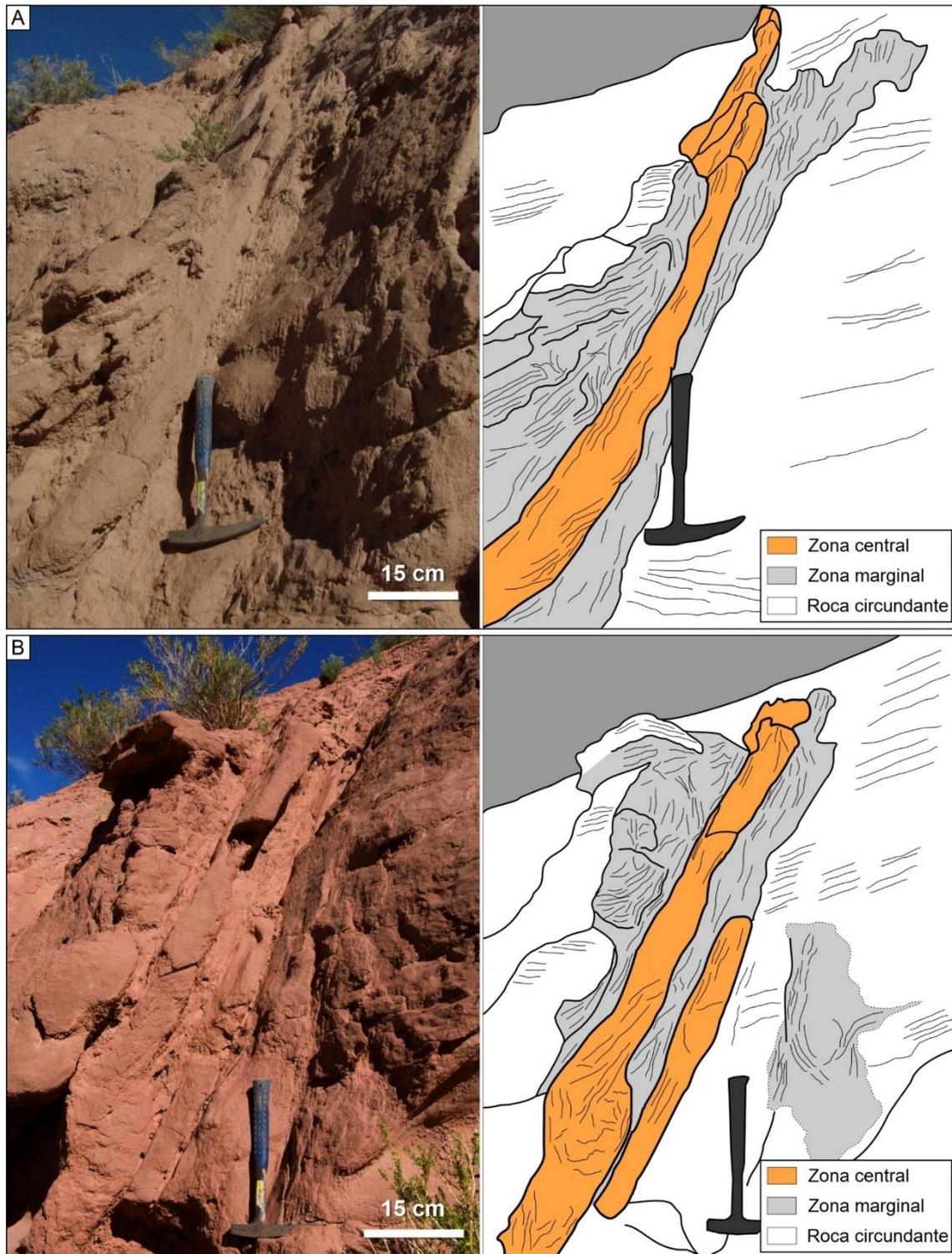


Figura 5. Conductos de arena. **a)** Corte transversal de un conducto e interpretación de la estructura con sus zonas. **b)** Corte transversal de un conducto principal y conducto secundario asociado e interpretación de la estructura.

Figure 5. Sand pipes. **a)** Side view of a pipe and structure zones interpretation. **b)** Side view of principal pipe and an associated secondary pipe and structure interpretation.

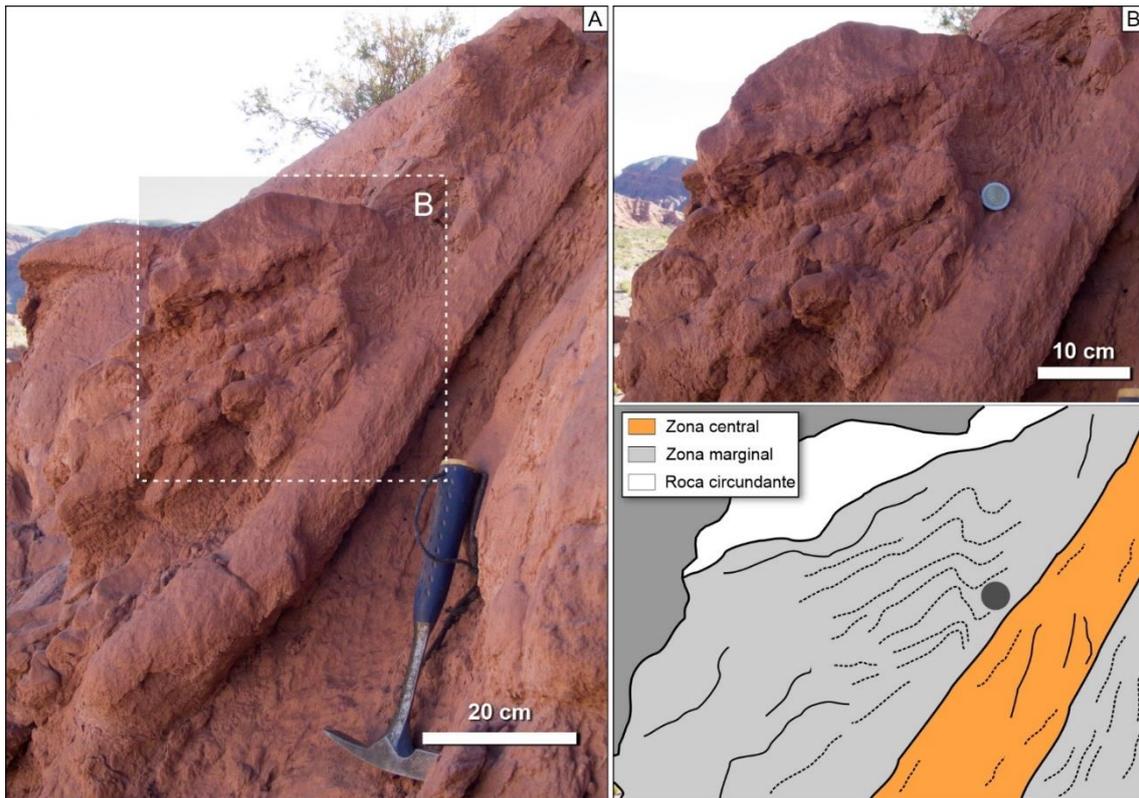


Figura 6. Conducto de arena y zonas. **a)** Zona central con estructura homogénea y zona marginal con laminación vertical y disturbada. En el recuadro blanco detalle de las zonas que se muestra en la Fig. 6b. **b)** Detalle de la zona marginal, laminación vertical paralela a los márgenes de la zona central y disturbada e interpretación debajo.

Figure 6. Sand pipe and zones. **a)** Central zone with homogeneous structure and marginal zone with vertical and disturbed lamination. In the white box, detail of the zones shown in Fig. 6b. **b)** Detail of marginal zone, vertical lamination parallel to the central zone borders and disturbed lamination, interpretation below.

Las alturas pudieron ser medidas en su totalidad, con excepción de algunos casos en que se encontraban cubiertas o mal preservadas. Varían entre un mínimo de 0,72 m y un máximo de 2,10 m, con una media de 1,52 m. El 70% de las alturas están comprendidas entre los 0,87 m y los 1,98 m.

Dadas las características del afloramiento solamente se pudo medir el largo de tres estructuras. Si bien, son largos aparentes el dato contribuye a tener una idea a la dimensión de las estructuras en general. Dos estructuras tienen un largo de 1,60 m y la restante de 5,47 m.



Figura 7. Zona marginal del conducto. **a)** Detalle de zona marginal con laminación vertical (derecha) y la roca circundante con laminación horizontal (izquierda). Línea roja marca el límite entre la zona marginal y la roca circundante, líneas punteadas blancas indican la laminación en la zona marginal. **b)** Detalle de zona marginal con material fino interdigitado con material arenoso (líneas punteadas blancas) con laminación vertical.

Figure 7. Pipe marginal zone. **a)** Vertical lamination on marginal zone (right) and horizontal lamination on the host rock (left). The red line marks the boundary between the marginal zone and the surrounding rock, while white dashed lines indicate the lamination in the marginal zone. **b)** Detail of marginal zone, vertical lamination of fine sediments interdigitated with sandy sediments (white dashed lines).

Cada estructura vertical se encuentra separada lateralmente de otra a razón de 1,90 a 2 m a lo largo del rumbo. Se estimó una frecuencia de 4 estructuras cada 10 m de afloramiento aproximadamente.

Interpretación. Los rasgos de estas estructuras son consistentes con las características descritas en otros depósitos e interpretadas como resultado del proceso de escape de fluidos por sobrepresurización, forzados a migrar verticalmente hacia la superficie (*e.g.*, Chan *et al.*, 2019; Espinoza *et al.*, 2020). El

fluido proveniente de intervalos sedimentarios infrayacentes, asociados a un nivel freático alto, fluidiza en su movimiento ascendente al material granular suprayacente en múltiples puntos (Draganits *et al.*, 2003; Wheatley *et al.*, 2016; Chan *et al.*, 2019). La inyección del fluido sucede a medida que el agua sobrepresurizada es descargada desde las capas inferiores, fluidiza los sedimentos y las zonas aledañas a estos a lo largo de su trayecto ascendente (Fig. 8 a, b).

La identificación de una zona interna y externa ha sido interpretada como producto de un gradiente en la velocidad del flujo durante la trayectoria (Ross *et al.*, 2011, 2014). El desarrollo de la zona marginal responde a la cizalla existente entre el flujo y el sedimento que lo rodea, lo que también induce a la reorganización interna de los granos con el alineamiento del material paralelo a la dirección del movimiento del fluido (Deynoux *et al.*, 1990; Draganits y Janda, 2003; Draganits *et al.*, 2003; Chan *et al.*, 2019; Figs. 8c, d, e). El contacto gradacional entre esta zona marginal y el sedimento circundante inalterado se explica por la disminución paulatina de la velocidad del flujo en dirección a la capa huésped (Ross *et al.*, 2011, 2014). Mount (1993) asocia a la zona marginal o halo a fluidización parcial de la roca afectada en los márgenes de los conductos. El aspecto macizo de la zona central sería el resultado de un régimen de flujo elevado y representa la etapa más joven de la inyección, mientras que la existencia de una laminación incipiente respondería a disipaciones en la presión del fluido (Chan *et al.*, 2019). A su vez, la presencia de material arcilloso en la zona marginal responde al cese del flujo. Estos materiales se acumulan a medida que el agua fluye, arrastra los granos finos fuera de la trayectoria principal debido a un gradiente de presión entre el conducto y el sedimento que lo rodea. La acumulación de finos sella los poros y evita el flujo radial del fluido hacia los lados del conducto y estabiliza la morfología vertical del mismo (Ross *et al.*, 2011; Fig. 8b). En las secciones delgadas (Figs. 8c, d, e), se observa una disminución del tamaño de grano desde la zona central (Fig. 8c) a la zona marginal (Fig. 8e), indicativo de una disminución del régimen de flujo desde el centro hacia los bordes. Además, se destaca la acumulación de material arcilloso en los espacios entre los granos en la muestra de la zona marginal (Fig. 8e).

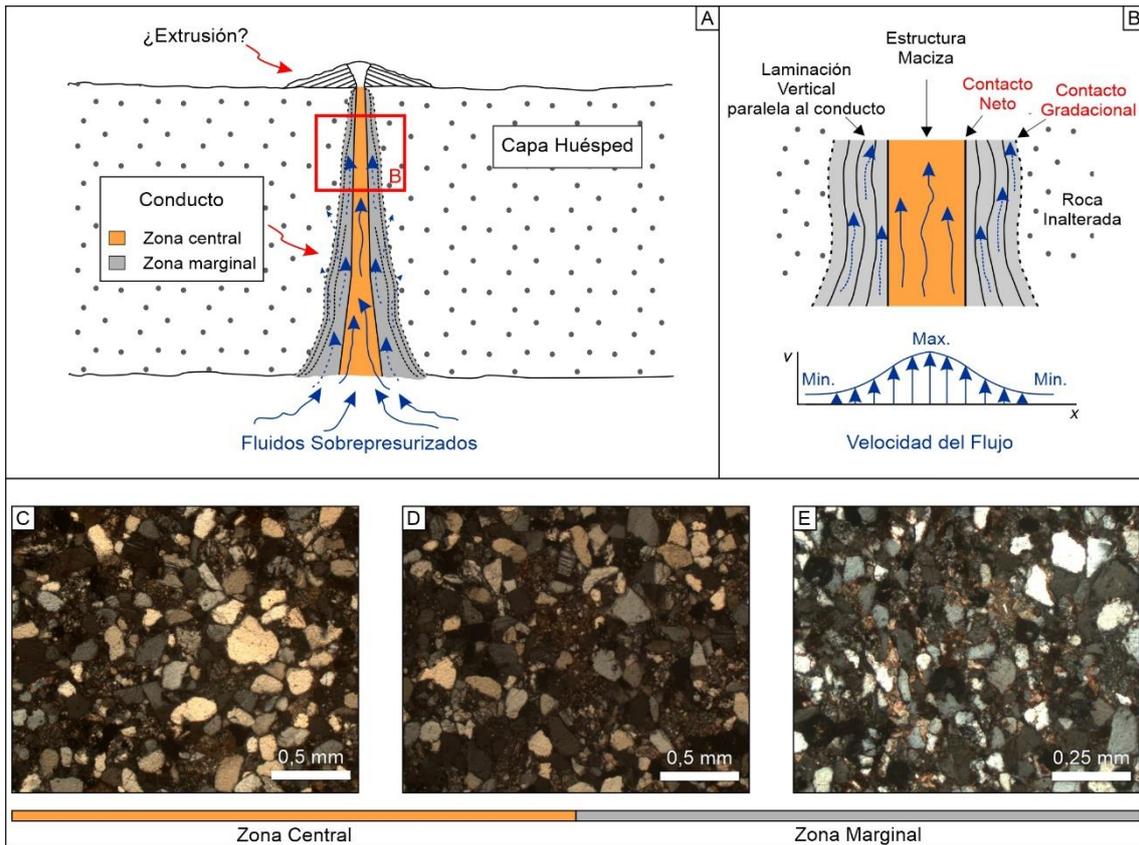


Figura 8. Formación de los conductos de arena y sus zonas. **a)** Modelo interpretativo de la formación de los conductos de arena con sus respectivas zonas a partir de fluidos sobrepresurizados. En el recuadro rojo detalle de las zonas que se muestra en la Fig. 8b. **b)** Características de las zonas y su relación con la velocidad de flujo (Ross *et al.* 2011, 2014). **c)** Sección delgada a nicols cruzados de la zona central del conducto (x5). **d)** Sección delgada a nicols cruzados del límite entre zona central y marginal (x5). **e)** Sección delgada a nicols cruzados de la zona marginal (x10). Nótese la reducción del tamaño de grano, disposición vertical incipiente y presencia de material fino.

Figure 8. Sand pipes formation and their zones. **a)** Interpretive model for sand pipes formation and their zones by overpressurized fluids. In the red box, detail of the zones shown in Fig. 8b. **b)** Characteristics of the zones and their relationship with flow velocity (Ross *et al.* 2011, 2014). **c)** Thin sections under cross polarized light of the central zone (x5). **d)** Thin sections under cross polarized light of the boundary between the central and marginal zones (x5). **e)** Thin sections under cross polarized light of the marginal zone (x10). Note the reduction in grain size, incipient vertical disposition, and presence of fine material.

La morfología y tamaño de los conductos responden a condiciones ambientales e hidrológicas específicas y en menor medida a controles texturales y litológicos (Chan *et al.*, 2019). En un sedimento granular homogéneo (arena mediana) los conductos tenderán a desarrollar una forma cilíndrica como la más efectiva para dispersar la energía. En presencia de anisotropías, como estructuras preexistentes

que direccionen el movimiento del fluido, los conductos tendrán formas planares o curvilíneas (Hurst *et al.*, 2011). Esto sería consistente con el desarrollo de una morfología planar hacia los márgenes de la zona central y el patrón de orientaciones que presentan los conductos observados.

Lowe y Lopiccolo (1974) y Lowe (1975) denominan pilares (*pillars*) o pilares Tipo B (*Type B pillars*) a zonas de arenas homogéneas vinculadas genéticamente con procesos de fluidización, que se disponen verticalmente, con límites rectos, sinuosos o irregulares y no están relacionadas con estructuras de plato (*dish*). Autores como Bezerra *et al.* (2005) y Foix *et al.* (2008) entre otros, documentan este tipo de estructuras las cuales presentan una geometría de embudo o de “V”, dimensiones del orden métrico, con bordes netos y que curvan hacia abajo la estratificación de la roca circundante. Los escapes de fluidos descritos en este trabajo presentan características (geometría de embudo invertido, presencia de zonas interna y externa, laminación cóncava hacia arriba) que difieren de las observadas en las estructuras tipo pilar; por el contrario, coinciden con las descritas para los conductos de arena en los trabajos de Ross *et al.* (2011, 2014), Chan *et al.* (2019) y Espinoza *et al.* (2020).

Estructuras de deformación en sedimentos blandos asociadas a las estructuras de conductos de arena (*sand pipes*)

Más allá de la existencia de estructuras de deformación en la Formación Casa Grande II en otros intervalos estratigráficos y localidades ya mencionados en Montero López *et al.* (2018), en este apartado sólo se describirán las estructuras presentes en los dos intervalos específicos (Intervalo 1 y 2). El objetivo es brindar sustento a la interpretación de los conductos de arena con respecto al origen y a la discusión general.

Laminación disturbada (*Disturbed lamination*). Areniscas medianas con laminación que ocurre de manera crenulada irregular y curvada manteniendo la continuidad lateral de cada lámina. Algunas láminas se pliegan en ángulos muy cerrados (<10°), como así también en ángulos abiertos de 80° a 90°. Estos pliegues no presentan un patrón regular, muchas veces se encuentran aislados o muy próximos entre sí (Fig. 9). Observada en el nivel inferior y en gran parte del nivel

superior del intervalo 1, en general se la encuentra asociada a estructura maciza, como así también próxima y asociada a los conductos de arena.

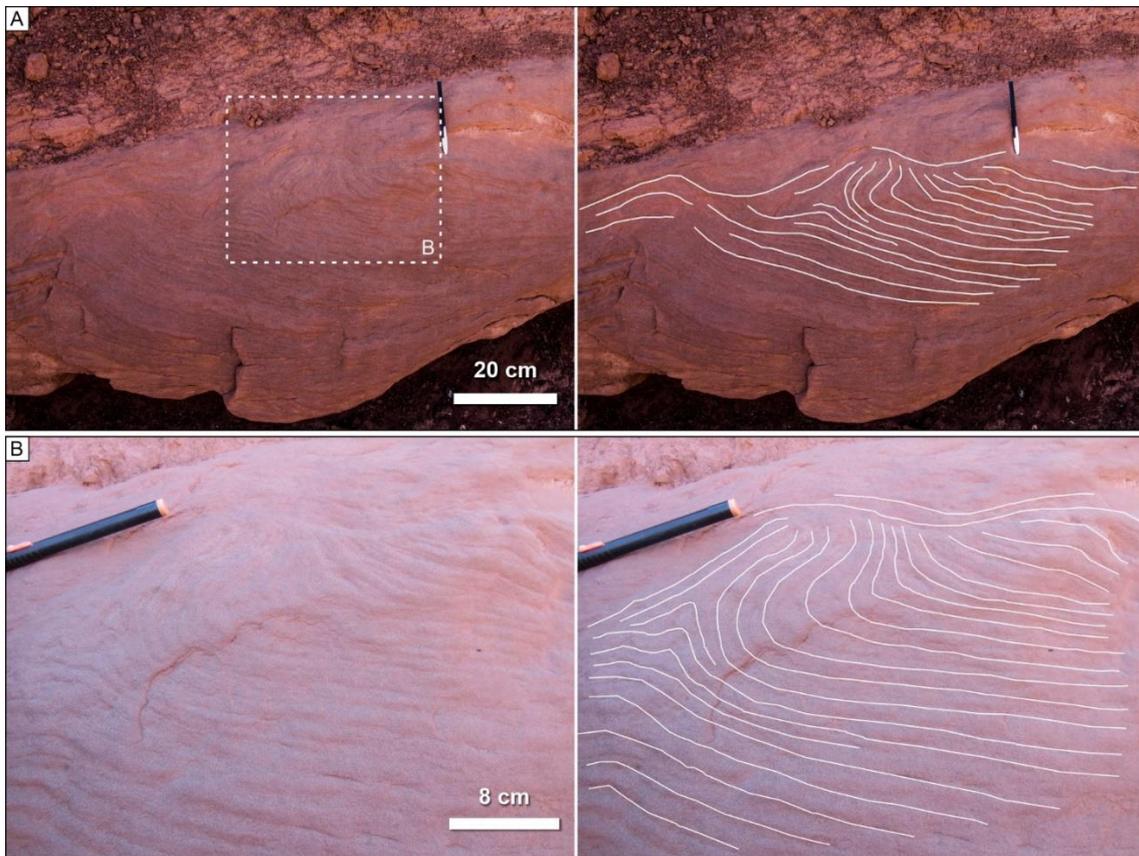


Figura 9. Estructuras de deformación. **a)** Laminación disturbada presente en el nivel inferior. En el recuadro blanco detalle de la laminación que se muestra en la Fig. 9b. Líneas blancas indican la laminación. **b)** Detalle de la laminación disturbada. Líneas blancas indican la laminación.

Figure 9. Deformation structures. **a)** Disturbed lamination in the lower bed. In the white box, detail of the lamination shown in Fig. 9b. White lines indicates lamination. **b)** Detail of disturbed lamination. White lines indicate lamination.

Interpretación. Este tipo de estructuras se desarrollan cuando el material, en estado sólido, pasa a estado líquido-viscoso y adquiere un comportamiento hidrolástico, provocando que la laminación primaria se deforme conservando la continuidad lateral, sin obliteración de las mismas (Lowe, 1975). Esta estructura puede desarrollarse por diferentes mecanismos (Frey *et al.*, 2009; Gladstone *et al.*, 2018), cizalla por pendiente post-depositacional, cizalla sin-depositacional o por escapes de agua, en la cual el sedimento fluidizado asciende arrastrando partículas en su camino. En ausencia de elementos que sugieran la presencia de una pendiente

significativa, se interpreta su génesis por escape de fluidos después de una notable reducción de la resistencia al corte del material (Owen, 1987). Diversos autores (Allen, 1977; Owen, 1995; Rossetti, 1999) suponen que las mismas están vinculadas a procesos de licuefacción y fluidización y la concomitante expulsión de fluidos porales.

Pilar y plato (*Dish and pillar*). Areniscas medianas que presentan laminación con geometría cóncava separadas por areniscas macizas o con laminación difusa dispuestas transversalmente con respecto a la estratificación (Fig. 10a, b). Cada estructura posee longitudes y amplitudes en el orden de los 0,015 m a 0,02 m. Los márgenes se observan fuertemente curvados y adquieren una disposición vertical, formando picos. El espacio entre cada estructura es del orden de los 0,5 cm, está caracterizado por un aspecto macizo u homogéneo, con geometría tabular vertical a subvertical. Este tipo de estructura se ha observado hacia el techo del nivel inferior del intervalo 1.

Interpretación. Las características descritas anteriormente sugieren que estas estructuras estuvieron vinculadas a procesos de compactación gradual y el escape de fluidos causados por la depositación rápida de sedimento. Es decir, su formación se produce inmediatamente posterior a la sedimentación de la capa licuefactada (Lowe, 1975). Las estructuras tipo plato suelen originarse durante la expulsión gradual de fluidos donde los mismos se ven forzados a migrar siguiendo trayectos horizontales entre capas semipermeables hasta que la presión de los mismos es la suficiente para seguir trayectorias verticales y deforman la laminación en su movimiento (Reineck y Singh, 1980). Vinculadas a estas estructuras se encuentran asociados los pilares que se desarrollan por la migración de fluidos siguiendo trayectos verticales columnares o planares, que homogenizan el material interno de la estructura y deforman la laminación hacia los márgenes (Lowe y LoPiccolo, 1974; Owen, 1987; Bezerra *et al.*, 2005; Neuwerth *et al.*, 2006; Foix *et al.*, 2008).

Diques clásticos (*Clastic dikes*). Cuerpo de arenisca mediana de 0,18 m de largo y 0,05 m de ancho que se dispone de manera discordante con respecto a la estratificación, y se aloja en materiales limo-arcillosos. Internamente no presenta estructuras visibles, de aspecto macizo (Fig. 10c, d). La parte inferior se encuentra

conectada a un estrato de arenisca (nivel inferior). Asimismo, las pelitas hospedantes se observan, en partes, brechadas y disturbadas (Fig. 10d).

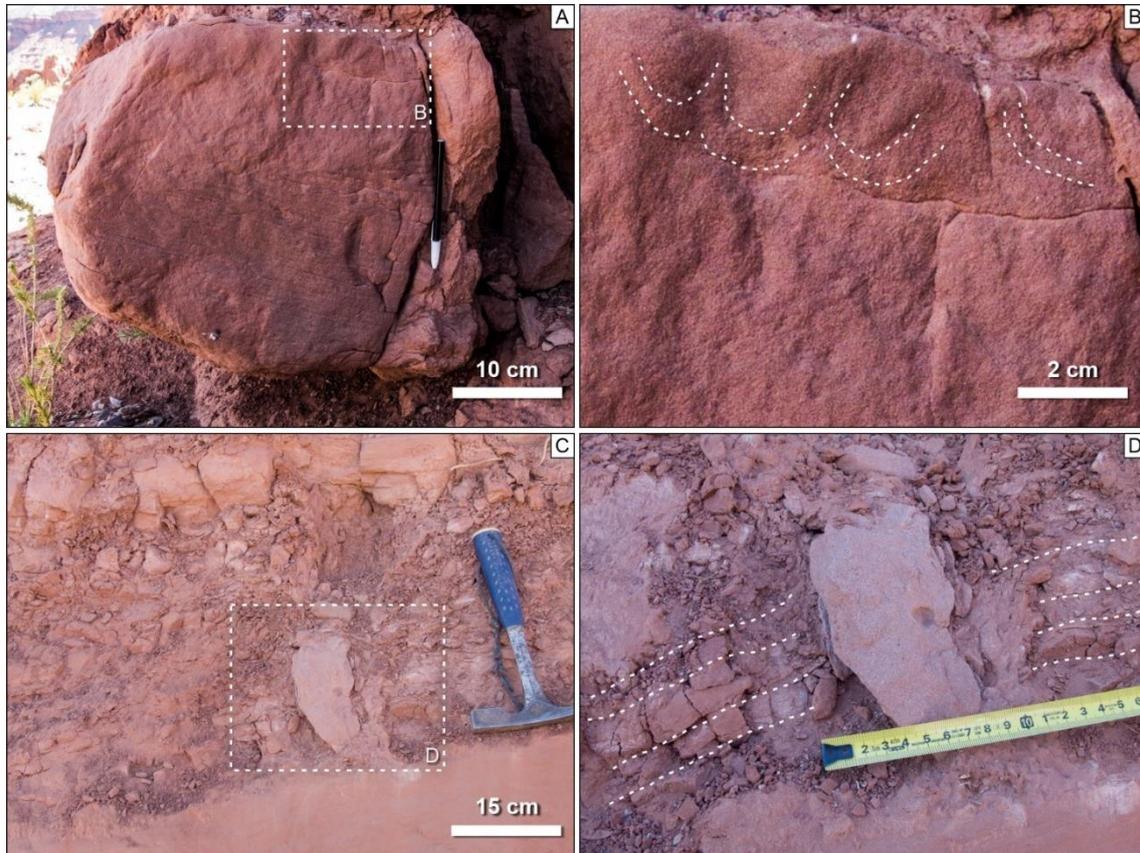


Figura 10. Estructuras deposicionales y de deformación. **a)** Laminación cruzada, intervalo homogéneo, estructuras tipo pilar y plato. En el recuadro blanco detalle de las estructuras que se muestran en la Fig. 10b. **b)** Detalle de estructura tipo pilar y plato. Líneas blancas indicando la laminación en las estructuras tipo plato. **c)** Dique clástico intruyendo en los depósitos limo-arcillosos. En el recuadro blanco detalle del dique clástico que se muestra en la Fig. 10d. **d)** Detalle del dique clástico y la laminación de los depósitos limo-arcillosos. Líneas blancas indican la laminación de los depósitos limo-arcillosos.

Figure 10. Depositional and deformation structures. **a)** Cross lamination, massive structure, dish and pillar structure. In the white box, detail of the structures shown in Fig. 10b. **b)** Detail of dish and pillar structure. White lines indicating lamination in dish structures. **c)** Clastic dike within clay-silt deposits. In the white box, detail of the clastic dike shown in Fig. 10d. **d)** Detail of clastic dike and clay-siltstone lamination. White lines indicate the lamination of the clay-silt deposits.

Interpretación. La generación de este tipo de estructuras estaría vinculado a fracturación hidráulica e inyección de material arenoso (Obermeier *et al.*, 2005). La presión de fluidos en una capa se incrementa si se encuentra limitado por barreras de permeabilidad, como pueden representar capas de material pelítico (Obermeier

et al., 2005; Hurst *et al.*, 2011). De esta manera, la presión alcanza valores mayores respecto a la resistencia al corte de la capa superior y fractura hidráulicamente a la misma. El sedimento saturado es fluidizado debido a la generación de un gradiente de presión entre la capa y la superficie, provocando el arrastre de las partículas e inyección en un material hospedante (Lowe, 1975; Hurst *et al.*, 2011).

Calcos de carga (*Load cast*). Consisten en una serie de estructuras formadas por cuerpos globulares cóncavos hacia arriba de arenisca que penetran capas pelíticas infrayacentes. La mayoría son asimétricos con uno de los limbos más tendido y el eje inclinado hacia el oeste-suroeste. Estas estructuras se encuentran presentes de manera discreta en la base de un cuerpo de arenisca del intervalo 1.

Interpretación. Estas estructuras se forman por procesos de licuefacción en sedimentos con densidades diferentes, en el cual el gradiente de densidad está invertido y, por lo tanto, es inestable (Neuwerth *et al.*, 2006). Debido a esta inestabilidad el material del nivel superior de mayor densidad desciende e intruye el nivel inferior de menor densidad, deformándose en el proceso (Reineck y Singh, 1980). El mecanismo de licuefacción del material inferior se desencadena por la acción de fuerzas gravitacionales que vencen la resistencia al corte del material o bien por la acción de esfuerzos de corte generados por un *shock* sísmico (Obermeier, 1996; Montenat *et al.*, 2007). La particularidad de presentar asimetría de manera regular sugiere que, además de la fuerza gravitacional existió una componente lateral de corte que indica el movimiento de los materiales suprayacentes (Moretti *et al.*, 2001; Owen, 2003).

DISCUSIÓN

Mecanismos de deformación

Los mecanismos responsables para la formación de los conductos de arena y de las *SSDS* asociadas a estos pueden inferirse e interpretarse de acuerdo a las características que presentan y al contexto geológico y estratigráfico en el que se encuentran. Evidencias tales como: 1) se presentan en dos intervalos discretos en la sucesión sedimentaria; 2) morfología de embudo invertido, con desarrollo de zonas

central y marginal y reordenamiento de los granos con generación de laminación interna paralela a los márgenes; y 3) su asociación con estructuras de deformación en sedimentos blandos, indicarían su formación inmediatamente posterior a la depositación. Estas evidencias descartan la génesis de los conductos durante la exhumación.

Los niveles identificados con deformaciones, en ambos intervalos, corresponden a areniscas medianas y se encuentran limitados en base y techo por estratos de limolitas arcillosas que conforman una barrera de permeabilidad para el escape de fluidos. Este factor favorece el aumento de la presión de fluidos y desencadena la licuefacción de los depósitos y fluidización (Obermeier *et al.*, 2005).

El potencial de licuefacción decrece con el incremento de la presión confinante, por ende, los procesos se llevan a cabo a profundidades menores a 5 m y con un nivel piezométrico elevado (Obermeier, 1996). En nuestro caso, la fluidización se canalizó a través de trayectorias definidas que dieron lugar a la formación de conductos de arena discretos entre materiales inalterados. Es probable, que se hayan generado eyecciones de material en superficie, sin embargo, no se observaron dado que presentan muy bajo potencial de preservación (Obermeier, 1996; Obermeier *et al.*, 2005; Hurst *et al.*, 2011).

Las estructuras de deformación presentes en el intervalo sedimentario 1 pueden clasificarse en activas o pasivas (Allen, 1982; Moretti, 2000). Las activas documentan los procesos de licuefacción completa (homogeneización) y fluidización del nivel, lo que evidencia un comportamiento fluido-viscoso del material. El desarrollo de las estructuras pasivas, como fluidización localizada, está condicionado por los procesos de licuefacción y fluidización que afectaron a otro nivel.

En el caso del intervalo estratigráfico 1, puede interpretarse que el nivel inferior sufrió licuefacción completa y fluidización, mientras que el nivel superior estuvo afectado por fluidización localizada y parcial hacia los márgenes de los conductos. Asumiendo estos procesos, puede suponerse que al momento de la deformación el nivel inferior estaba saturado completamente mientras que el nivel superior probablemente haya estado parcialmente saturado.

Eventos desencadenantes

Los procesos de licuefacción y fluidización pueden estar relacionados a diferentes eventos naturales y es necesario contrastar las diferentes evidencias para identificar el potencial desencadenante. Entre ellos, se reconocen factores autocíclicos y otros alocíclicos. Los eventos autocíclicos, como la sobrecarga de sedimentos y carga diferencial, son comunes en sistemas fluviales asociados a depósitos de eventos de inundación, rápidos desbordes o colapso de las orillas (Alfaro *et al.*, 2002; Montecat *et al.*, 2007). La interpretación del conjunto de facies sugiere un ambiente depositacional de baja topografía (Montero López *et al.*, 2018; Lapiana, 2021), lo cual descarta el desarrollo de deformación en pendientes inducida por la gravedad como evento desencadenante para la génesis de los conductos de arena. A su vez, las estructuras de deformación de escala decimétrica podrían estar vinculadas en menor medida a procesos de desbordes propios del sistema fluvial (Moretti y Sabato, 2007).

Diversos autores (Lopez Steinmetz y Galli, 2015; Montero Lopez *et al.*, 2018; Henríquez *et al.*, 2020; López Steinmetz *et al.*, 2020; Montero López *et al.*, 2020; Lapiana *et al.*, 2023) sugieren que la cuenca de la Formación Casa Grande estaba sometida a procesos de deformación tectónica. Específicamente en la zona de estudio Montero López *et al.* (2018) proponen la depositación de esta unidad contemporánea con la formación del sinclinal de Mal Paso (Fig. 1c). Por consiguiente, se evalúa un origen sísmico (evento alocíclico) como mecanismo desencadenante.

Siguiendo los criterios para determinar el origen sísmico propuesto por Owen y Moretti (2011), se evaluaron: 1) continuidad lateral: los depósitos estudiados se encuentran deformados sistemáticamente a lo largo del rumbo en las secciones expuestas; 2) intervalos deformados restringidos: los dos niveles identificados se encuentran limitados por capas sin deformación lo que sugiere eventos de deformación discretos seguidos por periodos de estabilidad relativa; y 3) repetición vertical: los intervalos estudiados con estructuras de escapes de fluidos presentan características y orientaciones similares, los mismos están separados estratigráficamente por 190 m en el sitio de estudio (Fig. 3). Complementariamente

Montero López *et al.* (2018) y Lapiana (2021) describen estructuras de deformación (*e.g.*, diques clásticos) en otras posiciones estratigráficas en la misma sección y también en otros sectores de la cuenca de la Formación Casa Grande II; 4) morfologías comparables con estructuras formadas por licuefacción en sismos recientes: Hanks *et al.* (1992), Obermeier *et al.* (2005), Bastin *et al.* (2013) y Gihm *et al.* (2018) describen una serie de estructuras de deformación originadas por licuefacción tras sismos recientes similares a las descritas en este trabajo. Asimismo, Espinoza *et al.* (2020) describen conductos de arenas con morfologías similares desarrollados en areniscas eólicas miocenas en la región austral de la Cordillera Oriental; 5) proximidad a fallas: 5 km hacia el este de los afloramientos en estudio se encuentra la falla inversa de Mal Paso con vergencia hacia el oeste (Mon *et al.*, 1996), la cual se interpreta como una de las fallas responsables de la formación del sinclinal de Mal Paso. Este pliegue se interpretó como de sincrecimiento relacionado a la sedimentación de la Formación Casa Grande II (Montero López *et al.*, 2018).

CONCLUSIONES

En los depósitos fluviales de la Formación Casa Grande II se han reconocido diversas estructuras de deformación en sedimentos blandos (*SSDS*) vinculadas con procesos de licuefacción y fluidización. En particular, se identificaron dos intervalos estratigráficos compuestos por niveles arenosos con estructuras verticales a subverticales con morfología de embudo invertido. Estas estructuras, se interpretan como conductos de arena (*sand pipes*), generados por escape de fluidos producidos por la sobrepresurización, migración vertical y consecuente fluidización parcial y canalizada del material suprayacente. Los conductos de arena destacan por sus dimensiones, las que en cada nivel estudiado oscilan entre 0,72 y 2,10 m y se distribuyen lateralmente a espacios regulares.

En base a una serie de criterios como la continuidad lateral, repetición vertical, proximidad a fallas y morfologías comparables con estructuras formadas por licuefacción en sismos recientes se interpreta un origen sísmico como evento desencadenante de los procesos genéticos.

Agradecimientos. A la comunidad de Casa Grande por la hospitalidad y por permitirnos trabajar en la zona, al CICTERRA-UNC por brindar los laboratorios y al técnico Maximiliano Medina por su ayuda y al Dr. Patricio Payrola por las sugerencias y discusiones brindadas. Este trabajo fue financiado por el proyecto PIP 1666, CONICET responsable Dra. Cecilia del Papa. Los autores agradecen al Dr. Nicolas Foix y a un revisor anónimo por las sugerencias realizadas que contribuyeron a mejorar esta contribución. Asimismo, se agradece a los editores de la revista Dra. María Sol Raigemborn y Dr. José I. Cuitiño.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alfaro, P., Delgado, J., Estevez, A., Molina, J. M., Moretti, M. y Soria, J. M. (2002). Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, Southern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 91, 505–513. doi: <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0241-z>
- Allen, J. R. L. (1977). The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society*, 134(1), 19–31. doi: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.1.0019>
- Allen, J. R. L. (1982). *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis. Developments in Sedimentology*. Elsevier.
- Allen, J. R. L. y Banks, N. L. (1972). An Interpretation and Analysis of Recumbent Folded Deformed cross Bedding. *Sedimentology*, 19(3–4), 257–283. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1972.tb00024.x>
- Bastin, S. H., Quigley, M. C., Bassett, K., y Green, R. A. (2013). *Characterisation of modern and paleo-liquefaction features in eastern Christchurch, NZ following the 2010-12 Canterbury earthquake sequence* [Resumen en congreso]. 19th NZGS Geotechnical Symposium, Queenstown, New Zealand.
- Berra, F. y Felletti, F. (2011). Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): stratigraphic significance. *Sedimentary Geology*, 235(3–4), 249–263. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.08.006>
- Bezerra, F. H. R., da Fonseca, V. P., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F. P. y Saadi, A. (2005). Liquefaction induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology*, 76(3–4), 191–208. doi: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.007>
- Boll, A. y Hernández, R. (1986). Interpretación estructural del área de Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3(7), 2–14.

- Bond, M. y López, G. M. (2014). Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 32(3), 301–309. <https://www.ameghiniana.org.ar/index.php/ameghiniana/article/view/2284>
- Carrapa, B., Trimble, J. y Stockli, D. (2011). Patterns and timing of exhumation and deformation in the eastern cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 30(3). doi: <https://doi.org/10.1029/2010TC002707>
- Chan, M. A., Hasiotis, S. T. y Parrish, J. T. (2019). Enigmatic clastic pipe swarms and implications for fluidization dynamics in aeolian deposits. *Sedimentology*, 66(2), 513–535. doi: <https://doi.org/10.1111/sed.12491>
- Coutand, I., Cobbold, P., de Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E., y López Gamundi, O. (2001). Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics*, 20(2), 210–234. doi: <https://doi.org/10.1029/2000TC900031>
- Cristiani, C., Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R. y Villa, I. M. (2005). Petrology of Late Jurassic - Early Cretaceous Tusaquillas and Abra Laite-Aguilar Plutonic complexes (Central Andes, 23°05`S–66°05`W): a comparison with the rift-related magmatism of NW Argentina and E Bolivia. En P. Comin-Chiaramonti y C. Barros Gomez (Eds), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform* (pp. 213–241). Editora da Universidade de Sao Paulo.
- Deraco, M. V. (2013). *Los leontínidos (Mammalia, Notoungulata) del Eoceno del Noroeste Argentino. Relaciones filogenéticas, implicancias cronológicas y aspectos tafonómicos* [Tesis Doctoral no publicada]. Universidad Nacional de Tucumán.
- Deraco, M. V., Powell, J. E. y López, G. (2008). Primer leontínido (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbrera (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta-Paleógeno) del Noroeste argentino. *Ameghiniana*, 45(1), 83–91.
- Deynoux, M., Proust, J. N., Durand, J. y Merino, E. (1990). Water-transfer cylindrical structures in the Late Proterozoic eolian sandstones in the Taoudeni Basin, West Africa. *Sedimentary Geology*, 66(3–4), 227–242. doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90061-W](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90061-W)
- Draganits, E., Grasseman, B. and Schmid, H. P. (2003). Fluidization of pipes and spring pits in a Gondwana barrier-island environment: groundwater phenomenon, paleo-seismicity or a combination of both. En A. J. Maltman, y C. K. Morley (Eds.), *Subsurface Mobilization* (pp. 109–121). Geological Society of London, Special Publication 216. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.08>
- Draganits, E. y Janda, C. (2003). Subaqueous artesian springs and associated spring pits in a Himalayan Pond. *Boreas*, 32(2), 436–442. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01096.x>
- Espinoza, N., Melchor, R. N. y del Papa, C. (2020). Sand pipes in eolian deposits as recorders of Andean deformation in the Miocene Angastaco Formation, northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, Article 102730. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102730>
- Fernández, J., Bondesio, P. y Pascual, R. (1973). Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbrera (Eoceno, Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas,

- paleoecológicas y paleozoogeográficas. *Ameghiniana*, 10(2), 152–172. Recuperado a partir de <https://www.ameghiniana.org.ar/index.php/ameghiniana/article/view/1409>
- Foix, N., Paredes, J. M. y Giacosa, R. E. (2008). Paleo-earthquakes in passive margin settings, an example from the Paleocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 205(1–2), 67–78. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.002>
- Frey, S. E., Gingras, M. K., y Dashtgard, S. E. (2009). Experimental studies of gas-escape and water-escape structures: mechanisms and morphologies. *Journal of Sedimentary Research*, 79(11), 808–816. doi: <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.087>
- Gihm, Y. S., Kim, S. W., Ko, K., Choi, J. H., Bae, H., Hong, P. S., Lee, Y., Lee, H., Jin, K., Choi, S., Kim, J. C., Choi, M. S., y Lee, S. R. (2018). Paleoseismological implications of liquefaction-induced structures caused by the 2017 Pohang earthquake. *Geosciences. Journal*, 22(6), 871–880. doi: <https://doi.org/10.1007/s12303-018-0051-y>
- Gladstone, C., McClelland, H. L., Woodcock, N. H., Pritchard, D., y Hunt, J. E. (2018). The formation of convolute lamination in mud-rich turbidites. *Sedimentology*, 65(5), 1800–1825. doi: <https://doi.org/10.1111/sed.12447>
- González, M. A., Tchilinguirian, P., Pereyra, F., Ramallo, E. y González, O. E. (2004). *Hoja Geológica 2366-IV Ciudad de Libertador General San Martín, provincias de Jujuy y Salta, escala 1:250.000* (Boletín 274). Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.
- Grier, M., Salfity, J. A. y Allmendinger, R. W. (1991). Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4), 351–372. doi: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90007-8)
- Hanks, T. C. (1992). Small earthquakes, tectonic forces. *Science*, 256(5062), 1430–1432. doi: [10.1126/science.256.5062.1430](https://doi.org/10.1126/science.256.5062.1430)
- Henríquez, S., DeCelles, P. G., Carrapa, B., Hughes, A. N., Davis, G. H. y Alvarado, P. (2020). Deformation history of the Puna plateau, Central Andes of northwestern Argentina. *Journal of Structural Geology*, 140, 104133. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104133>
- Herrera, C. M., Powell, J. y del Papa, C. (2012). Un nuevo Dasypodidae (Mammalia, Xenarthra) de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 49(2), 267–271. doi: [https://doi.org/10.5710/AMGH.v49i2\(502\)](https://doi.org/10.5710/AMGH.v49i2(502))
- Hurst, A., Cartwright, J. A. y Duranti, D. (2003). Fluidization structures produced by upward injection of sand through a sealing lithology. En P. Van Rensbergen, R. R. Hillis, A. J. Maltman y C. K. Morley (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization* (pp. 123–137). Geological Society of London, Special Publication 216. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.09>
- Hurst, A., Scott, A. y Vigorito, M. (2011). Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, 106(3–4), 215–246. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.02.004>
- Insel, N., Grove, M., Haschke, M., Barnes, J. B., Schmitt, A. K. y Strecker, M. R. (2012). Paleozoic to early Cenozoic cooling and exhumation of the basement underlying the eastern Puna plateau margin prior to plateau growth. *Tectonics*, 31(6). doi: <https://doi.org/10.1029/2012TC003168>

- Jolly, R. J. H. y Lonergan, L. (2002). Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 605–617. doi: <https://doi.org/10.1144/0016-764902-025>
- Kley, J., Rosello, E., Monaldi, C. y Habighorst, B. (2005). Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. *Tectonophysics*, 399(1–4), 155–172. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.020>
- Lapiana, A. (2021). *Evolución de los sistemas fluviales en la región de antepaís Paleocena–Neógena en la región de Sierra Aguilar – Tres Cruces, Noreste Argentino* [Tesis Doctoral no publicada]. Universidad Nacional de Córdoba.
- Lapiana, A., Petrinovic, I. A., del Papa, C. E., Montero López, C. y Brod, J. A. (2023). Intra-basin Early Miocene volcanism at the Northern Puna-Eastern Cordillera boundary, province of Jujuy, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 130, 104581. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104581>
- López Steinmetz, R. L. y Galli, C. I. (2015). Hydrological change during the Pleistocene-Holocene transition associated with the Last Glacial Maximum-Altithermal in the eastern border of Northern Puna. *Andean Geology*, 42(1), 1–19. Recuperado a partir de <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173936233001>
- López Steinmetz, R. L., Salvi, S., Sarchi, C. y Santamans, C. (2020). Lithium and brine geochemistry in the salars of the Southern Puna, Andean plateau of Argentina. *Economic Geology*, 115(5), 1079–1096. doi: <https://doi.org/10.5382/econgeo.4754>
- Lowe, D. R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22(2), 157–204. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x>
- Lowe, D. R. y LoPiccolo, R. D. (1974). The Characteristics and Origins of Dish and Pillar Structures. *Journal of Sedimentary Research*, 44(2), 484–501.
- Mon, R. (1976). The structure of the eastern border of the Andes in northwestern Argentina. *Geologische Rundschau*, 65, 211–222. doi: <https://doi.org/10.1007/BF01808464>
- Mon, R. y Drozdowski, G. (1999). Estructura doble vergente en los Andes del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(1), 3–8.
- Mon, R., Mena, R. y Amengual, R. (1996). Plegamiento cenozoico del basamento proterozoico de la Cordillera Oriental del norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(3), 213–223.
- Monaldi, C. R., Salfity, J. A. y Kley, J. (2008). Preserved extensional structures in an inverted Cretaceous rift basin, northwestern Argentina: Outcrop examples and implications for fault reactivation. *Tectonics*, 27(1). doi: <https://doi.org/10.1029/2006TC001993>
- Montenat, C., Barrier, P., Philippe, Ott D'estevou P. y Hibsich, C. (2007). Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196(1–4), 5–30. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.004>
- Montero López, C., del Papa, C., Hongn, F., Strecker, M. R. y Aramayo, A. (2018). Synsedimentary broken-foreland tectonics during the Paleogene in the Andes of NW Argentina: new evidence from

- regional to centimeter-scale deformation features. *Basin Research*, 30(1), 142–159. doi: <https://doi.org/10.1111/bre.12212>
- Montero López, C., Hongn, F., López Steinmetz, R. L., Aramayo, A., Pingel, H., Strecker, M. R. y Bianchi C. (2020). Development of an incipient paleogene topography between the present-day eastern Andean plateau (Puna) and the eastern cordillera, southern central Andes, NW Argentina. *Basin Research*, 33(2), 1194–1217. doi: <https://doi.org/10.1111/bre.12510>
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. y Cañas, J. A. (1999). Modeling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304(4), 369–383. doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00289-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00289-3)
- Moretti, M. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology*, 135(1–4), 167–179. doi: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00070-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00070-1)
- Moretti, M., Soria, J. M., Alfaro, P. y Walsh, N. (2001). Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits (Late Miocene, Guadix Basin, Southern Spain). *Facies*, 44, 283–294. doi: <https://doi.org/10.1007/BF02668179>
- Moretti, M. y Sabato, L. (2007). Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, 196(1–4), 31–45. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.05.012>
- Mount, J. F. (1993). Formation of fluidization pipes during liquefaction: Examples from the Uratanna Formation (Lower Cambrian), South Australia. *Sedimentology*, 40(6), 1027–1037. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01378.x>
- Neuwerth, R., Suter, F., Guzman, C. A. y Gorin, G. E. (2006). Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology*, 186(1–2), 67–88. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.10.009>
- Obermeier, S. F. (1996). Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44(1–4), 1–76. doi: [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(96\)00040-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(96)00040-3)
- Obermeier, S. F., Olson, S. M. y Green, R. A. (2005). Field occurrences of liquefaction-induced features, a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology*, 76(3–4), 209–234. doi: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.009>
- Owen, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. En M. E. Jones, y R. M. F. Preston (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (pp. 11–24). Geological Society of London, Special Publication 29. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.02>
- Owen, G. (1995). Soft-sediment deformation in upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, northwest Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, 65(3a), 495–504. doi: <https://doi.org/10.1306/D4268108-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Owen, G. (2003). Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. En P. Van Rensebergen, R. R. Hillis, A. J. Maltman y C. K. Morley (Eds.), *Subsurface Sediment*

- Mobilization* (pp. 21–34). Geological Society of London, Special Publication 216. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.03>
- Owen, G. y Moretti, M. (2011). Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235(3–4), 141–147. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.003>
- Pingel, H., Strecker, M. R., Alonso, R. N. y Schmitt, A. K. (2013). Neotectonic basin and landscape evolution in the Eastern Cordillera of NW Argentina, Humahuaca Basin (~ 24° S). *Basin Research*, 25(5), 554–573. doi: <https://doi.org/10.1111/bre.12016>
- Ramos, V. A. y Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. En J. B. Murphy, J. D. Keppie y A. J. Hynes (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues* (pp. 31–54). Geological Society of London, Special Publication 327. doi: <https://doi.org/10.1144/SP327.3>
- Reineck, H. E. y Singh, I. B. (1980). Penecontemporaneous Deformation Structures. En *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Study Edition. doi: https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3_8
- Rodríguez-Fernández, L. R., Heredia, N., Seggiaro, R. E. y González, M. A. (1998). Estructura andina de la cordillera oriental en el área de la quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy, NO de Argentina. *Trabajos de Geología*, (21), 321–332. doi: <https://doi.org/10.17811/tdg.21.1999.321-333>
- Rodríguez-Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135(1–4), 117–135. doi: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00067-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00067-1)
- Rossetti, D. (1999). Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luis Basin, northern Brazil: evidence for paleoseismicity. *Sedimentology*, 46(6), 1065–1081. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00265.x>
- Ross, J. A., Peakall, J. y Keevil, G. M. (2011). An integrated model of extrusive sand injectites in cohesionless sediments. *Sedimentology*, 58(7), 1693–1715. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01230.x>
- Ross, J. A., Peakall, J. y Keevil, G. M. (2014). Facies and flow regimes of sandstone-hosted columnar intrusions: Insights from the pipes of Kodachrome Basin State Park. *Sedimentology*, 61(6), 1764–1792. doi: <https://doi.org/10.1111/sed.12115>
- Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (1994). Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En J. A. Salfity (Ed.), *Cretaceous tectonics of the Andes* (pp. 266–315). Earth Evolution Sciences, Springer. doi: https://doi.org/10.1007/978-3-322-85472-8_6
- Sánchez, M. L., Asurmendi, E. y Armas, P. (2013). Subgrupo Río Colorado (Grupo Neuquén): registros de paleosismicidad en la cuenca de antepaís andina, cuenca Neuquina, provincias de Neuquén y Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(1), 96–114. Recuperado a partir de <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/494>

- Schillizzi, R., Luna, L. y Falco, J. I. (2010). Estructuras de deformación (¿sismitas?) en la Formación Río Negro, Provincia de Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 17(1), 17–32. Recuperado a partir de <https://lajsba.sedimentologia.org.ar/index.php/lajsba/article/view/175>
- Siks, B. C. y Horton, B. K. (2011). Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. *Tectonics*, 30(6). doi: <https://doi.org/10.1029/2011TC002944>
- Tapia, M. J., Farrell, E. E., Mautino, L. R., del Papa, C., Barreda, V. D. y Palazzesi, L. (2023). A snapshot of mid Eocene landscapes in the southern Central Andes: Spore-pollen records from the Casa Grande Formation (Jujuy, Argentina). *PLoS ONE*, 18(4), Article e0277389. doi: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0277389>
- Tsuchida, H. y Hayashi, S. (1971). *Estimation of liquefaction potential of sandy soils* [Conference presentation abstract]. Third Joint Meeting US-Japan Panel on Wind and Seismic Effects, Tokio.
- Turner, J. C. y Mon, R. (1979). Cordillera oriental. En J. C. Turner (Ed.), *Geología Regional Argentina* (pp. 57–94). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias.
- Wheatley, D. F., Chan, M. A. y Sprinkel, D. A. (2016). Clastic pipe characteristics and distributions throughout the Colorado Plateau: Implications for paleoenvironment and paleoseismic controls. *Sedimentary Geology*, 344, 20–33. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.027>
- Zappettini, E.O. (1989). *Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincias de Jujuy y Salta*. (Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales). Biblioteca Digital Exactas. Recuperado a partir de http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n2236_Zappettini