

PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN VALENTÍN (CUATERNARIO TARDÍO) EN EL VALLE DE ULLUM-ZONDA, PRECORDILLERA DE SAN JUAN, ARGENTINA

Pablo A. Blanc ^{*1,2}, Paula Santi Malnis ^{2,3}, Ana V. Pantano Zuñiga ¹

¹ Gabinete de Neotectónica y Geomorfología (INGEO-FCEFEN). Universidad Nacional de San Juan.
Ignacio de la Roza 590 (O), Rivadavia, San Juan, Argentina.

² Grupo Geología del Cuaternario (CIGEOBIO-CONICET). Ignacio de la Roza 590 (O), Rivadavia, San Juan, Argentina.

³ Instituto y Museo de Ciencias Naturales, FCEFEN, Universidad Nacional de San Juan. Predio Ferial
(Ex-Ferrocarril Belgrano) Av. España y Maipú, San Juan, Argentina.

* pabloandresblanc@gmail.com

ARTICLE INFO

Article history

Received May 26, 2020

Accepted October 2, 2020

Available online October 2, 2020

Handling Editor

Sebastian Richiano

Keywords

Facies

Climas áridos

Depresión tectónica

Pleistoceno-Holoceno

Sistemas fluviales

Andes Centrales

RESUMEN

La Formación Valentín (Pleistoceno tardío-Holoceno medio) aflora en el valle de Ullum-Zonda, una depresión tectónica en el centro sur de la Provincia de San Juan que separa las subprovincias geológicas de Precordillera Central y Oriental. La Formación Valentín es el último registro sedimentario de las facies de cuenca de dicho valle durante la transición Pleistoceno-Holoceno, y fue testigo de la estructuración final de la faja plegada y corrida de la Precordillera Oriental. Históricamente, ha sido interpretada como representativa de ambientes lacustres-palustres asociados al sistema fluvial del río San Juan, un río de carácter antecedente y régimen glacio-nival que desciende de la Cordillera de los Andes. Sin embargo, sus depósitos presentan numerosas estructuras sedimentarias de corriente además de evidencia de exposición subaérea con desarrollo incipiente de paleosuelos, que cuestionan las clásicas interpretaciones paleoambientales. A partir de los datos sedimentológicos, estratigráficos y paleoclimáticos obtenidos junto a datos geomorfológicos y geocronológicos previamente publicados (edades radiocarbónicas convencionales, AMS y por Luminiscencia Ópticamente Estimulada) se realizó una caracterización paleoambiental y paleogeográfica de la depresión tectónica de Ullum-Zonda durante la transición Pleistoceno tardío-Holoceno y el Holoceno medio. La nueva evidencia indicó que la Formación Valentín representa un ambiente dominante de sistemas fluviales anastomosados de agradación rápida y meandriformes efímeros caracterizados por espesas planicies de inundación limo-arcillo-arenosas, con importante acreción vertical, aporte eólico y de bajo gradiente. La depositación de estas unidades se habría producido en eventos agradantes episódicos y de duración limitada (~1.500 a ~3.000 años) coincidentes con estadios de avance glaciario en Cordillera y asociados posiblemente a rupturas no catastróficas y retrabajamiento de los depósitos de grano fino contenidos en endicamientos naturales del río San Juan aguas arriba del valle de Ullum-Zonda. Además, la asociación illita-clorita-caolinita presente en la Formación Valentín indicaría procedencia de las regiones englazadas de la Cordillera de los Andes y un aporte sedimentario Precordillerano secundario. Se observaron depósitos de un ambiente lacustre de reducidas dimensiones (<10 km²) y relativa baja profundidad (<10 m) restringido únicamente al sector sureste del valle de Ullum-Zonda próximo a la quebrada de Zonda. La fase lacustre,

caracterizada por aguas calmas, frías, inicialmente con poco aporte detrítico y condiciones anóxicas en la columna de agua, habría estado asociada a bajos caudales y capacidad erosiva limitada del río San Juan, variables que luego se modificarían durante el periodo frío del 8.200 AP. A partir de las edades numéricas disponibles y los espesores sedimentarios, se estimó una tasa promedio de sedimentación de ~ 7 mm/año para la unidad Pleistocena (16.770 a 15.160 años cal. AP) y de $\sim 2,1$ mm/año para el cuerpo lacustre Holoceno (9.475 a 7.828 años cal. AP). Los indicadores paleoclimáticos en la unidad pleistocena señalan una progresiva aridización desde condiciones estacionales semi-áridas (~ 16.800 años AP) a áridas con marcada estacionalidad y agradación eólica hacia los ~ 15.000 años AP. El registro de la unidad holocena muestra condiciones climáticas áridas a semi-áridas marcadamente estacionales durante fines del Holoceno temprano (~ 8.300 años AP) y el Holoceno medio (~ 8.000 años AP).

EXTENDED ABSTRACT

Paleoenvironments of the Valentín Formation (Late Quaternary) in the Ullum-Zonda Valley, Precordillera of San Juan, Argentina

The Valentín Formation (late Pleistocene-middle Holocene) outcrops in the Ullum-Zonda valley located in the south-central region of the Province of San Juan, in the Argentine Republic, about 20 km west of the capital city of San Juan. It is a tectonic depression in which two fold and thrust belts with different levels of detachment and opposite vergence converge and collide: to the west, the east verging thin-skinned Central Precordillera, and to the east, the west verging thick-skinned Eastern Precordillera (Rolleri, 1969; Baldis *et al.*, 1979; Ortiz and Zambrano, 1981; Ramos, 1988, Allmendinger *et al.*, 1990; Jordan *et al.*, 1993; among others). The outcrops of the Valentín Formation have a surface area of 3.6 km² and are scattered in an area of ~ 110 km² (Fig. 4) to the north, east, south, and southwest of the Ullum-Zonda valley. The paleoenvironmental evolution of these sequences is not yet clearly understood. Consequently, it has been almost impossible to determine the paleogeography and paleoclimatic conditions in this valley during the late Pleistocene-Holocene climatic transition. This study constitutes the first attempt to address this issue.

Traditionally, the Valentín Formation has been interpreted as a lacustrine-palustrine environment associated with the San Juan River (e.g., Groeber and Tapia, 1926; Pandolfo, 1975; Salinas, 1979;

García, 1996; Colombo *et al.*, 2000; Suvires and Gamboa, 2011; Blanc, 2014; Blanc and Perucca, 2017; among others), an antecedent stream that descends from the Andes Cordillera. Following the three-component scheme to represent sediment movement along mountain valleys in Precordillera from Suriano *et al.* (2014) (Fig. 3), the San Juan River behaves as a sedimentary transference system for the intermountain basins developed along the narrow axial valleys between the numerous ranges of the Precordillera. This river has a glacial-nival regime with the peak of maximum runoff between December and January. It has an average annual flow of 60 m³/sec (Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2004), registering millenary floods that can exceed 1,000 m³/sec (Perucca and Esper, 2009).

In this study, we introduce a lithofacial, stratigraphic and paleoenvironmental analysis of the Valentín Formation together with a paleogeographic and paleoclimatic characterization of the Late Pleistocene and Early to Mid-Holocene in the Ullum-Zonda tectonic depression, based on sedimentological, geomorphological, and geochronological data (conventional radiocarbon, AMS, and OSL). Following the scheme proposed by Blanc and Perucca (2017; Fig. 4), the study area was divided into six sectors based on the spatial distribution of the Valentín Formation outcrops to facilitate a neat description and analysis. We carried out a detailed lithofacies analysis (Tables 2, 3, and 4) in five stratigraphic logs in sectors 1 (logs PB-VI and PB-COU), 2 (PB-FVZ log), and 5 (logs PB-DS1 and PB-DS2) (Fig. 5), and control observations in sectors 3, 4,

and 6. Log description and analysis were made using the methodology proposed by Miall (1977), Allen (1983), Miall (1985; 1996; 2006) with modifications. The data obtained for the characterization of facies included: the thickness of horizons or layers, limiting surfaces, texture, structure, and carbonates. The texture was determined using classical soil manipulation methods to analyze its plasticity (Thien, 1979). The relative content of CaCO_3 was determined from the sediment reaction (weak, moderate, or strong) in HCl diluted to 10%. Genetically related facies were grouped into facies associations (Table 3) considering as such a body of rock larger than a facies, characterized by its geometry (internal and external), the arrangement of its limiting surfaces (in the case of architectural elements), and the facies that compose it (Miall, 1977; Allen and Allen, 2005; Bridge and Demicco, 2008). Sixteen facies associations were defined and grouped into eight subenvironments representative of five sedimentary environments (Table 4). The geomorphological analysis consisted of the study of the landforms using satellite images, aerial photos, and digital elevation models (DEM of the Argentinian National Geographic Institute of 5 and 30 m resolution) together with field surveys where we observed the contact relationships between the different landforms and their morphogenetic processes. For the geochronological analysis, we used available numerical ages (Blanc and Perucca, 2017) (Table 1) from ^{14}C dating of organic sediments by conventional and AMS techniques. Based on the obtained data, we constructed an artistic “paleo-satellite image” of the Ullum-Zonda valley using photographic montage techniques to approximately represent the paleogeography of this valley for the early Holocene (Greenlandian, $\sim 9,300$ years BP) (Fig. 10).

Blanc and Perucca (2017) divided the Valentín Formation into two chronostratigraphic units: a late Pleistocene age (16,700–15,200 years BP) unit and an early to middle Holocene (9,475–7,685 years BP) unit. The stratigraphic relationship between these units has not been established. Results revealed that the Valentín Formation deposits show numerous flow sedimentary structures associated with rapidly aggrading anastomosed and ephemeral meandering river systems with thick unconfined mud-clay-sandy floodplains, vertical accretion, aeolian deposition, and a low gradient (Order C, Nanson and

Croke, 1992). A subordinate share of these deposits indicated the existence of a small ($<10 \text{ km}^2$) and relatively shallow ($<10 \text{ m}$) lake environment in the southeastern sector of the valley during the early to mid-Holocene. The lacustrine phase was initially characterized by calm, cold, and occasionally anoxic fresh waters that would have been associated with low flow and limited erosive capacity of the San Juan River.

In Sector 1 (Pleistocene unit), the lower half of the Valentín Formation outcrop comprises the facies associations CH(SB), LV, FF_1 , CHA, FF_2 , and FE (Table 3). This sequence displays channels characterized by monoepisodic filling immersed in thick floodplain facies, which would indicate the dominance of vertical aggradation. The floodplain (inter-channel areas) can be divided into three zones: a proximal zone, dominated by sandy facies deposited by main channels overflows, marked by the frequent presence of CS, CR, and to a lesser extent LV associations (Table 3); a transition zone, towards less energetic areas in an intermediate to a distal position, characterized by the FF_1 association, with abundant vertical bioturbation and frequently affected by overflows from a network of secondary clay channels that cut through the flood plain (CHA); and finally a distal area marked by the associations FF_2 and FE with deposition by settling in ephemeral pools and aeolian aggradation. The development of monoepisodic channels within massive floodplains, the preservation of the upper surface of flow sedimentary structures, and the presence of several buried incipient paleosols suggest high sedimentation rates (Nadon, 1994; Gibling, 2006). From the numerical ages and the stratigraphic thickness, we estimated an average sedimentation rate of $\sim 7 \text{ mm/year}$ for the Pleistocene unit (16.770 a 15.160 cal. years BP).

Some of these immature paleosols, called protosols according to the classification of Mack *et al.* (1993), showed accumulation of illuvial clay indicative of an argillic horizon, although poorly developed, therefore called argillic protosol. Other features observed were desiccation cracks, raindrop marks, and the development of cyclic greenish and reddish muds in the floodplain that, together with argillic protosols, would indicate semi-arid to possibly semi-humid seasonal conditions (Mack *et al.*, 1993). However, the intercalation of the aeolian facies on top of aggradation cycles in the floodplain,

and the presence of syngenetic gypsum, would reflect a greater degree of aridity and a marked seasonality (Tripaldi *et al.*, 2001).

The upper half of the Pleistocene unit composed of the LA, CS, CR, FF₁, FF₂, and FE facies associations represent an environmental change to more arid conditions. This sequence characterizes by lateral accretion bars (point bar, association LA) and greater development of aeolian facies (FE association) that are interrupted by the deposition of fine-grained alluvial facies in ephemeral pools and poodles (FF₂ association). These fine-grained deposits show rainwater droplet marks and syngenetic gypsum in the form of veins and coatings, indicating seasonality. Salinas (1979) observed that grain size distributions (histograms) from some samples of the Valentín Formation were bimodal with the main mode in the very fine silt fraction and a secondary mode in very fine sands. Salinas (1979) interpreted this bimodality as a result of both fluvial and aeolian sedimentary inputs. The presence of gypsum in specks, veins, rosettes, and forming coatings on top of some channels, and the predominantly yellowish to reddish coloration of the deposits would be indicative of oxidizing conditions in a more arid and markedly seasonal climate (Watson, 1992).

In Sector 5 (Fig. 4), close to the Zonda gorge, the Holocene unit of the Valentín Formation develops a shallowing lacustrine sequence characterized by the association of facies FLS (sub-littoral), FLM (sub-littoral to littoral), BD (littoral to supra-littoral), and FF₂ (floodplain). The immediate passage from coarse alluvial channel facies (GB association) to a relatively deep lake environment (FLS association) suggests that the formation of the lake would have occurred abruptly, shortly before 9,475 years BP (Blanc and Perucca, 2017). The impressions of vegetal remains parallel to lamination found in the FLS association resemble the leaves and stems of reeds. The riparian nature of reeds and the integrity of their remains reflected in the clarity and detail of their casts would indicate a parautochthonous origin with little or no transport before deposition. The clear-cut lamination and the fine-grained size of sediments (silts and clays) would indicate deposition in calm waters. The greenish-white coloration of the deposit suggests slightly reducing conditions, possibly caused by localized anoxia related to the decomposition of organic matter (Bridge and Demicco, 2008). The passage to the reddish-brown FLM association,

which conformably overlies the FLS association, would mark the opening of the system and the entry of a higher water and sediment input, causing the oxygenation of the water column. We observed no evidence of subaerial exposure in the FLS and FLM associations so that these deposits would have formed below the zone of annual fluctuation of the water level on the sublittoral belt. On top of the FLM association, sands with flow sedimentary structures interbedded with laminated muds showing load-casts linked to rapid sedimentation were interpreted as sandy bar deposits (BD association; Wright, 1977; Orton and Reading, 1993). The superimposed iron oxides on the lacustrine sequence deposits would indicate a change from reducing to oxidizing conditions, possibly as a result of an eventual lowering of the water table after the lake filled up with sediments. We estimated an average accumulation rate of ~2.1 mm/year for this lake, a value significantly lower than the estimations for the Pleistocene unit (7 mm/year). Towards the top of the sequence, the FF₂ association represents the progradation of a distal fluvial plain as deduced from the presence of millimetric layers of organic matter, high bioturbation, and the development of incipient paleosols with clay translocation (argillic protosol).

In Sector 2, the deposits of the Holocene unit show horizontal lamination and little development of lithosomes (some overflow lobes), indicating that deposition from torrential floods would be one of the dominant aggradation mechanisms. This sequence was interpreted as a fluvial system with multi-episodic channels and unconfined sandy floodplains, with significant vertical accretion and aeolian sedimentation (order C, Nanson and Croke, 1992).

In summary, the paleoclimatic record of the Pleistocene indicates a progressive aridization, from seasonal semi-arid conditions (~16,800 years BP) to more arid conditions marked by a significant increase in aeolian deposition and the presence of syngenetic gypsum in channel facies (~15,000 years BP). The Holocene record shows arid to semi-arid seasonal climatic conditions (based on the accumulation of illuvial clay in some paleosols, fossil content, raindrop marks, and desiccation cracks) during the early to mid-Holocene (~8,300 to ~8,000 years AP). The Holocene unit would have started its deposition shortly before 9,475 years BP with a sudden increase in the local base level and the formation of a small lake in sector 5. In sector

2, the transition from alluvial fan facies to the fine-grained deposits of the Valentín Formation would have occurred ~1,100 years later, between 8,330 and 8,180 years BP under markedly seasonal arid climatic conditions. The beginning of the 8,200 BP cold period (Beget, 1983; Douglas *et al.*, 2015; among others) would have caused an increase in river flow and sedimentary input to the lake. As a result, the lake in sector 5 filled up with sediment around ~8,100 years BP, giving way to a fluvial plain in a relatively cold, arid to semi-arid, and markedly seasonal climate. Finally, the maximum aggradation (registered in sector 6) would have occurred 600 years later, shortly after 7,685 years BP (Blanc and Perucca, 2017) in a seasonal arid climate.

The deposition of the Valentín Formation would have occurred in episodic aggradation events partially coincident with the Last Glacial Maximum and the 8,200 BP cold period and possibly associated with non-catastrophic ruptures and reworking of the fine-grained deposits produced by natural damming of the San Juan River, upstream from the Ullum-Zonda valley (Colombo *et al.*, 2000). This process would also have been favored by tectonic deformation and uplift in the eastern Precordillera, and during the Holocene, by an increase in seasonal torrential rainfalls, which would have contributed to obstructing with debris the San Juan river flow through the Zonda gorge. The illite-chlorite-kaolinite clay assemblage described in the Valentín Formation by Salinas (1979) would locate the main provenance area of these sediments in the glaciated regions of the Andes Mountains and a secondary sedimentary input from the Precordillera.

Keywords: facies, arid climates, tectonic depression, Pleistocene-Holocene, fluvial systems, Central Andes.

INTRODUCCIÓN

La interacción entre la dinámica fluvial del río San Juan, la deformación tectónica, y el clima local ha dado origen en la depresión tectónica de Ullum-Zonda (Fig. 1; 31°30'S / 68°43'O) a espesas secuencias sedimentarias cuaternarias, con espesores que en algunos sectores superan los 1.200 m (Rodríguez *et al.*, 2002). Estas unidades preservan la evolución tectono-estratigráfica de la faja plegada y corrida de Precordillera (Bodenbender, 1902) durante el

Pleistoceno tardío y Holoceno en la porción superior del registro sedimentario del valle Ullum-Zonda. La sección superior de este relleno sedimentario cuaternario está conformada por arenas, limos y arcillas y ha sido interpretada por diversos autores como formada a partir de eventos “lacustres-palustres” que abarcaron en forma parcial y/o total la superficie de la depresión tectónica (Fig. 2) (ej. Groeber y Tapia, 1926; Pandolfo, 1975; Salinas, 1979; García, 1996; Colombo *et al.*, 2000; Suvires y Gamboa, 2011; Blanc, 2014; Blanc y Perucca, 2017; entre otros). Los depósitos asociados a estos eventos, al menos los más recientes, han sido agrupados genéricamente por Pandolfo (1975) en una unidad litoestratigráfica denominada Formación Valentín, asignándole una edad pleistocena-holocena, edad confirmada a través de estudios geocronológicos (Blanc y Perucca, 2017). Durante este periodo, el valle de Ullum-Zonda constituía el nivel de base local donde el río San Juan depositaba espesas facies de sedimentos finos. El río San Juan se comporta como un sistema fluvial de transferencia de las cuencas intermontanas desarrolladas a lo largo de los estrechos valles andinos entre las fajas de corrimiento de la Precordillera (Suriano *et al.*, 2014). Estos autores propusieron un esquema de tres componentes para representar el movimiento de sedimentos a lo largo de los valles precordilleranos: sistemas aluviales transversales, axiales y de transferencia (Fig. 3). El primero corresponde a los sistemas de piedemonte, que transportan brechas y conglomerados mal seleccionados directamente desde el frente montañoso hasta el piso de la cuenca intermontana (DAT). Este entorno incluye taludes, diferentes tipos de abanicos coluviales (Bilkra y Nemeč, 1998), abanicos aluviales y pendientes aluviales. El transporte de sedimentos a lo largo del eje alargado de las cuencas intermontanas está representado por canales longitudinales, frecuentemente entrelazados (los sistemas río colector-conoide de Suriano y Limarino, 2009) definidos como sistemas de distribución axial (DAA). Finalmente, los sistemas de transferencia conectan estas cuencas intermontanas con la cuenca de antepaís (DST). Estos sistemas de transferencia pueden estar representados por diferentes tipos de ríos o incluso por sistemas lacustres abiertos.

El río San Juan presenta un régimen glacio-nival, con sus picos de máxima escorrentía entre los meses de diciembre y enero y un caudal anual promedio de

60 m³/seg (Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2004), registrando crecidas milenarias que pueden superar los 1.000 m³/seg (Perucca y Esper, 2009). Se presume que durante la estructuración de la Precordillera Oriental el río San Juan cumplía el mismo rol como sistema de transferencia, aunque los sedimentos de la Formación Valentín difieren ampliamente en las características texturales y composicionales de los depósitos actuales.

Los afloramientos de la Formación Valentín poseen una superficie total de 3,6 km² distribuidos en forma saltuaria en los sectores norte, este, sur y suroeste del valle de Ullum-Zonda, abarcando un área total de ~110 km² (Fig. 4). La evolución paleoambiental de estas secuencias aún no está claramente comprendida, lo que ha imposibilitado realizar una caracterización paleogeográfica y paleoclimática integral de este valle durante la transición climática Pleistoceno tardío-Holoceno y el Holoceno. Como un nuevo paso para lograr dicha caracterización, el presente estudio comprendió el análisis litofacial, estratigráfico y paleoambiental de la Formación Valentín y su relación con las unidades geomorfológicas locales (Fig. 1a). Por otro lado, los datos sedimentológicos obtenidos en este trabajo se compararon con datos publicados relacionados a las características composicionales de la Formación Valentín para poder comprender el funcionamiento del río San Juan como principal sistema de transferencia. También, se analizó la interacción del río San Juan con los sistemas aluviales transversales del valle Ullum-Zonda durante el Pleistoceno-Holoceno.

MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

El valle de Ullum-Zonda se sitúa en el sector centro-sur de la Provincia de San Juan, en la República Argentina, a unos 20 km al oeste de la ciudad capital de San Juan (Fig. 1). Es una depresión tectónica en la cual convergen y colisionan dos fajas plegadas y corridas (FPC) con diferentes niveles de despegue y de vergencia opuesta: la Precordillera Central, FPC de piel fina y vergencia oriental y Precordillera Oriental, FPC de piel gruesa y vergencia occidental (Heim, 1952; Rolleri, 1969; Baldis y Chebli, 1969; Baldis et al., 1979; Ortiz y Zambrano, 1981; Ramos, 1988, Allmendinger et al., 1990; Jordan et al., 1993; entre otros). Precordillera Oriental está constituida por un núcleo de rocas calcáreas cambro-ordovícicas y en

menor medida silicoclásticas marinas del Silúrico, Devónico y Carbonífero (Baldis et al., 1982). Rodea este núcleo un cinturón de secuencias de antepaís sinorogénicas de edad neógena, constituidas por depósitos aluviales (Fig. 2). Precordillera Central se caracteriza por la presencia de calizas y margas de plataforma del Ordovícico, grauvacas y lutitas de plataforma marina de edad devónica, sedimentitas continentales fluviales con intercalaciones marinas del Carbonífero y secuencias sinorogénicas de antepaís con intercalación de tobas e intrusión de cuerpos subvolcánicos ácidos de edad neógena (Ramos y Vujovich, 2000). Los depósitos cuaternarios están representados por sedimentos aluviales, coluviales y en menor proporción lacustres-palustres, que constituyen relieves de lomadas y piedemontes de los cordones montañosos que integran la Precordillera y los mega-abanicos y llanuras aluviales, depósitos de barreal y humedales de las zonas deprimidas (Uliarte et al., 1990; Colombo et al., 2000; Suriano y Limarino, 2009; Suvires, 2014; Blanc, 2019; Blanc et al., 2020; entre otros). La litología es muy variada, textural y composicionalmente en función del área de procedencia, variando entre fanglomerados gruesos, gravas, arenas y limos de distinta composición, según su ubicación (Ramos y Vujovich, 2000).

El valle de Ullum-Zonda está limitado en su borde oriental por el sistema de falla Villicum-Zonda-Pedernal (Fig. 2). Este sistema se manifiesta como una serie de trazas y segmentos a lo largo de 145 km con rumbo predominante NNE, que afecta el flanco occidental de los cordones montañosos de la Precordillera Oriental entre los 31°S y los 32°20'S. Son fallas inversas de alto ángulo con vergencia al oeste que colocan escamas de calizas y/o depósitos del Neógeno sobre depósitos cuaternarios, los cuales desarrollan pendientes anómalas contrarias a la pendiente original del piedemonte, discordancias progresivas y pliegues por propagación de falla (Bastías, 1985; Siame et al. 2002, 2005; Perucca et al., 2012; Blanc y Perucca, 2017, Blanc et al., 2020; entre otros). Según Blanc (2019), esta falla afectaría inclusive a sedimentos holocenos de la Formación Valentín adosados al flanco occidental de la sierra de Marquesado que han sido sobreelevados junto al bloque serrano.

El sistema hidrológico superficial del valle de Ullum-Zonda está caracterizado por su escaso desarrollo, esencialmente en los piedemontes de las unidades montañosas circundantes que desaguan

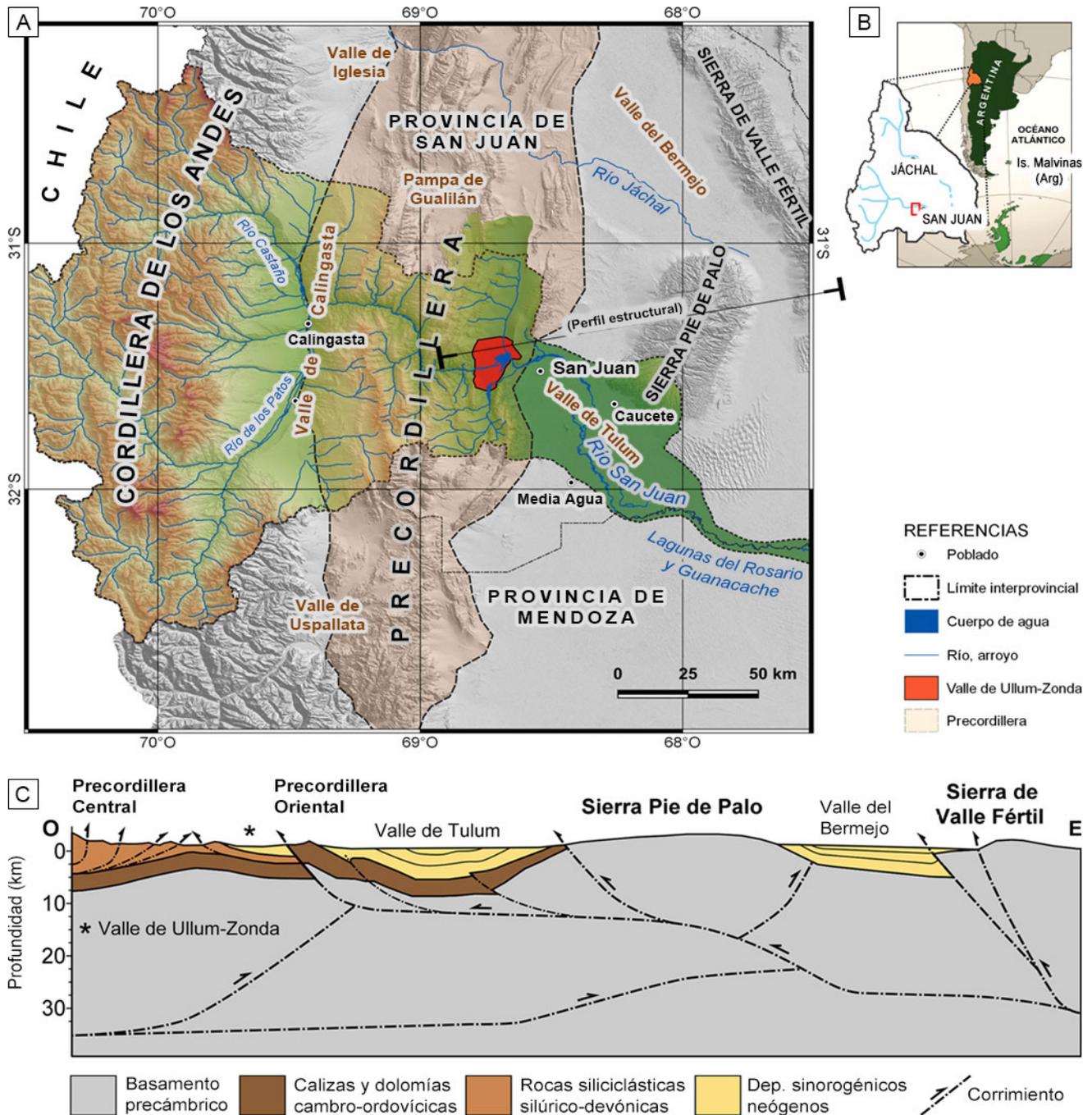


Figura 1. a) Ubicación del área de estudio en el contexto regional. El área con altimetría con color corresponde a la cuenca hidrográfica del río San Juan. **b)** Ubicación de la provincia de San Juan en relación a la República Argentina. **c)** Corte transversal a escala cortical de la Precordillera y Sierras Pampeanas. Escala 1:1 (Modificado de Vergés *et al.*, 2007; Siame *et al.*, 2015).

Figure 1. a) Location of the study area in the regional context. The area with colored altimetry corresponds to the hydrographic basin of the San Juan river. **b)** Location of the province of San Juan in relation to the Argentine Republic. **c)** Cortical scale cross-section of the Precordillera and Sierras Pampeanas. Scale 1: 1 (modified from Vergés *et al.*, 2007; Siame *et al.*, 2015).

directamente en el fondo del valle (sistemas transversales), y en los sectores norte y sur desde los que confluyen dos grandes colectores axiales principales, también de carácter efímero, el río de La

Ciénaga por el sur y el río de La Travesía en el valle de Matagusanos por el norte. La red de drenaje local tiene como nivel de base local al propio río San Juan. Debido a las escasas precipitaciones que dominan en

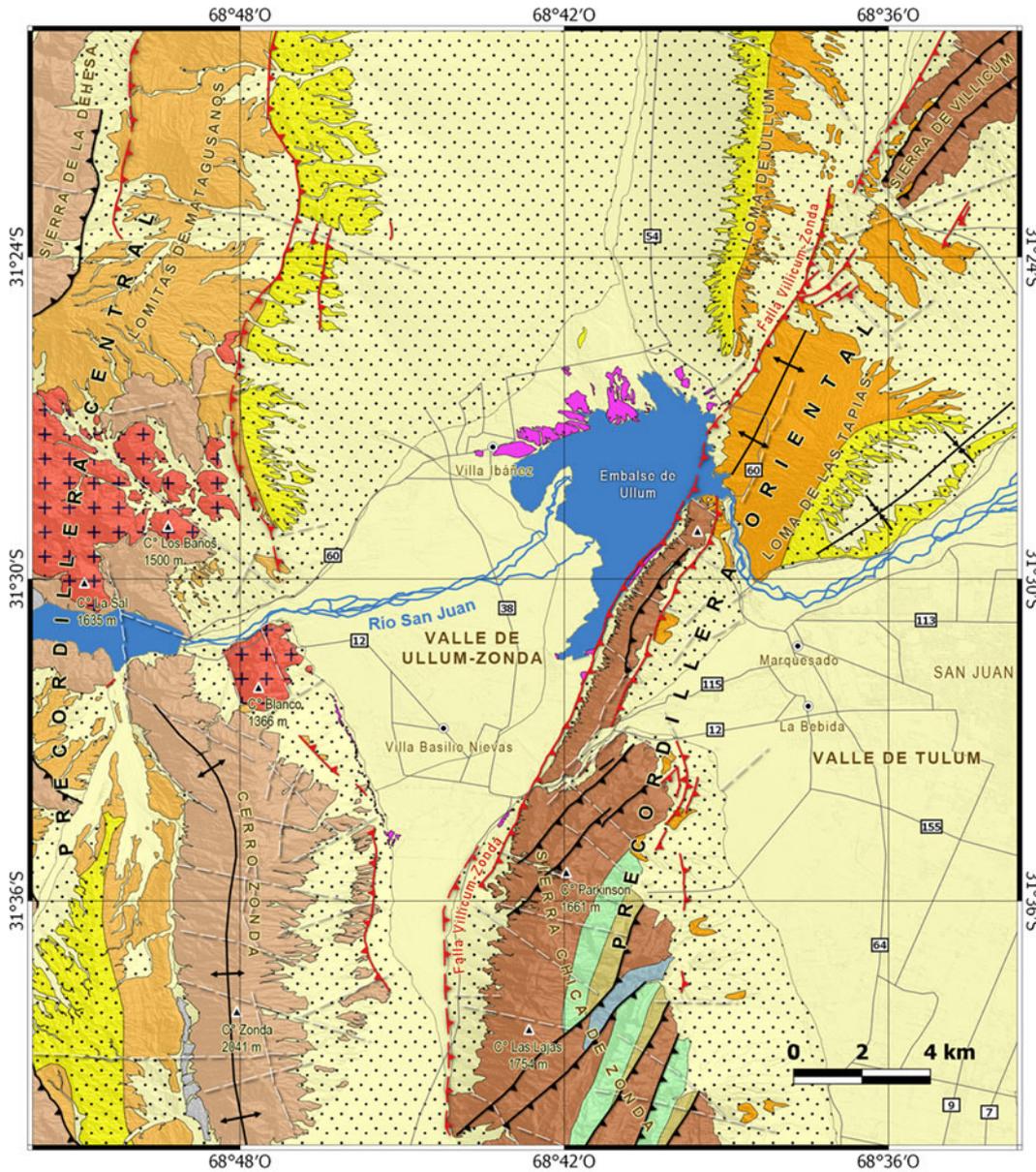
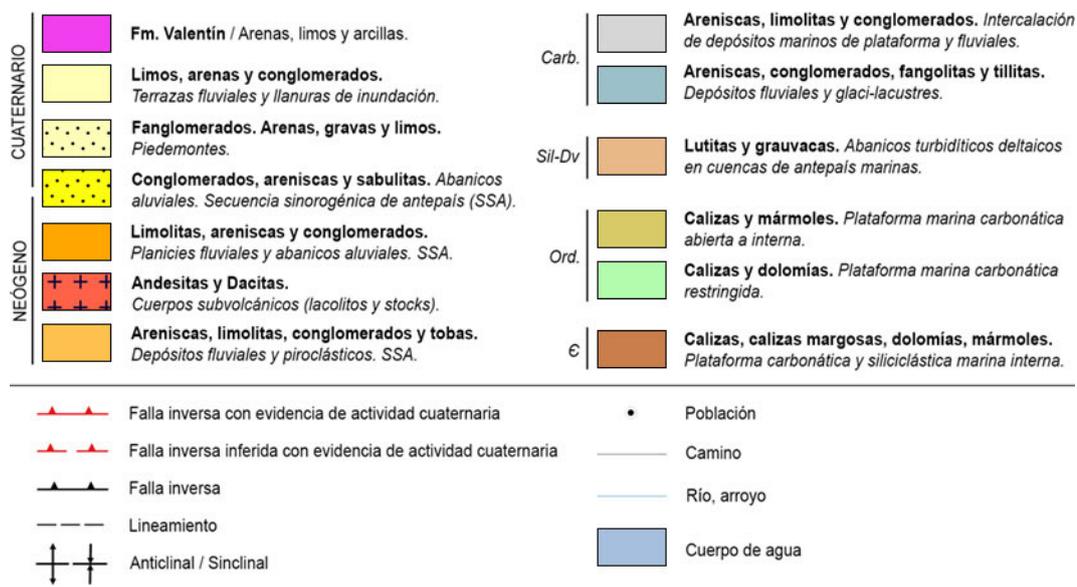


Figura 2. Mapa litológico-estructural del valle de Ullum-Zonda (modificado de Ramos y Vujovich, 2000; Blanc, 2019). C: Cámbrico; Ord.: Ordovícico; Sil-Dv: Silúrico-Devónico; Carb.: Carbonífero.

Figure 2. Lithological-structural map of the Ullum-Zonda valley (modified from Ramos and Vujovich, 2000; Blanc, 2019). C: Cambrian; Ord.: Ordovician; Sil-Dv: Silurian-Devonian; Carb.: Carboniferous.



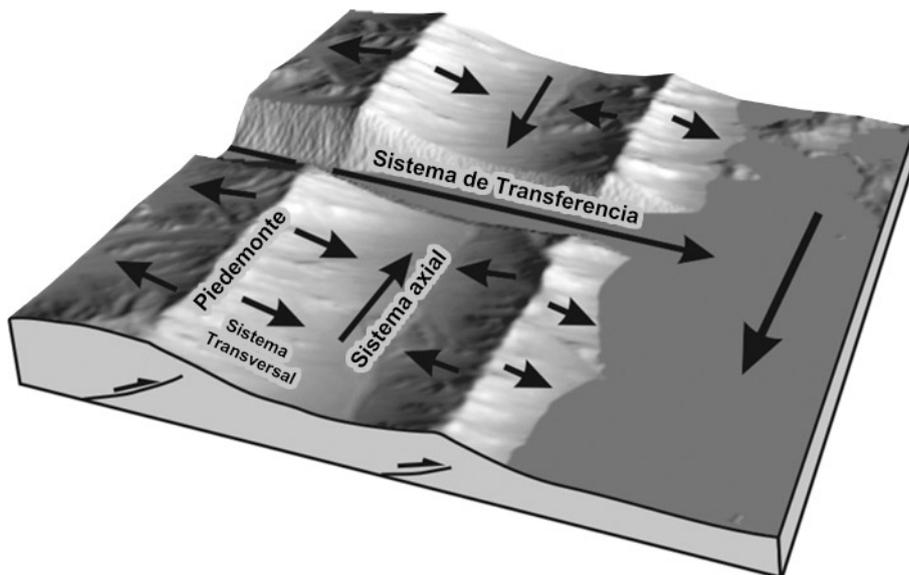


Figura 3. Esquema de los sistemas aluviales transversales, axiales y de transferencia que controlan la circulación sedimentaria a lo largo de los piedemontes, valles precordilleranos y hacia el antepaís respectivamente (modificado de Suriano *et al.*, 2014).

Figure 3. Scheme of the transverse, axial and transference alluvial systems that control the sedimentary movement along the piedmont, the Precordillera intermountain valleys and to the foreland respectively (modified from Suriano *et al.*, 2014).

esta región, que suman un total aproximado de 120 mm anuales (Poblete y Minetti, 1989), todos los cauces originados dentro de esta depresión son de carácter efímero en todo su recorrido. Sus escurrimientos provienen principalmente de las breves pero intensas precipitaciones torrenciales estivales, presentando grandes picos de crecida durante breves lapsos de tiempo. La precipitación nival es escasa, registrándose principalmente en los cordones montañosos occidentales más elevados del área.

Groeber y Tapia (1926) mencionaron por primera vez los depósitos “lacustres” de Ullum-Zonda en un informe como parte de los estudios para el primer proyecto de represa y embalse en la quebrada de Ullum. Estos autores interpretaron estos sedimentos como remanentes de la existencia de un lago somero de gran extensión cuya génesis habría sido consecuencia de la obturación del cauce del río San Juan por movimientos diferenciales de los bloques que componen el extremo norte de la sierra Chica de Zonda y sierra de Marquesado durante el diastrofismo Plioceno-Pleistoceno. Estos autores estimaron el espesor máximo de estos sedimentos “lacustres” en 30 m. Pandolfo (1975) denominó Formación Valentín a estos depósitos, aunque sin definir un estratotipo.

La composición de la Formación Valentín está dominada por cuarzo y feldspatos, principalmente plagioclasas cálcicas (labradorita) con minerales accesorios como micas, minerales opacos no determinados, clastos líticos, turmalina, apatita y piroxeno (Salinas, 1979). También se mencionó la

presencia frecuente de venillas, motas y concreciones de sulfatos (Yeso). Esta autora consideró que la fina estratificación generalmente plana (1 a 15 cm) es indicativo de tranquilidad de las aguas durante la depositación y escasez de organismos excavadores en el fondo del lago. Texturalmente, clasificó los depósitos como “submaduros”, con una mayor proporción de sus componentes provenientes de rocas sedimentarias retrabajadas; con histogramas mayormente bimodales (moda principal: limos muy finos, moda secundaria: arenas muy finas; donde el carácter bimodal podría deberse a aportes fluviales y eólicos) y en menor medida unimodales y polimodales. Las arcillas de la Formación Valentín presentan una composición predominante de cloritas e illita, indicativas de ambientes de “lago alcalino” y en forma subordinada caolinita, normalmente asociada a la presencia de aguas dulces levemente ácidas (estudio Secretaría Técnica de la Gobernación, 1969, en Salinas, 1979).

Uliarte *et al.* (1990) y Colombo *et al.* (2000) mencionaron la formación de un gran lago natural en el valle de Ullum-Zonda alrededor de ~6.500 años cal. AP y atribuyeron su origen a un bloqueo de la quebrada de Zonda por sedimentos aluviales gruesos, provenientes de los macizos montañosos aledaños. Blanc (2014) interpretó que, durante su existencia, el sistema habría sufrido numerosos ciclos de expansión y retroceso en función del balance agradación/subsidencia. Concluyó además que el debilitamiento de las rocas más friables que conformaban la divisoria de aguas entre el extremo

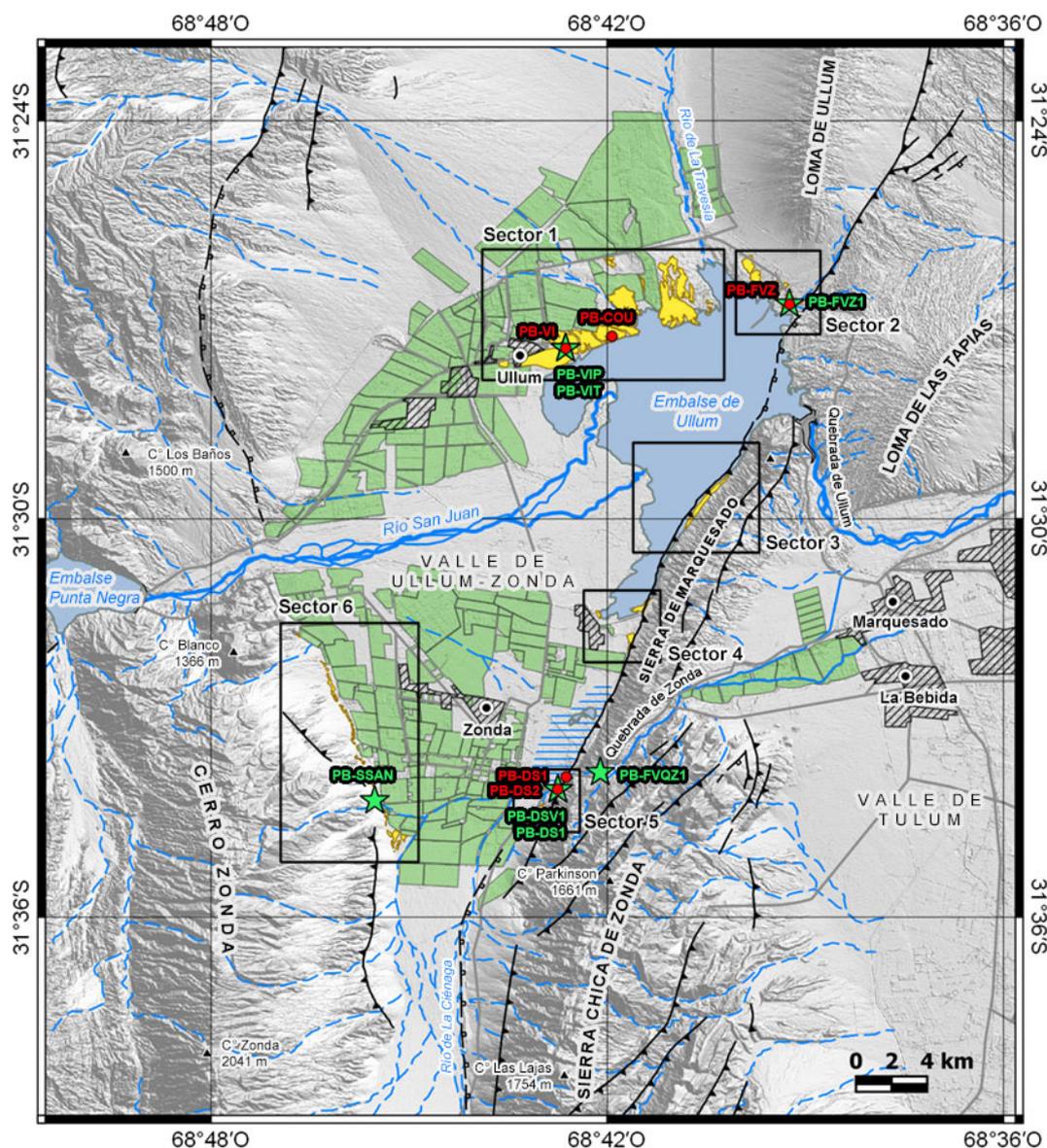


Figura 4. Ubicación de los afloramientos de la Formación Valentín y de los sectores, columnas estratigráficas (rojo) y dataciones (verde). **Figure 4.** Location of the Valentín Formation outcrops and sectors, stratigraphic logs (red) and numerical ages (green).

REFERENCIAS

Geología

- Formación Valentín
- Falla inversa
- Falla inversa inferida
- Sitio datación
- Sitio columna estratigráfica

Topografía e hidrografía

- Cerro
- Cuerpo de agua
- Humedales
- Río
- Río, arroyo seco

Infraestructura

- Población
- Ruta, camino
- Área urbana
- Cultivos

norte de la sierra de Marquesado y la Loma de Las Tapias, que desembocó en la captura del río San Juan por la quebrada de Ullum, se produjo en el transcurso del Holoceno medio (Norgripiense).

García (1996) mencionó el hallazgo de algas carófitas (*Charophyta*) y artrópodos de la clase Ostracoda en la Formación Valentín en las cercanías de la localidad de Zonda. Colombo *et al.* (2000)

mencionaron que, en los alrededores de la boca de la quebrada de Zonda, 15 m por encima del nivel actual del relleno sedimentario de la depresión de Ullum-Zonda, hay materiales de grano fino con *Pteridophyta*, restos de polen (*Grammitidaceae* cf. *grammitis*) y especímenes inciertos. Dentro de los mismos niveles hallaron abundantes ostrácodos (*Cypridopsis* cf. *intermedia*; *Darwinula* cf. *africana brasiliensis*;

Chlamidotheca incisa; *Limnocythere* sp.) y restos de *charophyta* (Musacchio, 1988) que según estos autores sugieren deposición en un entorno lacustre.

Suvires y Gamboa (2011) realizaron las primeras dataciones radiocarbónicas (Tabla 1) por método convencional para esta formación, obteniendo edades holocenas tardías para los niveles superiores de la secuencia (2.840 ± 80 AP / 1.890 ± 80 AP) en dos sectores del valle de Ullum-Zonda (sectores 4 y 6, Fig. 4). Sobre la base de dichas dataciones, estas autoras propusieron la existencia de un lago durante el Holoceno tardío con sedimentación predominantemente detrítica. Consideraron además la posibilidad de que en la depresión hayan coexistido diversos sitios anegados formando pequeños lagos aislados, aunque estos pudieron haberse comunicado en épocas de mayor aporte hídrico. Dicho trabajo estimó que el lago se habría formado bajo dos condiciones favorables, una externa asociada a episodios climáticos en la Cordillera de los Andes que habrían favorecido un incremento en los caudales del río San Juan y una condición favorable local del valle de Ullum-Zonda vinculada a factores probablemente tectónicos.

Blanc y Perucca (2017) identificaron dos unidades cronoestratigráficas en la Formación Valentín, una unidad Pleistoceno tardía (16.700 a 15.200 años cal. AP) y una unidad Holoceno temprano (Groenlandiense) a medio (Norgripiense) (9.475 a 7.685 años cal. AP) (Tabla 1) sin poder determinar la relación estratigráfica entre ambas unidades. Blanc (2019) obtuvo una edad de 4.500 ± 850 años AP para una lente de sedimentos finos sobre la superficie de una terraza fluvial en la quebrada de Zonda, la cual fue interpretada como una edad mínima para la Formación Valentín.

METODOLOGÍA

El área de estudio fue dividida en 6 sectores en función de la distribución espacial de los afloramientos de la Formación Valentín, siguiendo el esquema propuesto por Blanc y Perucca (2017; Fig. 4). Se realizó una descripción y análisis litofacial detallado (Tabla 2) en cinco columnas estratigráficas levantadas en los sectores 1 (columnas PB-VI y PB-COU), 2 (columna PB-FVZ) y 5 (columnas PB-DS1 y PB-DS2) del valle de Ullum-Zonda (Fig. 5) y secciones de control en los sectores 3, 4 y 6 utilizando el enfoque propuesto por Miall

(1977), Allen (1983), Miall (1985; 1996; 2006) con modificaciones. Los datos obtenidos para la caracterización de las facies incluyeron: espesor de horizontes o capas, superficies limitantes, textura, estructura y carbonatos. La textura se determinó utilizando métodos clásicos de manipulación de suelo para analizar su plasticidad (Thien, 1979). El contenido relativo de CaCO_3 se determinó a partir de la reacción relativa (débil, moderada o fuerte) de los sedimentos en HCl diluido al 10%. Aquellas facies genéticamente relacionadas, fueron agrupadas en asociaciones de facies (Tabla 3) considerando como tal a un cuerpo de roca de escala mayor a una facies, caracterizado por su geometría (interna y externa), el arreglo de sus superficies limitantes (en el caso de elementos arquitecturales) y/o las facies que lo componen (Miall, 1977; Allen y Allen, 2005; Bridge y Demicco, 2008). Las asociaciones de facies se agrupan en subambientes que se desarrollan en un mismo ambiente depositacional o una parte de estos. Se definieron dieciséis asociaciones de facies las cuales fueron agrupadas en ocho subambientes representativos de cinco ambientes sedimentarios (Tabla 4). El análisis geomorfológico consistió en el estudio de las geoformas en el área de estudio a partir de imágenes satelitales, fotos aéreas y modelos digitales del terreno (DEM del Instituto Geográfico Nacional de 5 y 30 m de resolución) junto con relevamientos de campo donde se observaron las relaciones de contacto entre las diferentes geoformas y se establecieron los posibles procesos morfogenéticos que les dieron origen. El análisis geocronológico se realizó a partir de edades numéricas disponibles (Tabla 1) a partir de dataciones de ^{14}C de sedimentos orgánicos mediante técnicas convencional y AMS publicados por Blanc y Perucca (2017). A partir de la interpretación paleoambiental se confeccionó mediante técnicas de montaje fotográfico una "imagen paleosatelital" del valle de Ullum-Zonda donde se representa la paleogeografía de este valle para el Holoceno temprano (Groenlandiense, ~ 9.300 años AP).

RESULTADOS

Sector 1: Costa Occidental del Embalse de Ullum

En el sector 1 (Fig. 4), próximo a la localidad de Villa Ibáñez, se encuentra el afloramiento más extenso de la Formación Valentín, que abarca un área de $5,7 \text{ km}^2$ con aproximadamente 11 m de espesor

Muestra	Código	Tipo	Edad	$\delta^{13}\text{C}$ (estimado)	Edad calibrada (años AP)	Laboratorio	Publicado en
LP-2237	LP-2237	Restos carbonizados	1.890 ± 80	-24 ± 2 ‰	No disponible	LATyR UNLP	Suñeres y Gamboa (2011)
LP-2209	LP-2209	Restos carbonizados	2.760 ± 80	-24 ± 2 ‰	No disponible	LATyR UNLP	Suñeres y Gamboa (2011)
PB-FVQZ1	4888	Arenas cuarzosas	4.500 ± 850	23,5 P(Gy)	No aplica	Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA	Blanc (2019)
PB-SSAN	Beta-424135	Sedimento orgánico	6.930 ± 30	-22,4 ‰	2 σ	7.835-7.685 Beta Analytic Inc.	Blanc y Perucca (2017)
PB-DS1	LP-2944	Sedimento orgánico	7.230 ± 180	-24 ± 2 ‰	1 σ	8.191-7.828 LATyR UNLP	Blanc y Perucca (2017)
PB-FVZ1	Beta-407864	Sedimento orgánico	7.460 ± 30	-23,3 ‰	2 σ	8.330-8.180 Beta Analytic Inc.	Blanc y Perucca (2017)
PB-DSV1	Beta-407863	Sedimento orgánico	8.420 ± 30	-22,8 ‰	2 σ	9.475-9.400 Beta Analytic Inc.	Blanc y Perucca (2017)
PB-VIT	Beta-424136	Sedimento orgánico	12.850 ± 40	-21,1 ‰	2 σ	15.330-15.160 Beta Analytic Inc.	Blanc y Perucca (2017)
PB-VIP	Beta-407865	Sedimento orgánico	13.790 ± 50	-23,2 ‰	2 σ	16.770-16.440 Beta Analytic Inc.	Blanc y Perucca (2017)

Tabla 1. Edades numéricas para la Formación Valentín en el valle de Ullum-Zonda.

Table 1. Numerical ages of the Valentín Formation in the Ullum-Zonda Valley.

expuesto (Figs. 6a y b).

Columna PB-VI (31°27'26.35"S - 68°42'37.74"O).

La secuencia inicia de base a techo con un ciclo granocreciente de 3,5 m de espesor integrado por las asociaciones de facies FF₂, LV y CH(SB) (Fig. 5a). La asociación FF₂ constituye una sucesión de fangos bitemáticos limo-arcillosos macizos con laminación horizontal a suavemente ondulados (*Fhb*), fangos arenosos (*F(S)h*) y una capa endurecida, con evidencias de bioturbación, marcas de raíces, y estructura en bloques que presenta pedogénesis incipiente (*P*). Esta asociación posee un espesor de 2,2 m y bancos de geometría tabular. Por encima, la asociación LV se manifiesta como una intercalación cíclica de arenas finas a medianas con laminación ondulática (*Sr*) y fangos endurecidos con laminación horizontal (*Fh*) de color pardo que totalizan 80 cm de espesor. Sobre estos, la asociación CH(SB) está constituida por arenas medianas a gruesas con entrecruzamiento planar (*Sp*) y ondulático (*Sr*) con finas láminas de fangos (*Fh*) formando cubiertas (*mud drapes*) con grietas de desecación sumando un espesor de 35 cm.

En los siguientes 3,8 m se desarrolla un nuevo ciclo granocreciente conformado por las asociaciones de facies FF₂, FE, CS y CH(SB). La asociación FF₂ se desarrolla como una sucesión granodecreciente de 2 m de espesor de fangos bitemáticos limo-arcillosos a arcillo-limosos de color pardo rojizo a pardo verdoso (*Fhb*) que hacia su tope presenta un nivel de paleosuelo escasamente desarrollado (*P*) con estructura en bloques. Intercalada entre la asociación FF₂ se observan unas capas de poco espesor de arenas subarcosas masivas medianas moderadamente seleccionadas (*Sm*) y limos masivos friables bien seleccionados (*Lm*) que constituyen la asociación FE. La asociación CS, con 1 m de espesor, presenta fangos con laminación horizontal (*Fh*), arenas finas friables bien seleccionadas con ondulitas ascendentes (*climbing ripples*) en cuerpos lenticulares (*Src*) de ~30 cm de espesor y 2 m de extensión lateral, arenas subarcosas con laminación horizontal de bajo régimen de flujo (*Sh₁*), fangos masivos (*Fm*) y fangos arenosos bitemáticos con laminación heterolítica flaser. Lateralmente se observaron lentes de mayores dimensiones (30 cm

Código	Facies	Descripción	Interpretación
<i>Bmc</i>	Brechas clasto-sostén	Depósitos lenticulares compuestos por brechas monomíticas con clastos angulosos a subangulosos de tamaños variables (<1 cm a >50 cm) con matriz limo-arenosa intersticial y espesores desde ~30 cm a más de 1 m. Se presentan masivos a gradados o con estratificación grosera y forma lenticular con base generalmente erosiva de moderado relieve. Moderadamente consolidado.	Flujos fluidos (gradación normal) y en menor proporción a flujos hiperconcentrados no cohesivos (gradación inversa) canalizados.
<i>Gcm</i>	Gravas clasto-sostén	Gravas monomíticas poco consolidadas compuestas por clastos subredondeados, moderadamente seleccionados, de calizas y dolomías de tamaño guijón (~12 cm) y matriz areno-limosa.	Flujos fluidos y turbulentos que transportan clastos por rolido.
<i>Ghc / Ghci</i>	Gravas clasto-sostén con estratificación horizontal	Gravas finas a gruesas (2 a 25 cm), escasamente consolidados, compuestos por clastos subredondeados a redondeados de rocas ígneas plutónicas y volcánicas, grauvacas gris verdosas y en algunos casos calizas y dolomías. Presentan estratificación horizontal difusa con formas lentiformes de base erosiva de relieve bajo y espesores aproximados de 5 a 60 cm y varios metros de extensión. Matriz areno-limosa. A veces los clastos presentan imbricación (i).	Flujos fluidos y turbulentos que transportan clastos por rolido.
<i>G(S)h</i>	Gravas arenosas	Gravas finas (~4 a 20 mm) polimíticas y en menor proporción arenas gruesas y sabulitas en bancos lenticulares y dimensiones aproximadas de 30 cm de alto por 1,5 m de ancho.	Depósitos residuales (<i>lag</i>) y de relleno de canal de pequeñas dimensiones y alta energía. Alto régimen de flujo.
<i>S(FB)m</i>	Arenas fangosas y brechosas con bloques	Arenas fangosas con fábrica caótica a masivas, con guijones y bloques (de hasta 1 m) de rocas calcáreas. Espesor ~1 a 3 m y reducida extensión lateral (<10 m).	Flujos hiperconcentrados pseudo-plásticos, no fluidos confinados.
<i>S(G)h</i>	Arenas gravosas con estratificación horizontal	Arenas medianas a gruesas mal seleccionadas con participación subordinada de gravas polimíticas finas a medianas (~5 a 60 mm) compuestas por clastos subangulosos a redondeados de rocas ígneas plutónicas, volcánicas y grauvacas gris verdosas. Se presentan en mantos lentiformes de hasta 40 cm de espesor y varios metros de extensión. Presentan estratificación horizontal grosera. Escasamente consolidados.	Flujos torrenciales en manto. Corrientes de alto régimen de flujo.
<i>S(G)pi</i>	Arenas guijarrosas con entrecruzamiento planar e intraclastos	Arenas gruesas a sabulitas con algunos clastos dispersos tamaño guija fina (<1 cm). Se presentan en estratos tabulares de ~40 cm de espesor con entrecruzamiento planar de ángulo moderado a alto. Presentan algunos clastos redondeados de fangolitas cementadas de ~10 cm de tamaño. Muy friables.	Migración de megaóndulas de crestas rectas en flujos fluidos erosivos de moderada profundidad.
<i>Sm</i>	Arenas masivas	Arenas finas a muy finas masivas con geometría tabular y espesores de ~1 a 30 cm.	Flujos mantiformes hiperconcentrados no cohesivos o bien depósitos cuya estructura fue alterada por procesos de bioturbación postdeposicionales.
<i>Sh₁</i>	Arenas con laminación horizontal	Arenas medianas a gruesas, a veces conglomerádicas con laminación horizontal difusa en capas tabulares con espesores de ~2 a 30 cm. Es frecuente la presencia de láminas con alta concentración de minerales pesados. Muy friables.	Corrientes mantiformes de bajo régimen de flujo.
<i>Sh₂</i>	Arenas con laminación horizontal	Arenas medianas a gruesas con laminación horizontal bien definida en capas tabulares con espesores de ~2 a 30 cm. A veces gravosas.	Corrientes mantiformes de alto régimen de flujo.
<i>Sp</i>	Arenas con laminación entrecruzada planar	Capas tabulares de arenas medianas a gruesas con selección moderada a buena y con laminación entrecruzada planar a pequeña y moderada escala (capas de hasta 40 cm de espesor). Muy friables.	Flujos de intermedio a bajo régimen de flujo. Megaóndulas transversales.

<i>St</i>	Arenas con laminación entrecruzada en artesa	Arenas medianas a gruesas con entrecruzamiento en artesa y geometría tabular. Espesores de ~5 cm a 40 cm. Friables.	Flujos de intermedio a bajo régimen de flujo. Megaóndulas de crestas sinuosas.
<i>Sr</i>	Arenas con laminación ondulítica	Arenas medianas a finas con ondulitas (<i>ripples</i>).	Migración de óndulas en corrientes de bajo régimen de flujo.
<i>Src</i>	Arenas con laminación ondulítica ascendente	Arenas medianas a finas con ondulitas ascendentes (<i>climbing ripples</i>).	Migración de óndulas en corrientes de bajo régimen de flujo con alta concentración de sedimentos.
<i>Smn</i>	Arenas masivas con nódulos o concreciones	Arenas finas a medianas masivas a difusamente laminadas con nódulos. Friables.	Pedogénesis o evaporación de agua bicarbonatada en zona no saturada de llanura de inundación.
<i>Sme</i>	Arenas masivas con buena selección	Arenas finas a muy finas masivas o con laminación difusa, bien seleccionadas, con geometría tabular y espesores de ~2 a 30 cm. Friables.	Acreción vertical por acción eólica de un manto arenoso, posiblemente vegetado.
<i>Spe</i>	Arenas con laminación entrecruzada planar bien seleccionadas	Arenas finas a muy finas con entrecruzamiento planar de ángulo moderado y geometría lentiforme. Bien seleccionadas. Espesor de ~10 cm. Friables.	Migración de óndulas crecientes de crestas rectas, con caras de sotavento dominadas por caída y flujos de granos.
<i>F(S)h</i>	Fangos arenosos con laminación horizontal	Limo-arcillas con participación subordinada de arenas finas con laminación horizontal a levemente ondulada.	Decantación de material en suspensión que puede estar acompañada por flujos tractivos débiles.
<i>Fh</i>	Fangos con laminación horizontal	Limo-arcillas y arenas muy finas con laminación horizontal a levemente inclinada u ondulítica.	Decantación de material en suspensión que puede estar acompañada por flujos tractivos débiles.
<i>Fhb</i>	Fangos bitemáticos con laminación horizontal	Ciclos bitemáticos arcilla/limo; limo oscuro/limo claro; limo claro/limo oscuro; limo/arena fina. Los ciclos pueden ser de escala milimétrica (2-5 mm) y a veces se combinan formando ciclos mayores en patrón fractal (~5 cm). A veces presentan ondulitas en los niveles limo-arenosos, en algunos casos ascendentes (c). A veces puede presentar entrecruzamiento en artesa (t).	Decantación cíclica de material en suspensión que puede estar acompañada por flujos tractivos débiles.
<i>Fm</i>	Fangos masivos	Limo-arcilla y arenas muy finas masivas.	Decantación de material en suspensión. Depósitos de flujos de barros en zonas de desbordamiento.
<i>Lm</i>	Limos masivos	Limos puros masivos, bien seleccionados, muy friables y pulverulentos.	Decantación subaérea de material fino en suspensión (loess).
<i>Cm</i>	Arcillas masivas plásticas	Arcillas rojizas, moradas y verdosas masivas a difusamente laminadas, muy cohesivas y plásticas, con fractura en bloques. A veces con motas negras. Forman bancos tabulares con espesores desde ~1 cm hasta ~1 m. Las capas más delgadas a veces presentan deformación por carga tipo <i>boudinage</i> , o fluidales (similar a hebras inyectadas en sedimentos arenosos suprayacentes).	Decantación de material en suspensión en aguas inmóviles.
<i>P</i>	Protosol	Fangolitas y/o arenas finas masivas endurecidas en bancos tabulares con laminación difusa. Estructura en bloques con fractura irregular a concoidea, bioturbación y marcas de raíces. A veces presenta arcilla iluvial en forma de cutanes (Protosol argílico) (P-Ar).	Pedogénesis incipiente y bioturbación en depósitos aluviales finos durante intervalos de escasa o nula sedimentación.

Tabla 2. Nomenclatura, descripción e interpretación de las facies reconocidas en la Formación Valentín.

Table 2. Nomenclature, description and interpretation of the facies recognized in the Valentín Formation.

Asociaciones de Facies		Facies	Descripción e Interpretación
SG	Flujos gravitatorios fluidos	<i>Bmc</i>	Depósitos de flujos hiperconcentrados fluidos. Relleno de canales efímeros de alta energía.
GB	Barras y formas de lecho gravosas	<i>Gcm, Ghc, Ghci, G(S)h</i>	Depósitos de formas de lecho de canal y barras gravosas a gravo-arenosas. Lentiformes a tabulares. Flujos dominados por carga de lecho. Interdigitada con SB.
CH	Barras y formas de lecho arenosas	<i>S(G)h, S(G)pi, Sh₁, Sh₂, Sp, St, Sr, Src</i>	Canales monoepisódicos. Depósitos arenosos, areno-guijarrosos, areno-limosos y limo-arenosos en cuerpos lenticulares. Rellenos de canal y barras menores. Flujos dominados por carga mixta.
CHA	Canales arcillosos	<i>Fhb</i>	Fangos bitemáticos arcillo-limosos a arcillosos formando cuerpos lenticulares de 1 a 3 m de ancho y 0,5 a 1 m de alto con base erosiva (relación "ancho/profundidad" ~3x1 m). Depósitos de canal.
BD	Barra arenosa	<i>Sh₁, Sp, St, Sr, Fh</i>	Depósitos arenosos, areno-limosos y en menor proporción limo-arcillosos con estructuras de corriente y estructuras de deformación hidrolástica ligadas a sedimentación rápida. Depósitos de barra de desembocadura en zona de interacción fluvio-lacustre con alta descarga fluvial y bajo gradiente del litoral lacustre.
LA	Macroformas de acreción lateral	<i>St, Sp, Sh₁, Sr</i>	Cuerpos tabulares a lenticulares con laminación sigmoidal caracterizados por superficies internas de erosión de 3° orden de acreción lateral. Barras de migración lateral.
CR	Canales alimentadores de lóbulos de desbordamiento (<i>crevasse channel</i>)	<i>St, Sh₂, Sh₁, Sm, Sr, Src</i>	Depósitos de desbordamientos proximales en llanura de inundación. Rompimiento en el margen del canal principal. Generalmente enmarcado sobre una superficie limitante 4b.
CS	Lóbulos de desbordamiento (<i>crevasse splays</i>)	<i>Sh₁, Sh₂, Sm, Src, Fm, Fhb</i>	Depósitos de desbordamientos distales en llanura de inundación. Progradación desde el canal de <i>crevasse</i> hacia la llanura de inundación.
LS	Planicies arenosas laminadas	<i>Sh₂ >> Sp, Sr, S(G)h</i>	Depósitos de flujos intempestivos mantiformes de alto régimen de flujo. Gran extensión lateral.
LV	Albardón (<i>Levéé</i>)	<i>Sr, Fh</i>	Depósito repetido de arena y limo en las proximidades de un canal (CH). Secuencia vertical con tendencia estrato-creciente.
FF₁	Llanura de inundación proximal energética	<i>Fhb, Sr, Sm, Sh₂</i>	Depósitos fango-arenosos mantiformes de espesor variable con ocasional presencia de estructuras de corriente. Pueden rellenar canales abandonados. Planicie energética en situación proximal a CHA y CS.
FF₂	Llanura de inundación distal	<i>F(S)h, Fm, Fh, Fhb, Sh₁, Sm, Smm, P</i>	Depósitos fango-arenosos mantiformes de espesor variable. Pueden rellenar canales abandonados. Ocasionalmente con rasgos pedogenéticos. Planicie distal.
FLS	Facies lacustres de cuenca o sublitorales	<i>Fhb</i>	Depósitos de fangos bitemáticos verdosos con nítida laminación horizontal y abundantes impresiones de restos vegetales (juncos). Decantación en aguas calmas y condiciones levemente reductoras.
FLM	Facies lacustres marginales (litorales)	<i>Fm, Fhb, Cm</i>	Depósitos de arcillas masivas muy plásticas rojizas oscuro, a veces fangos bitemáticos arcilla-limo. Decantación de grandes volúmenes de fangos en aguas relativamente calmas y condiciones oxidantes en posición proximal a la desembocadura de un cauce fluvial. Ocasional deformación por carga.
FE	Manto de interacción fluvio-eólica.	<i>Sme, Spe, Lm</i>	Depósitos de manto eólico, migración de óndulas eólicas o acreción vertical de un manto arenoso y/o limoso (loess) parcialmente vegetado.
RM	Depósito de remoción en masa	<i>S(FB)m</i>	Depósitos de avalancha de rocas.

Tabla 3. Descripción e interpretación de las asociaciones de facies reconocidas en este trabajo.

Table 3. Description and interpretation of facies associations recognized in this contribution.

Ambiente	Subambiente	Asociación de Facies	Interpretación
LACUSTRE	LITORAL	BD	Depósitos de barra de desembocadura. Ingreso de canales fluviales de carga fina en el cuerpo lacustre.
	SUBLITORAL/ INTRALITORAL	FLM	Depósitos de decantación subácuea en ambiente de baja energía con alto aporte sedimentario. Condiciones levemente oxidantes.
		FLS	Depósitos de decantación subácuea en ambiente de muy baja energía. Condiciones levemente reductoras.
SISTEMA FLUVIAL ANASTOMOSADO DE AGRADACIÓN RÁPIDA	LLANURA DE INUNDACIÓN DISTAL	FF₁, FF₂, CS, CHA, FE	Depósitos de llanura de inundación. Orden C (Nanson y Croke, 1992).
	LLANURA DE INUNDACION PROXIMAL	LV, CR, CS, FF₁	Depósitos de diques laterales de canal y lóbulos de desbordamiento.
	FAJA DE CANALES	SB, GB, (LA)	Depósitos residuales de relleno de canal y barras en canales con márgenes relativamente estables y de moderada sinuosidad.
ABANICO COLUVIAL	ABANICO PROXIMAL	SG, RM	Depósitos de flujos gravitatorios fluidos y no fluidos canalizados en ambiente de frente montañoso y piedemonte proximal.
ABANICO ALUVIAL	ABANICO MEDIO A DISTAL	CH(GB+SB),	Depósitos canalizados de flujos fluidos hiperconcentrados.
SISTEMA FLUVIAL ENTRELAZADO ARENO- GRAVOSO	CANALES ENTRELAZADOS Y PLANICIE ALUVIAL DISTAL	SB, GB, LS, FF₁	Depósitos de flujos fluidos de moderado a alto régimen de flujo. Flujos someramente canalizados a mantiformes en zona distal de planicie aluvial.

Tabla 4. Subambientes y paleoambientes sedimentarios para la Formación Valentín y unidades asociadas.

Table 4. Sedimentary sub-environments and paleoenvironments for the Valentín Formation and associated units.

x 5 m) de arenas medianas a gruesas. La asociación CS presenta abundante bioturbación (cuerpos cilíndricos verticales de 1 a 3 cm de largo de arenas cementadas) posiblemente icnitas del género *Skolithos*, sugiriendo un ambiente con alta energía. Sobre estos depósitos, conformando la asociación CH(SB), aparecen arenas medianas muy friables con entrecruzamiento en artesa (*St*) con algunas cubiertas de fango entre artesas (*Fh*) que hacia el techo pasan a arenas guijarrosas con entrecruzamiento planar de alto ángulo con intraclastos (*S(G)pi*) de fangolitas y venillas de yeso. Por último, la columna culmina con un nuevo paquete de la asociación FF₂ constituido por 1 m de fangos pardo amarillentos a pardo verdosos con laminación horizontal difusa a masivos y endurecidos con estructura en bloques (*Fh, P*). Las facies fangosas en general (*F*) y en algunos casos las arenas finas presentan pequeños cristales y/o laminillas de yeso en forma diseminada en toda la columna. La edad de los sedimentos en la base de la secuencia es de 13.790 ± 50 años ¹⁴C AP (cal 2sigma

16.770 a 16.440 años cal. AP) y de 12.790 ± 40 años ¹⁴C AP (cal 2sigma 15.330 a 15.160 años cal. AP) en el techo, correspondiéndose con el Pleistoceno tardío (Blanc y Perucca, 2017).

Columna PB-COU (31°27'17.85"S - 68°41'52.32"O).

Esta sección (Figs. 5b y 6b) presenta tres ciclos: el primero con arreglo granocreciente formado por la sucesión FF₂, FE, FF₁, CHA y CH(SB) el segundo con un arreglo no definido, conformado por CR, CS y FF₁ y el tercero de tendencia granodecreciente constituido por LA, FF₂ y FF₁. En la base de la secuencia, la asociación FF₂ está constituida por depósitos mantiformes a lentiformes de fangos bitemáticos (*Fhb*) con laminación horizontal a ondulítica tangencial y en menor medida fangos masivos y fangos arenosos con laminación horizontal (*F(S)h*) de colores pardo rojizo a pardo amarillento verdoso, con un espesor de 1,2 m. Los ciclos bitemáticos rojizos-verdosos poseen de ~2 a ~5 mm de espesor y se repiten en patrón fractal en

ciclos mayores de ~5 cm de espesor. Lateralmente se observan algunos lentes de arena mediana friable (*Sm*, *Sh₁*). En la parte superior de este paquete, se observaron icnitas posiblemente del género *Skolithos* de ~10 cm de longitud y ~1 cm de grosor, motas negras y bioturbación moderada. Por encima, se presenta la asociación FE representada por una delgada capa lentiforme de hasta 10 cm de espesor, de arenas finas bien seleccionadas con laminación entrecruzada planar (*Spe*), con base plana y superficie erosiva en el techo posiblemente asociada a la migración de pequeñas dunas de crestas más o menos rectas en parches de arenas eólicas (Fig. 5c). Por encima, aparece la asociación FF₁, con 1,42 m de espesor, constituida por un parche basal de arenas finas seguido de una serie de fangos bitemáticos con laminación horizontal (*Fhb*) intercalados por pequeñas lentes arenosas con ondulitas (*Sr*). En algunos casos, los fangos bitemáticos se presentan con ondulitas ascendentes en capas lentiformes erosivas sobre sustrato de fangos bitemáticos más arcillosos (Fig. 4c). Lateralmente se observan fangos bitemáticos arcillo-limosos a arcillosos macizos (*Fhb*) formando cuerpos lenticulares canalizados con base erosiva que constituyen la asociación CHA (Fig. 6d). El techo de esta sucesión presenta pedogénesis incipiente con una diferenciación leve entre posibles horizontes A y B. El horizonte A, con 17 cm de espesor, presenta intensa bioturbación, marcas de raíces y aspecto endurecido. Se observó una moderada translocación de arcillas hacia el horizonte B, constituido por una capa de limos arcillosos masivos con estructura en bloques donde se observaron algunos cutanes (*P-Ar*). El nivel de paleosuelo resalta por la mayor cementación de las capas las que presentan una estructura prismática. La secuencia continúa con la asociación FE, con 2,7 m de espesor, conformada en la base por arenas masivas con nódulos o concreciones carbonáticas (*Smn*) que luego dan paso a arenas finas con laminación horizontal (*Sh₁*) y pequeños ciclos granodecrecientes de arenas muy finas masivas (*Sm*) a fangolitas laminadas (*Fh*) con grietas de desecación. Hacia la parte media y superior de esta asociación, continúa una intercalación rítmica de arenas masivas muy finas y bien seleccionadas (*Sme*) con fangos con laminación horizontal (*Fh*), grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia y un fino nivel de paleosuelos (*P*) caracterizado por su estructura en bloques, bioturbación moderada a fuerte y

endurecimiento (Fig. 6e). Sobre la asociación FE, se sitúa un paquete de arenas subarcosas medianas a gruesas con estratificación cruzada en artesa (*St*) y con ondulitas ascendentes (*Src*) con intercalación de lentes de gravas arenosas (*G(S)h*) compuestas por clastos de rocas plutónicas constituyentes de la asociación CH(SB) con un espesor de 80 cm (Fig. 6f). Cada artesa presenta en su techo cubiertas de fango (*mud drapes*). Sobre este paquete, se desarrollan las asociaciones de facies CR, CS, FF₁, LA que constituyen el segundo ciclo, de arreglo indefinido. La asociación CR presenta unos 20 cm de espesor, representada por una capa milimétrica de gravas arenosas muy finas tipo *lag* basal (*G(S)h*) seguido de fangos verdes con laminación horizontal (*Fh*) con grietas de desecación (Fig. 6f), capas de arenas finas a medianas con laminación horizontal (*Sh₁*) y con ondulitas (*Sr*) y cubiertas de fango (*mud drapes*) con grietas de desecación y encapes de yeso. Los fangos verdes preservan impresiones de tallos y hojas y bioturbación en forma de tubos horizontales. Por encima, se desarrolla la asociación CS, con 40 cm de espesor, constituida por arenas difusamente laminadas con nódulos (*Smn*) seguido de fangos bitemáticos areno-limosos a veces con ondulitas (*Fhb*) en paquetes con formas lobulares (presencia de superficies limitantes tipo 4c) y muy bioturbados. Sobre CS, una nueva sucesión de 1 m de espesor de la asociación FF₁ se caracteriza por fangos bitemáticos limosos con ondulitas ascendentes (*Fhbc*), fangos bitemáticos limo-arcillosos con laminación ondulítica (*Fhb*), en cuerpos lobulares y presencia de venillas y rosetas de yeso, seguido de arenas masivas bioturbadas (*Sm*). Las crestas de las ondulitas están preservadas en la mayoría de los casos. En el techo se dispone una capa de fangolitas endurecidas, las cuales se presentan muy bioturbadas, con mayor contenido de materia orgánica en relación a las capas subyacentes, con precipitación de sales, estructura prismática y fractura concoide, constituyendo un nivel de paleosuelo (*P*). Sobre estos se dispone el tercer ciclo, de carácter granodecreciente formado por fangos bitemáticos con laminación inclinada de bajo ángulo (*Fhb*) con superficies sigmoidales de acreción lateral limitadas por superficies de 3° orden seguidos por arenas medianas con ondulitas (*Sr*) en cuerpos lenticulares asimétricos de 5 m de ancho, fangos con laminación horizontal con marcas de gotas de lluvia y precipitación de sales y un nuevo nivel de paleosuelo (*P*) en su techo formado por

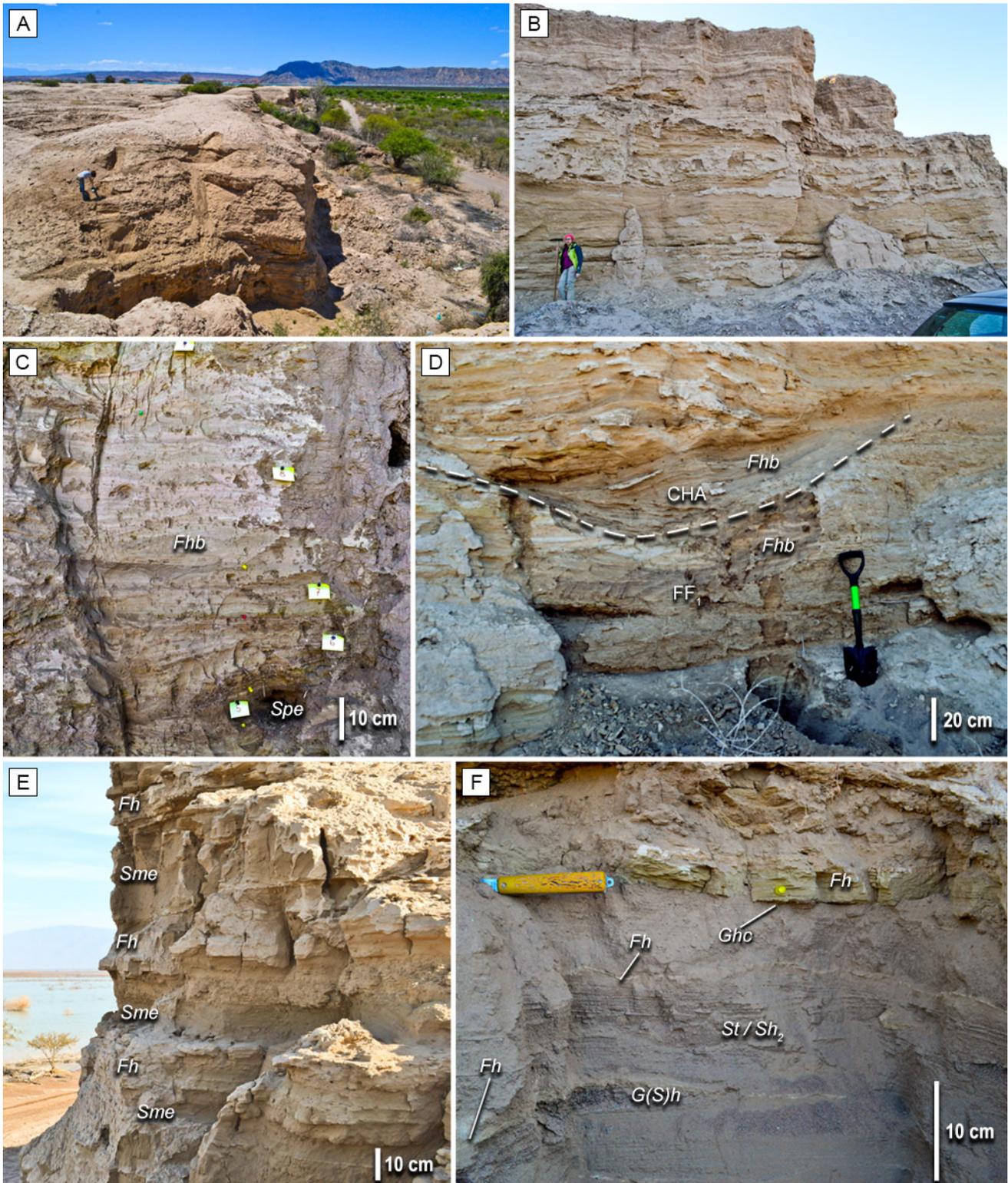


Figura 6. a) Afloramiento de la Formación Valentín en el sitio donde se levantó la columna PB-VI y b) la columna PB-COU. Persona de escala: 1,7 m. c) Facies *Fhb* en la asociación FF₂ basal de la columna PB-COU, d) Asociación CHA, e) Facies *Fh* y *Sme* que integran la asociación FE y f) Facies *St*, *Sh*₂ y *G(S)h* que integran la asociación CH(SB) seguido de una delgada capa de *Ghc* y luego *Fh* de color verdoso, parte de la asociación CR. Las fotografías de b) hasta f) pertenecen a la columna PB-COU.

Figure 6. a) Outcrop of the Valentín Formation at the site of the PB-VI log and b) at the site of PB-COU log. Person for scale: 1.7 m. c) *Fhb* facies in the basal FF₂ association of the PB-COU log. Person for scale: 1.7 m. d) CHA association, e) *Fh* and *Sme* facies that integrate the FE association and f) *St*, *Sh*₂ and *G(S)h* facies that integrate the CH(SB) association followed by a thin layer of *Ghc* and then greenish *Fh*, part of the CR association. The photographs from b) to f) belong to the PB-COU log.

parches arenosos endurecidos, improntas salinas de raíces y estructura en bloque. Esto constituye la asociación LA con un espesor de 90 cm. Finalmente, hacia el techo de la secuencia, aparece la asociación FF₂ constituida por una fina capa de limos masivos seguida de una serie de fangos bitemáticos con 1 m de espesor y laminación horizontal (*Fhb*) inicialmente bien definida que progresivamente se hace más difusa hacia el techo. Sobre FF₂ se dispone otro ciclo de asociación FF₁ con un espesor de 10 cm, constituida por arenas finas masivas con buena selección que presentan intercalación de pequeñas lentes (~20 cm de ancho) de fangos masivos.

Sector 2: Costa nororiental del Embalse de Ullum

En el sector 2 (Fig. 4) la Formación Valentín aflora en la zona limítrofe entre el valle de Ullum-Zonda y el piedemonte occidental de la Loma de Las Tapias y el piedemonte sur de la Loma de Ullum, donde los depósitos finos de la formación interactúan con los depósitos más gruesos de los sistemas aluviales de piedemonte que descienden de las lomas.

Columna PB-FVZ (31°26'46.64"S - 68°39'11.88"O).

La sección analizada se presenta como una sucesión de seis ciclos granodecrecientes. La sección inicia sus primeros 4,7 m de espesor con la asociación CH (SB+GB), conformada por depósitos aluviales de los sistemas transversales (DAT) que integran los tres primeros ciclos granodecrecientes. Esta asociación está integrada por gravas clasto-sostén con estratificación horizontal (*Ghc*) y arenas gravosas con laminación horizontal (*S(G)h*) en canales lentiformes formando una faja de canales amalgamados no confinados con gravas residuales en el piso de los canales (*Ghci*). Hacia la parte superior de la asociación, los canales se vuelven más arenosos y las gravas más finas aumentando la proporción de *S(G)h*. Internamente, esta unidad presenta superficies limitantes de 2° orden y al menos dos superficies de 3° orden que señalan la acreción aguas abajo de las barras de canal. El techo de esta asociación está constituido por intercalaciones de gravas finas residuales (*Ghc*, *Ghci*) en las bases de cada capa, seguido por arenas gruesas con laminación horizontal (*Sh₁*). Sobre esta capa aparece la asociación LS, de 40 cm de espesor, constituida por arenas gravosas (*S(G)h*) y una intercalación de fangos arenosos con laminación horizontal (*F(S)h*)

y arenas limosas con entrecruzamiento planar (*Sp*). Por encima, se desarrolla nuevamente la asociación CH con facies de gravas clasto-sostén compuestas por rodados de rocas plutónicas con estratificación horizontal (*Ghc*) formando pequeñas lentes, arenas gravosas con laminación horizontal (*S(G)h*), y arenas gruesas con entrecruzamiento planar (*Sp*) en capas tabulares, alcanzando un espesor de 80 cm. Las asociaciones LS y CH mencionadas representarían el pasaje transicional desde los depósitos transversales hacia la Formación Valentín. La base de la Formación Valentín comienza con la asociación CS, con 1,3 m de espesor, formada por capas lentiformes de fangos con laminación horizontal (*Fh*), fangos arenosos laminados con impresiones de restos vegetales (*F(S)h*) intercalados con arenas masivas medianas a finas (*Sm*), fangos bitemáticos arena-limo con laminación horizontal (*Fhb*) de color pardo verdoso, estratocrecientes, en paquetes lenticulares y a veces con intraclastos limo-arcillosos que podrían constituir pequeños canales arenosos sobre el lóbulo de derrame. Se observó moderada bioturbación con marcas de raíces acompañadas de sales precipitadas de color blanco (rizolitos) en la facies *Fhb*. Culmina en su techo con un nivel delgado de limos bioturbados y endurecidos con estructura en bloques formando un nivel de paleosuelo (*P*). Suprayace a este paleosuelo la asociación CH(SB), con 70 cm de espesor, conformada por paquetes tabulares a lenticulares de arenas medianas con laminación horizontal difusa en la base (*Sh₁*) que pasa luego a arenas finas con ondulitas (*Sr*) y por último fangos arenosos con laminación horizontal (*F(S)h*) siguiendo un arreglo granodecreciente. Por encima, la asociación FF₁, con 60 cm de espesor, incluye fangos bitemáticos limo-arenosos pardo verdoso a pardo rojizo (*Fhb*) con algunas ondulitas, pero muy bioturbado con mezcla de materiales, marcas de raíces, motas blancas y en algunos casos pequeños encapes de yeso discontinuos intercalados en la laminación. Se observan algunos niveles muy delgados de fangos con laminación horizontal (*Fh*) con grietas de desecación pequeñas. Hacia arriba, los fangos bitemáticos se vuelven limo-arcillosos con ondulitas en los términos más limosos y mucha menor bioturbación pasando a una asociación FF₂, con 50 cm de espesor. Por encima, se sitúa la asociación CS, con 40 cm de espesor, formada por una capa de arenas gruesas masivas (*Sm*) con gradación normal que hacia el techo se vuelven finas y están endurecidas, culminando

con un nivel de paleosuelos (*P*) constituido por arenas parcialmente cementadas, con estructura en bloques y bioturbación. La secuencia culmina con una capa de 30 cm de espesor de limos masivos bien seleccionados, muy friables y pulverulentos pertenecientes a la asociación FE. La transición entre los depósitos aluviales de los sistemas transversales (DAT) y la Formación Valentín suprayacente, situada a los 5 m de la base de la sección, fue datada en 7.460 ± 30 años ^{14}C AP (cal 2sigma 8.330-8.180 años cal. AP), fecha coincidente con la transición del Holoceno temprano (Groenlandiense) a medio (Norgripiense) (Blanc y Perucca, 2017).

Sector 5: extremo norte del piedemonte occidental de la Sierra Chica de Zonda

En el sector 5, los afloramientos de la Formación Valentín yacen —mediante discordancia erosiva— bajo una potente cubierta aluvial conformada por depósitos recientes del piedemonte occidental de la Sierra Chica de Zonda y quedaron expuestos por la explotación de dos canteras para extracción de áridos. En este sector se realizó el relevamiento de dos columnas estratigráficas de detalle identificadas como PB-DS1 y PB-DS2 (Fig. 5). La columna PB-DS1 (Fig. 7d) está situada a 200 m de PB-DS2 (Fig. 7e) en dirección noreste.

Columna PB-DS1 (31°34'0.76"S - 68°42'38.84"O).

En este sitio, la base del afloramiento inicia con la asociación GB, con 15 cm de espesor aflorante, constituida por gravas polimícticas clasto-sostén finas a medianas (*Ghc*), redondeadas, compuestas por rocas plutónicas y volcánicas (riolitas, granodioritas, andesitas, entre otras) y grauvacas gris verdosas con matriz arenosa de composición similar. La composición polimíctica con rocas ígneas plutónicas y los clastos redondeados son compatibles con los depósitos asociados al sistema de transferencia (río San Juan) (DST, Fig. 5). Por encima, con 20 cm de espesor, se dispone en contacto neto la asociación FLM conformada por una intercalación de capas irregulares de fangos a veces arenosos (arenas de cuarzosas y feldespáticas) con laminación horizontal (*Fh*, *F(S)h*) con arcillas masivas de colores verde y morado (*Cm*) que se inyectan en forma de pequeños hilos en las capas arenosas suprayacentes. Con 70 cm de espesor, continúa la asociación BD constituida por capas discontinuas de espesor variable de arenas finas

a medianas masivas (*Sm*), con laminación horizontal (*Sh₁*) y a veces con ondulitas (*Sr*), intercaladas con fangos con laminación horizontal (*Fh*) en algunos casos arenosos (*F(S)h*) que constituirían barras arenosas. La asociación BD presenta deformación hidrolástica como resultado de la inyección de la asociación RM constituida por un espeso paquete lenticular de algunos metros de extensión y ~2 m de espesor máximo de arenas fangosas y brechosas con bloques (*S(FB)m*) (Fig. 7d). Las arenas son cuarzo-feldespáticas y las brechas y bloques de composición calcárea lo que indica una mezcla entre el flujo masivo proveniente del macizo calcáreo de la Sierra Chica de Zonda y las arenas y fangos siliciclásticos de la Formación Valentín. La secuencia continúa hacia arriba con una lente de brechas monomícticas clasto-sostén (*Bmc*) de espesor variable y composición calcárea que constituye la asociación SG que marcan un cambio en la fuente de los sedimentos hacia el piedemonte occidental de la Sierra Chica de Zonda (DAT, Fig. 5). En este sitio, las calizas cámbricas de la Formación La Laja aparentan estar sobreimpuestas a la Formación Valentín, aunque, debido a la mala calidad del afloramiento, no fue posible determinar la geometría y tipo de contacto.

Columna PB-DS2 (31°34'4.79"S - 68°42'45.50"O).

La secuencia inicia con la asociación GB, integrada por gravas monomícticas clasto-sostén (*Gcm*) compuestas por clastos de calizas cuya textura mejor seleccionada, mayor granulometría y mayor redondeamiento (en comparación a *Bmc*) sugiere un aporte local, aunque con mayor grado de transporte. Proviene quizás de depósitos de los sistemas transversales cercanos, posteriormente retrabajados por el sistema axial (DAA) que en este sitio está representado por el río de La Ciénaga. Por encima, en contacto neto se dispone la asociación FLS con 80 cm de espesor compuesta por fangos bitemáticos limo-arcillosos con laminación horizontal (*Fhb*) muy cohesivos, de colores verdosos a blancuzcos con abundantes impresiones de restos vegetales tipo juncos, marcas de raíces y aureolas de oxidación postdeposicionales (Figs. 8a, b y c). Continúa en contacto neto la asociación FLM que constituye un potente paquete de arcillas plásticas masivas marrón rojizas con motas negras (*Cm*), con marcas de raíces y aureolas de oxidación postdeposicionales (Fig. 8d). Esta asociación posee 1 m de espesor y hacia la parte superior presenta algunas intercalaciones de fangos

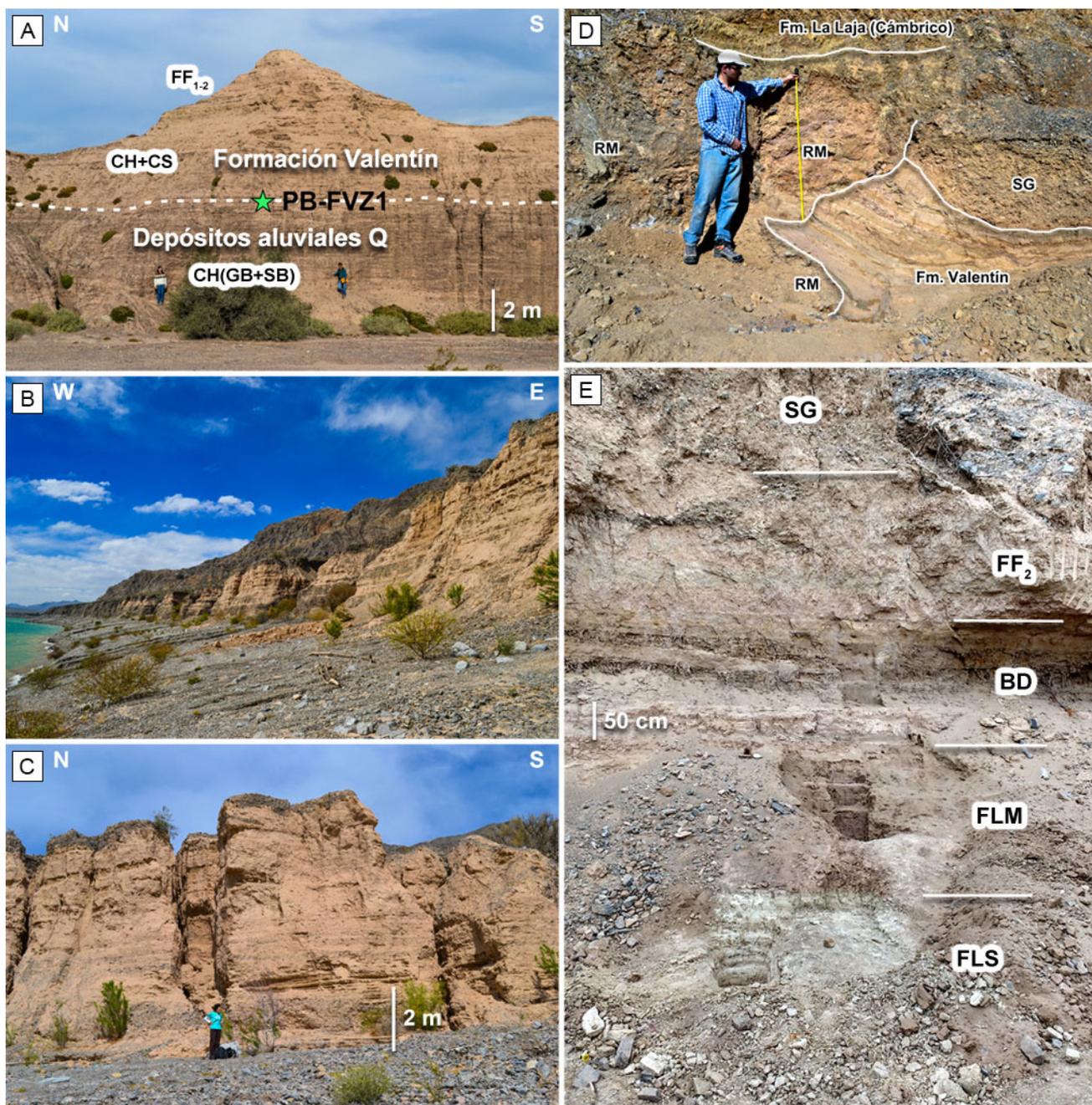


Figura 7. a) La Formación Valentín en contacto transicional (línea punteada) sobre depósitos aluviales gravosos en el sector 2 (columna PB-FVZ). **b y c)** Exposición de la Formación Valentín (color claro) en barrancas en el sector 3. El afloramiento presenta forma de lente, desapareciendo hacia el sur y el norte dentro de los depósitos del piedemonte occidental de la sierra de Marquesado (color oscuro). **d)** Sitio de la columna PB-DS1. La Formación Valentín aparece plásticamente deformada por un depósito de remoción en masa (RM). Cinta amarilla: 1 m. **e)** Sitio de la columna PB-DS2. SG: depósitos de flujos gravitatorios fluidos. FLS: facies lacustres de cuenca o sublitorales. FLM: facies lacustres marginales (litorales). BD: barra arenosa. FF₂: llanura de inundación distal.

Figure 7. a) The Valentín Formation overlying in transitional contact (dotted line) alluvial deposits in sector 2 (PB-FVZ log). **b and c)** Exposure of the Valentín Formation (light color) in the gullies of sector 3. The outcrop has a lens shape, disappearing towards the south and north within the deposits of the western piedmont of the Sierra de Marquesado (dark color). **d)** Site of the PB-DS1 log. The Valentín Formation appears plastically deformed by a mass wasting deposit (RM). Yellow tape: 1 m. **e)** Site of the PB-DS2 log. SG: deposits of fluid gravitational flows. FLS: basin or sub-coastal lake facies. FLM: marginal (coastal) lake facies. BD: sandy bar. FF₂: distal flood plain.

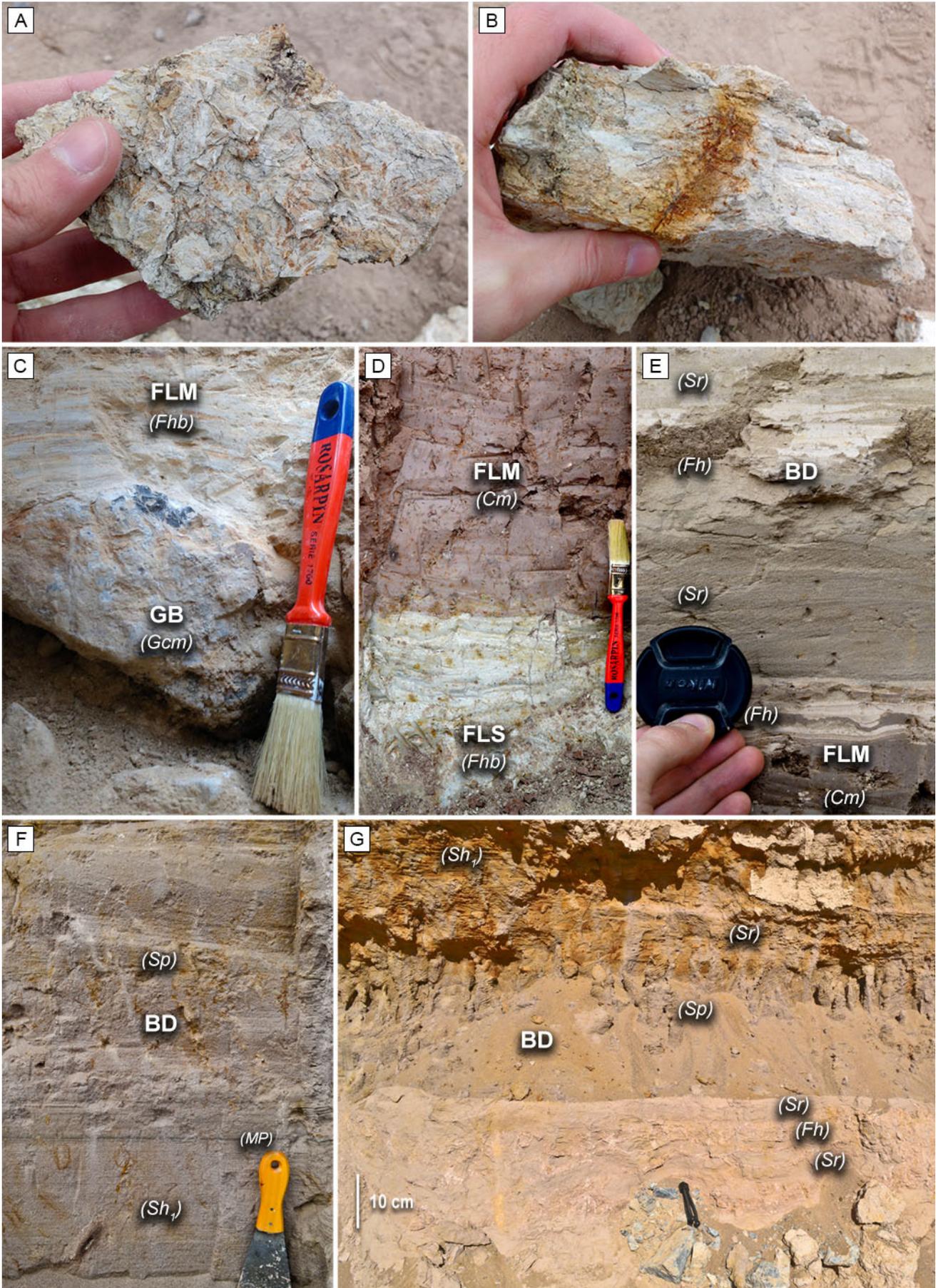
limo-arcillosos masivos a laminados de color marrón claro (*Fh*, *Fm*). La laminación, donde es visible presenta deformación sinsedimentaria por carga (laminación convoluta, *load casts*), especialmente en el techo de la misma (Fig. 8e). Se sobrepone en contacto neto la asociación BD constituida por una alternancia de arenas finas con laminación ondulítica (*Sr*) y fangos con laminación horizontal (*Fh*) en paquetes tabulares deformados y segmentados (Fig. 8g), que luego dan paso a un paquete de arenas medianas a gruesas con laminación horizontal (*Sh₁*), laminación entrecruzada planar (*Sp*) y ondulitas (*Sr*, Fig. 8f). Esta asociación posee un espesor de 1,7 m y presenta evidencias de marcas de raíces en forma de rizolitos muy débilmente cementados con aureolas de oxidación postdeposicionales especialmente notorias en las arenas medianas a gruesas (Fig. 8g). Por encima, aparece la asociación FF₂ de 1,2 m de espesor, formada por un espeso paquete de fangos bitemáticos endurecidos (*Fhb*) con algunos niveles de paleosuelos (*P*) (Fig. 7e) los cuales presentan evidencias de translocación de arcilla en forma de cutanes (*protosol argílico*) y presencia de niveles carbonosos (restos vegetales) de espesor milimétrico, uno de los cuales fue utilizado para datación radiométrica por Blanc y Perucca (2017; muestra PB-DS1, Tabla 1). Se observan algunas lentes intercaladas de brechas monomíticas clasto-sostén compuestas por calizas (*Bmc*). Finalmente, y luego de un intervalo de 5 m inaccesible para el relevamiento, la secuencia culmina con la asociación GB conformada por un espeso paquete de brechas monomíticas de calizas de piedemonte de más de 2 m de espesor (DAT, Fig. 5). Los depósitos que integran las asociaciones FLS, FLM y BD no presentan contenido de carbonato de calcio (no reacciona en HCl), mientras que este es abundante en la asociación FF₂ superior. La edad de esta sección en su base es de 8.420 ± 30 años ¹⁴C AP (cal 2sigma 9.475-9.400 años cal. AP) y en su porción media de 7.230 ± 180 años ¹⁴C AP (cal 1sigma 8.191-7.828 años cal. AP), registrando la transición del Holoceno temprano (Groenlandiense) al Holoceno medio (Norgripiense) (Blanc y Perucca, 2017).

Sectores 3, 4 y 6: secciones de control

En los sectores 3 y 4, en el piedemonte occidental de la Sierra de Marquesado (Fig. 4), los sedimentos aluviales provenientes de la sierra homónima se interdigitan con los depósitos de la Formación

Valentín, los cuales ganan espesor rápidamente hacia el oeste (Figs. 7b y 7c). Lateralmente, la formación se acuña desapareciendo hacia el sur y el norte, abarcando una extensión de pocos kilómetros. La sección inicia con brechas monomíticas clasto-sostén (*Bmc*), con clastos subangulosos de composición calcárea del orden de 1 a 4 cm de longitud pertenecientes a la asociación SG con un espesor aflorante de 1 m. En contacto concordante neto le sigue la asociación FF₁ conformada por un paquete de ~9 m de espesor caracterizado por la intercalación rítmica de fangos laminados rojizos y a veces verdosos (*Fm*, *Fh*, *Fhb*) y arenas medianas a gruesas con guijas subangulosas de calizas aisladas y laminación horizontal ondulante (*Sh₁*). Las tres facies alternan en paquetes de ~5 cm de espesor. Hacia el techo, las capas son arenosas (*Sm*, *Sh₁*, *¿Sh₂?*) a areno-gravosas (*S(G)h*) con clastos suspendidos de calizas, subangulosos a angulosos, de hasta 6 cm de longitud y algunas lentes de brechas clasto-sostén monomíticas (*Bmc*). La secuencia culmina con un potente paquete de brechas (*Bmc*) derivadas del piedemonte con base erosiva correspondientes a la asociación SG (Figs. 7b y 7c). En algunos afloramientos en el sector 4 se observaron motas y tablillas de yeso caóticamente distribuidos en limos arenosos masivos.

En el extremo sur del sector 6, los afloramientos de la Formación Valentín se apoyan sobre el abanico terminal del río de La Ciénaga. Los depósitos se caracterizan por la presencia de niveles arenosos a areno-gravosos con estratificación horizontal de alto régimen de flujo, laminación entrecruzada en artesa y ondulítica (*Sh₂*, *Sh₁*, *St*, *Sr*, *S(G)h*) constituyentes de la asociación LS y niveles gravosos a gravo-arenosos medianos a finos lenticulares (*Ghc*, *Ghci*, *G(S)h*) tipo residual (*lag*) compuestos por gravas polimíticas, con rodados de rocas plutónicas y volcánicas y algunos clastos de grauvacas y cuarzo que conforman la asociación GB-LS (Figs. 9a y b). Los mismos presentan intercalaciones de niveles limo-arcillosos (*Fh*, *Fm*, *Fhb*) desde pocos milímetros (cubiertas de fangos, *mud drapes*) hasta ~30 cm de espesor con grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia y abundante bioturbación que constituyen la asociación FF₁ (Fig. 9b). La geometría de los bancos es mayormente tabular (arenas) a lenticular (gravas). Hacia el techo de la secuencia se observa un aumento de la bioturbación que desdibuja parcialmente la estratificación confiriéndole una textura rugosa



irregular con numerosas cavidades. Un poco más al norte, los depósitos se disponen en una delgada franja a lo largo del piedemonte oriental del cerro Zonda. En este segmento, la Formación Valentín se apoya mediante contacto neto sobre gravas monomíticas (*Bmc*), compuestas esencialmente por clastos subangulosos de grauvacas provenientes del piedemonte oriental del cerro Zonda (Figs. 9c y d). La misma está constituida por una alternancia de capas de arcilla, limos y en menor proporción arenas (*Fhb*), de colores pardo rojizos a pardo verdosos con laminación horizontal difusa y considerablemente bioturbados. Estos sedimentos formarían parte de la asociación FF₂. Blanc y Perucca (2017) dataron el nivel cuspidal de estos depósitos, obteniendo una edad de 6.930 ± 30 años ¹⁴C AP (cal 2sigma 7.835 a 7.685 años cal. AP) (Tabla 1), correspondiente a fines del Holoceno temprano (Groenlandiense).

DISCUSIÓN

Unidad pleistocena

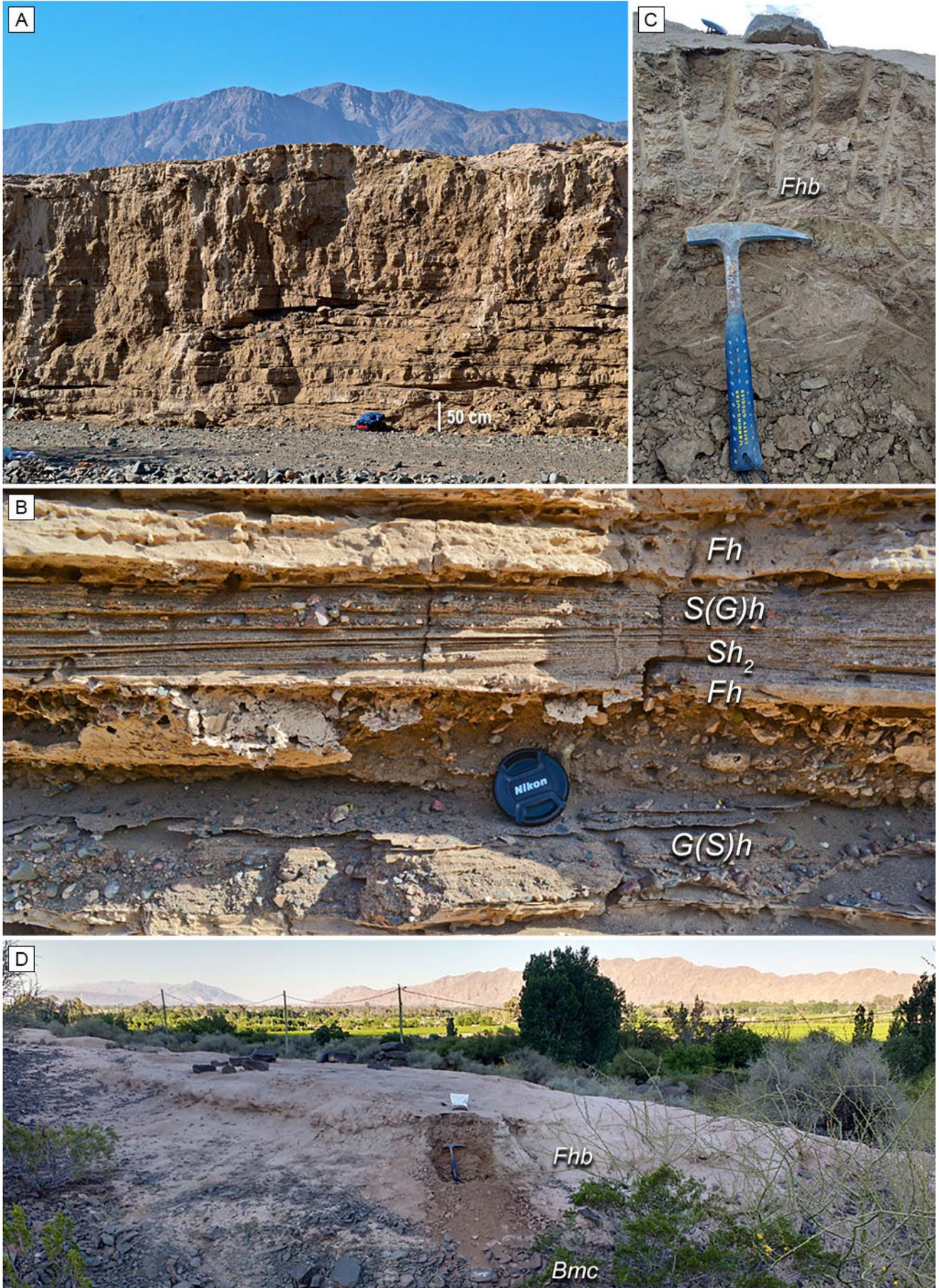
En las columnas PB-VI y PB-COU en el sector 1 (Figs. 5a y 5b) se observaron dos arreglos faciales dominantes: en la mitad inferior de la secuencia, las asociaciones de facies CH(SB), LV, FF₁+CHA, FF₂, FE y en la mitad superior, las asociaciones LA, CS, CR, FF₁, FF₂ y FE. Las asociaciones de facies de la porción inferior presentan canales CH(SB) que se caracterizan por presentar relleno simple, que indicaría predominio de agradación vertical. El arreglo superior presenta elementos de acreción lateral que sugiere una reducción en la tasa de agradación vertical.

La llanura de inundación (áreas intercanal) se puede dividir en tres zonas: aquella proximal,

dominada por facies arenosas depositadas por desbordes, acusada por la frecuente presencia de las asociaciones CS, CR, y en menor medida LV; una zona de transición hacia sectores menos energéticos en posición intermedia a distal, caracterizadas por llanuras de inundación (FF₁) con abundante bioturbación vertical y frecuentemente afectadas por desbordes a partir de una red de canales secundarios arcillosos que surcaban la llanura de inundación (CHA); y finalmente una zona distal marcada por las asociaciones FF₂ y FE con depositación por decantación y agradación eólica. En el primer arreglo facial, la presencia de canales simples intercalados con espesas facies de llanura de inundación, la frecuente preservación de las crestas de las estructuras sedimentarias de corriente y la presencia de niveles soterrados con desarrollo pedogenético incipiente, sugieren altas tasas de sedimentación (Nadon, 1994; Gibling, 2006). Las planicies de inundación son cohesivas dominadas por sedimentos inorgánicos, arena, limo y arcilla, planicies de orden C de acuerdo con Nanson y Croke (1992), definidas en zonas de climas semi-áridos. Si bien la preservación de la materia orgánica fue pobre, posiblemente debido al clima y al sesgo tafonómico, se observó que las asociaciones FF se caracterizan por presentar intercalaciones de tonos verdes y rojizos, restos orgánicos oxidados, marcas de raíces e intensa bioturbación en varios niveles, lo que sería evidencia de la presencia de vegetación (Spicer y Wolfe, 1987; Spicer, 1989; 1991). En los valles de climas estacionales áridos y semiáridos donde se desarrollan sistemas fluviales multicanalizados, la vegetación se concentra en las barras y en los bordes de los canales. En estos sectores del sistema fluvial es donde hay mayor probabilidad de recibir agua, por lo que estas barras tienen abundante vegetación

Figura 8. Detalle de las facies y asociaciones descritas en la columna PB-DS2 en el sector 5. **a y b)** Muestras de la facies *Fhb*, asociación FLS, donde se observan las impresiones de restos vegetales y las marcas de raíces con aureolas de oxidación postdeposicional. **c)** Contacto entre las asociaciones GB y FLM que señala el momento de la formación del cuerpo lacustre. **d)** Detalle del contacto entre las asociaciones FLS y FLM. **e)** Detalle del contacto entre las asociaciones FLM y BD donde se observa la deformación hidroplástica por carga en la facies *Fh* y el entrecruzamiento ondulítico de la facies *Sr*. **f) y g)** Detalle de la estructura de la asociación BD. MP: minerales pesados. Pincel y espátula: 20 cm.

Figure 8. Detail of the facies and associations described in the PB-DS2 log in sector 5. **a and b)** Samples of the *Fhb* facies (FLS association) with impressions of plant remains and root marks with post-depositional oxidation haloes. **c)** Contact between the GB and FLM associations that indicates the moment of the formation of the lake. **d)** Detail of the contact between the FLS and FLM associations. **e)** Detail of the contact between the FLM and BD associations. Observe the load casts in the *Fh* facies and the ripple cross-lamination of the *Sr* facies. **f) and g)** Detail of the structure of the BD association. MP: heavy minerals. Brush and spatula: 20 cm.



y actúan dividiendo el flujo y generando el patrón multicanalizado. Cuando se produce el abandono de estos canales se producen procesos pedogenéticos, que luego son interrumpidos por procesos de agradación eólica, como es mencionado en sistemas de interacción fluvio-eólica (Dávila y Astini, 2003; Tripaldi y Limarino, 2008). De acuerdo a su carácter granocreciente y el desarrollo de canales de carga de lecho limo-areno-arcillosa con agradación vertical e inmersos en espesas facies de llanura de inundación, esta primera sucesión puede ser interpretada como depositada en un sistema fluvial multicanalizado de tipo anastomosado de agradación rápida (Orden C, Nanson y Croke, 1992). En esta parte de la secuencia se observaron algunos niveles de paleosuelos inmaduros, denominados Protosoles de acuerdo a la clasificación de Mack *et al.* (1993). En uno de estos niveles de paleosuelos se pudo observar la acumulación de arcilla iluvial que es indicativa de un horizonte argílico, aunque pobremente desarrollado y que se denomina Protosol argílico. Otros rasgos observados en el sector son grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia y el desarrollo de fangos bitemáticos verdosos y rojizos en la llanura de inundación que junto a los paleosuelos indicarían condiciones estacionales semi-áridas a posiblemente semi-húmedas (Mack *et al.*, 1993). Sin embargo, la intercalación de las facies eólicas culminando los ciclos de agradación de la llanura de inundación y la presencia de yeso singenético reflejaría un mayor grado de aridez y estacionalidad marcada (Tripaldi *et al.*, 2001).

El segundo arreglo facial, conformado por las asociaciones de facies LA, CS, CR, FF₁, FF₂ y FE, representa un cambio ambiental a condiciones más áridas. La porción superior se caracteriza por un mayor desarrollo de las facies eólicas (asociación FE) que son interrumpidas por facies de decantación con presencia de marcas de gotas de agua de lluvia (*Fh*) y yeso singenético en forma de venillas y encapes, indicando estacionalidad. Salinas (1979) observó

que la mayoría de los histogramas de las muestras analizadas de la Formación Valentín resultaron bimodales con la moda principal en la fracción limos muy finos y la moda secundaria en arenas muy finas e interpretó que este carácter bimodal podría deberse a dos fuentes de aporte sedimentario, una fluvial y otra eólica. El segundo arreglo facial (LA, CS, CR, FF₁, FF₂ y FE) presenta además barras de acreción lateral tipo *point bar* (LA) con llanuras de inundación dominada por las asociaciones FF₁, FF₂ y FE. La presencia de yeso en motas, venillas, rosetas y formando encapes en el techo de algunos canales y la coloración predominantemente amarillenta a rojiza de los depósitos, sería indicativo de condiciones oxidantes en un clima más árido y marcadamente estacional (Watson, 1992). La faja de canales habría sido de régimen temporario debido a la presencia de encapes de yeso en las facies canalizadas, indicando quizás una posición alejada del cauce principal. Esta sección correspondería a un sistema fluvial meandriforme efímero con planicies formadas por acreción vertical caracterizado por agradación fluvial y eólica (Miall, 1996; Tripaldi *et al.*, 2001). El dominio de facies de grano fino en la unidad pleistocena de la Formación Valentín sugiere que el río San Juan habría transportado carga principalmente limo-arenosa o bien, que este sector del valle habría estado alimentado por canales secundarios relativamente alejados del canal principal. A partir de las edades numéricas (Tabla 1) y considerando el espesor de los depósitos sedimentarios en dicho intervalo, se estimó una tasa promedio de sedimentación de ~7 mm/año para la unidad pleistocena.

Unidad holocena

En el sector 2 se observaron dos arreglos faciales: CH(GB+SB) y LS en la mitad inferior representativos de los depósitos del sistema transversal (DAT) y CH(SB), CS, FF₁₋₂ y FE en la mitad superior, que representan a la Formación Valentín. En los

Figura 9. a) Afloramiento de la Formación Valentín en el extremo sur del sector 6. **b)** Detalle de la facies *Sh*₂ (arenas con laminación horizontal de alto régimen de flujo) que caracteriza a la asociación LS. **c)** Detalle de la facies *Fhb*, constituyente de la asociación FF₂ en la parte central del sector 6. **d)** Vista hacia el noreste del afloramiento de la Formación Valentín en la parte central del sector 6.

Figure 9. a) Outcrop of the Valentín Formation at the southern end of sector 6. **b)** Detail of the *Sh*₂ facies (sands with high flow rate horizontal lamination) that characterizes the LS association. **c)** Detail of the *Fhb* facies as a constituent of the FF₂ association in the central part of sector 6. **d)** Northeast view of the Valentín Formation outcrop in the central part of sector 6.

primeros 4,5 m de la columna PB-FVZ (Fig. 5c), las asociaciones de facies GB, SB, LS y CS fueron interpretadas como canales multiepisódicos de carga gravo-arenosa formados por flujos fluidos canalizados con transiciones a alto régimen de flujo y alta carga sedimentaria, en un ambiente de abanico aluvial. El análisis geomorfológico indicó que estos depósitos se encuentran en la zona de influencia de los abanicos aluviales asociados a los sistemas de drenaje transversales del flanco occidental de la Loma de Las Tapias, que constituiría la fuente de procedencia. Hacia la sección media de la columna, se presenta el contacto transicional hacia la Formación Valentín marcado por un cambio a facies arenosas canalizadas —asociación CH(SB)— que muestran facies de abandono (cubiertas de fango) y el posterior desarrollo de una llanura de inundación caracterizada por las asociaciones CS, FF₁, FF₂ y FE (segundo arreglo facial). Los depósitos presentan arreglos internos simples representados por laminación horizontal y poco desarrollo de litosomas (algunos lóbulos de desbordamiento) indicando que las crecientes torrenciales y la decantación serían uno de los mecanismos de agradación dominantes. Esta asociación se interpretó como un sistema fluvial con canales multiepisódicos y planicies de inundación arenosas no confinadas, con importante acreción vertical y aporte eólico (orden C, Nanson y Croke, 1992). Esto sugiere que habría existido una interacción entre el ambiente de abanico aluvial de los sistemas transversales y el sistema de transferencia (río San Juan) en la sección superior (correspondiente a la Formación Valentín) dada la abundancia de facies finas (relación canal:llanura = 1:3,5) con respecto a la porción inferior (relación canal:llanura = 6:1). El carácter efímero de la escorrentía, la poca preservación de raíces, minerales de yeso singenético, y las facies eólicas hacia el techo indicarían condiciones climáticas estacionales áridas hacia los 8.300 años AP.

En los sectores 3 y 4, la base de la sucesión sedimentaria expuesta en las barrancas de la costa oriental del embalse de Ullum está formada por depósitos pedemontanos de abanicos coluviales dominados por flujos fluidos similares al ambiente actual, caracterizado por la inmadurez textural de los clastos y gránulos y su composición calcárea de procedencia local. Esta unidad habría tenido interacción con el sistema de transferencia (río San Juan) al observarse interdigitado mediante

contactos netos un gran cuerpo lenticular de facies de llanura de inundación limo-areno-arcillosas correspondientes a la Formación Valentín, el cual se acuña hacia el sur, el este y el norte. Salinas (1979) mencionó la presencia de venillas y nódulos de yeso —que también fueron reconocidos en este estudio— en los sedimentos finos de este sector, lo que sugiere que del mismo modo que en el sector 2, fueron depositados en condiciones áridas estacionales. A partir de las similitudes geomorfológicas, litológicas, ambientales y por su similar posición topográfica, este afloramiento podría correlacionarse con los niveles de la Formación Valentín descritos en el sector 2.

En el sector 5, las columnas analizadas PB-DS1 y PB-DS2 (Figs. 5d y 5e) comienzan con la asociación GB, interpretada como depósitos de canal con carga de lecho gravosa. El carácter monomíctico de las gravas en la columna PB-DS2, a diferencia de las gravas polimícticas observadas en la columna PB-DS1, indica que las mismas son de procedencia relativamente local y se asocian a sistemas fluviales transversales (posiblemente algún tributario proveniente de la Sierra Chica de Zonda). Su mayor madurez textural en comparación a los depósitos de piedemonte locales sugiere que habrían sido transportadas a su posición actual por el sistema axial (río de La Ciénaga). Por el contrario, en la columna PB-DS1, el carácter polimíctico y la alta madurez textural de las gravas, constituidas mayoritariamente por rodados de rocas plutónicas y volcánicas, es compatible con sedimentos aportados por el sistema de transferencia (río San Juan).

El subambiente que se desarrolla por encima y superpuesto en contacto neto, fue interpretado como una secuencia somerizante de ambiente lacustre caracterizada por las asociaciones de facies FLS (sublitoral), FLM (sublitoral a intralitoral), BD (intralitoral a litoral) y FF₂ (llanura de inundación distal). El pasaje inmediato de las facies fluviales gravosas de canal (asociación GB) a un ambiente lacustre relativamente profundo (asociación FLS) sugiere que el anegamiento y la formación del cuerpo lacustre habría ocurrido de forma abrupta (Fig. 10), poco antes de los 9.475 años AP (Blanc y Perucca, 2017). La intercalación de la asociación RM observada en la columna PB-DS1 es el resultado de procesos de remoción en masa procedentes del flanco occidental de la Sierra Chica de Zonda. La deformación hidrolástica producida

en los sedimentos de la Formación Valentín por la inyección de la asociación RM indica que este evento ocurrió cuando los sedimentos aún se encontraban saturados de agua, posiblemente entre los 9.400 y los 8.300 años AP. Las impresiones de restos vegetales observadas en la asociación FLS asemejan a hojas y tallos de juncos, característica vegetación ribereña. La posición horizontal de las impresiones y la nítida laminación del sedimento sugiere que el material vegetal original no se encontraba en posición de vida, sino depositado en el fondo junto al sedimento (Spicer y Wolfe, 1987; Spicer, 1989, 1991). Spicer y Greer (1986) mencionaron que las hojas alargadas, o aquellas con un pecíolo grande como es el caso de los juncos, generalmente tienen altas velocidades de sedimentación reduciendo la probabilidad de ser transportadas a grandes distancias. El carácter ribereño de los juncos y la buena integridad de los restos reflejada en la claridad y detalle de las impresiones, indicaría un origen parautóctono con escaso a nulo transporte previo a la depositación. La laminación nítida y la granulometría fina del sedimento (limos y arcillas) indicaría depositación en aguas calmas. La coloración blanca verdosa del sedimento sugiere condiciones levemente reductoras, posiblemente producidas por anoxia localizada, asociada a la descomposición de materia vegetal (Bridge y Demicco, 2008). La coloración rojiza a pardo amarillenta de la asociación FLM, que sobreyace en forma transicional a la asociación FLS, indicaría un cambio en las condiciones ambientales. El paso a la asociación FLM señalaría la apertura del sistema y el ingreso de mayores caudales de agua y sedimento con la concomitante oxigenación de la columna de agua. No se observaron evidencias de exposición subaérea en las asociaciones FLS y FLM por lo que estos depósitos se habrían formado por debajo de la zona de fluctuación anual del nivel de agua, en la franja sublitoral. Sobre la asociación FLM, se desarrollan arenas con estructura de corriente y fangos subordinados con estructuras de deformación hidrolástica ligadas a sedimentación rápida interpretados como depósitos de barra arenosa (asociación BD; Wright, 1977; Orton y Reading, 1993). La sobreimposición de óxidos sobre algunas de estas capas, señalaría un cambio en las condiciones de reductoras a oxidantes, posiblemente como resultado de un eventual descenso de la tabla de agua en forma posterior a la colmatación del lago. Las edades numéricas indicarían para el cuerpo lacustre del

sector 5 una tasa de acumulación promedio estimada de ~2,1 mm/año, valor significativamente menor que el obtenido para la unidad Pleistocena (7 mm/año).

Hacia la parte superior de la secuencia, la asociación FF₂ representa la colmatación del cuerpo lacustre y la instalación de un ambiente fluvial distal según se deduce de la presencia de niveles milimétricos de materia orgánica, desarrollo de horizontes de paleosuelos incipientes con translocación de arcillas (protosol argílico) con matriz y/o débil cementación carbonática. En una cantera ubicada 200 m al sur de la columna PB-DS2, Salinas (1979) describió la presencia de venillas y motas de yeso, nódulos y manchas rojizas de óxidos de hierro, alto contenido de materia orgánica y posiblemente sulfuros metálicos diseminados en los niveles superiores de la Formación Valentín lo que sugiere condiciones ambientales áridas a semi-áridas marcadamente estacionales con ocasional aumento local de la humedad, posiblemente asociado a la variación de la altura de la tabla de agua o a anegamientos temporales de la llanura de inundación.

Los ostrácodos de la familia *Cyprididae* mencionados por García (1996) y Colombo *et al.* (2000) en las capas superiores de la Formación Valentín en el sector 5, representan el 50% de los ostrácodos de agua dulce (Martens *et al.*, 2007). Las carófitas, por su parte, son un tipo de algas verdes que se encuentran con frecuencia en aguas quietas o de flujo lento, oligotróficas a mesotróficas, duras, con carbonatos de calcio o magnesio disueltos y toleran bajas concentraciones de sal. A partir de la presencia de girogonites de *Chara cf. hispida* var. *Major* (Hartman) Wood y *Chara cf. Papillosa* asociado a los ostrácodos *Cypridopsis (Pionocypris) sp.*, *Darwinula sp.*, *Eucypris sp.*, *Chlamidotherca incisa* (Clauss) Brehm y *Limnocythere* nov. sp., junto a gastrópodos y restos de percíctios, García (1996) determinó un paleoambiente de aguas dulces a subsalinas, con pH neutro a alcalino, de baja temperatura, asociadas a un cuerpo lacustre alimentado por aguas de deshielo en un clima relativamente frío. El gran número de girogonites (partes calcificadas de las carófitas) y ostrácodos, el grano fino de los sedimentos y el excelente estado de preservación del material, indicaría el desarrollo de poblaciones sucesivas en un ambiente léntico muy tranquilo y relativamente profundo, considerando que las especies encontradas viven en profundidades de 0,5 a 9 m (García, 1996).

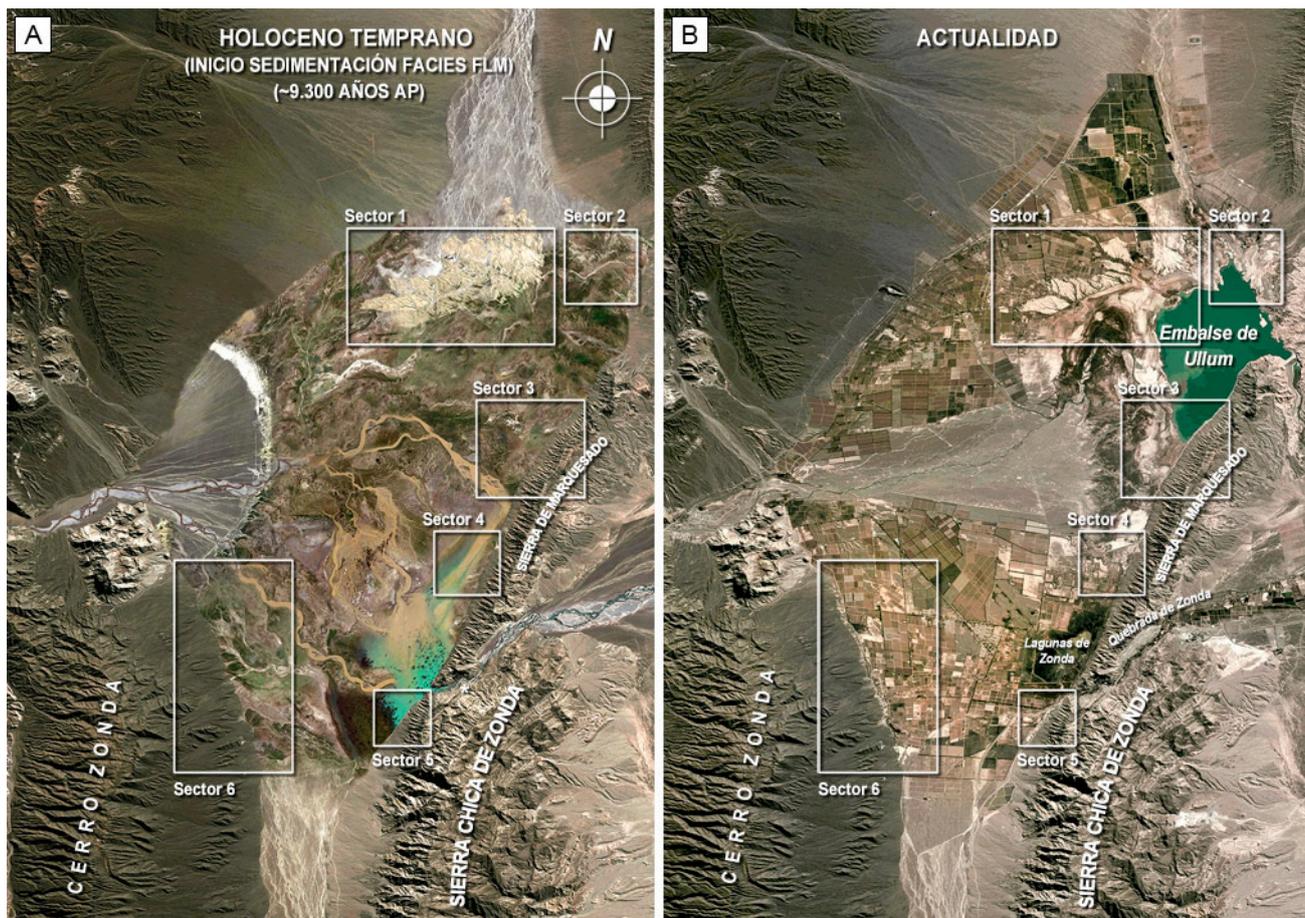


Figura 10. a) Imagen artística “paleosatelital” que representa la interpretación paleogeográfica del valle de Ullum-Zonda para el Holoceno temprano durante la depositación de la facies FLM en el sector 5 **b)** Imagen satelital del valle de Ullum-Zonda en la actualidad.

Figure 10. a) “Paleo-satellite” artistic image representing the paleogeographical interpretation of the Ullum-Zonda valley for the early Holocene during deposition of the FLM facies in sector 5. **b)** Satellite image of the Ullum-Zonda valley today.

Sin embargo, los niveles en que se menciona el hallazgo de dichos fósiles fueron interpretados como depósitos de llanura de inundación en el presente trabajo (asociación FF₂). En defensa de esta hipótesis, cabe señalar que muchas especies de la familia *Cyprididae* se encuentran en cuerpos de agua temporales y tienen huevos resistentes a la sequía, por lo que también pueden estar presentes en ambientes fluviales.

La culminación de la secuencia con la asociación SG, con base marcadamente erosiva, constituida por gravas monomícticas angulosas a subangulosas de calizas, marca el fin de la sedimentación de la Formación Valentín, su pedimentación y la progradación del piedemonte occidental de la Sierra Chica de Zonda sobre los depósitos de la llanura fluvial en algún momento cercano a los 4.500 ± 850

años AP según se infiere de la edad de materiales finos descritos en las terrazas fluviales de la quebrada de Zonda (Blanc, 2019).

En la parte sur del sector 6 (Figs. 9a y b), las asociaciones de facies GB, SB, LS y FF₁ conforman un subambiente interpretado como un sistema de canales gravo-arenosos simples dominados por flujos de alta energía efímeros de tipo arroyada en manto, con facies de llanura de inundación poco desarrolladas cuyas características (ej. marcas de gotas de lluvia y grietas de desecación) sugieren condiciones climáticas áridas estacionales. Corresponderían a depósitos de planicie aluvial del abanico terminal del río de La Ciénaga (Fig. 4). En la parte centro y norte del sector 6, la súbita aparición de facies de llanura de inundación (asociación FF₁₋₂) indicaría una rápida retrogradación del ambiente pedemontano en favor

de una planicie fluvial, posiblemente perteneciente al sistema de transferencia (río San Juan), similar al descrito en el sector 3. Salinas (1979) describe contenidos relativamente altos de materia orgánica en estos sedimentos, lo que señalaría algún grado de cubierta vegetal y disponibilidad de humedad, al menos en forma local.

Sintetizando la cronología, la unidad Holocena habría iniciado su depositación poco antes de los 9.475 años AP con un repentino aumento en el nivel de base local y el resultante anegamiento descrito para el sector 5. En el sector 2, la transición de las facies de abanico aluvial de los sistemas transversales a los depósitos finos del sistema de transferencia (Formación Valentín) se habría producido ~1.100 años más tarde, entre los 8.330 y los 8.180 años AP en condiciones climáticas áridas marcadamente estacionales. En forma coincidente, en el sector 5 se producía la colmatación del lago dando paso a una planicie fluvial cuyas características permiten interpretar un clima relativamente frío, árido a semi-árido marcadamente estacional. Finalmente, el momento de máxima agradación del sistema, registrado en el sector 6, habría acontecido poco después de los 7.685 años AP (Blanc y Perucca, 2017), 600 años más tarde, en un clima árido estacional.

Correlación y comparación con registros paleoclimáticos regionales y globales

Diversos estudios paleoclimáticos señalan que, en las regiones de latitudes medias y altas de ambos hemisferios, el último periodo glacial habría sido frío, seco y ventoso en comparación al clima actual (Muhs y Zárate, 2001; Mehl, 2011). En la región Chaco-Pampeana de Argentina, los depósitos loésicos del último periodo glacial indican que la depositación eólica fue dominante (Zárate, 2007), mientras que el Último Máximo Glacial (LGM) y el Tardiglacial (~23.000 a ~13.000 años AP) en el piedemonte andino oriental y la región central de Argentina, entre los 33° y 34° S, estuvieron dominados por climas áridos a hiper-áridos y sedimentación eólica (Kemp *et al.* 2004, 2006; Tripaldi y Forman, 2007; Frechen *et al.*, 2009; Tripaldi *et al.*, 2011; Mehl y Zárate, 2012; 2014). La depositación de la parte aflorante de la unidad pleistocena tardía de la Formación Valentín (~16.770 a ~15.160 años cal. AP) habría ocurrido durante el fin del Último Máximo Glacial (estadial Würm II) y el inicio de la transición hacia

el interstadial Bølling y se habría producido en condiciones climáticas locales inicialmente semi-áridas estacionales que luego habrían evolucionado hacia una aridez más marcada.

En la unidad Holocena, en el sector 5, la colmatación del cuerpo lacustre y la instalación de la llanura fluvial suprayacente (8.191 a 7.828 años cal. AP) habría ocurrido en un clima relativamente frío a partir de las características de los restos fósiles descritos en estos depósitos (García, 1996). Este intervalo es coincidente con el evento frío global del ~8.200 AP (Beget, 1983; Douglas *et al.*, 2005; entre otros). Depósitos glaciales datados por radiocarbono indican que los glaciares se expandieron a principios del Holoceno en muchas áreas del mundo, en los hemisferios norte y sur, Europa y América del Norte, latitudes templadas y altas, y climas marítimos y continentales. Las edades de radiocarbono del avance glaciario del Holoceno temprano se concentran entre los 7.500 y 8.500 años AP (Beget, 1993). En la Patagonia, un estudio a partir de datación de isótopos cosmogénicos reveló que los glaciares en el sur de América del Sur (46°S) avanzaron entre los 8.500 y 6.200 años AP, probablemente como resultado de una migración hacia el norte de los *westerlies* meridionales lo que habría causado un aumento de la precipitación y/o una disminución de la temperatura en esta latitud (Douglas *et al.*, 2005). La porción superior de la Formación Valentín aflorante en el sector 5, caracterizada por llanuras de inundación distales con desarrollo de paleosuelos incipientes del tipo Protosol argílico y niveles carbonosos (materia orgánica), indicaría un clima estacional en el rango de semi-árido a semi-húmedo en el valle de Ullum-Zonda durante la transición desde el evento frío del 8.200 AP hacia Óptimo Climático Holoceno (Hypsitermal, ~8.000 a ~4.000 años AP; Deevey y Flint, 1957). Diversos estudios paleoclimáticos a escala regional, indican que el Hypsitermal en el antepaís andino entre los 32° y 34° S se habría caracterizado por condiciones de alta aridez y mayores temperaturas que las actuales (Markgraf, 1983; Zárate, 2002; Gil *et al.*, 2005; Mancini *et al.*, 2005; Neme y Gil, 2009; entre otros). Las condiciones paleoclimáticas interpretadas para la porción superior de la unidad Holocena (~8.000 años AP) como áridas-semiáridas estacionales con temperaturas relativamente frías sugieren que para tal fecha el Hypsitermal aún no se habría hecho sentir en la zona. Sin embargo, los ambientes asociados a

ríos y/o humedales pueden mostrar condiciones que se apartan levemente de las características regionales al funcionar estos ambientes como especies de “oasis”, con humedad relativa algo mayor (Adriana Mehl, com. pers.). La topografía por su parte también puede influir generando microclimas, como es el caso en la actualidad de los valles precordilleranos situados hacia el sur del valle de Ullum-Zonda donde las precipitaciones son algo mayores que en los llanos situados más al este.

Dinámica del río San Juan durante el Pleistoceno y Holoceno

Durante el cuaternario tardío, la carga de lecho del río San Juan ha estado constituida en forma dominante por grava polimíctica gruesa a mediana, compuesta por rodados de rocas plutónicas y volcánicas procedentes de Cordillera Frontal y por clastos de rocas sedimentarias provenientes tanto de Cordillera como de Precordillera (Ramos y Vujovich, 2000). Esto queda evidenciado por las espesas secuencias gravosas cuaternarias de los mega-abanicos aluviales que constituyen el relleno de los valles intermontanos de Ullum-Zonda y Tulum (Rocca, 1969; Rodríguez *et al.*, 2002; Lloret y Suvires, 2006; entre otros). De esto se deduce que los materiales finos, si bien abundantes, no constituyen la carga de lecho principal del río San Juan. Surge entonces la incógnita de porqué dominan las facies de grano fino en los depósitos de la Formación Valentín —incluso en zonas medias a proximales— y porqué las granulometrías gruesas están casi ausentes en las facies de canal, siendo que se trata de ambientes fluviales relativamente energéticos y no tanto lacustres o de barreal (*playa lake*) como se creía previamente (Groeber y Tapia, 1926; Pandolfo, 1975; Salinas, 1979; Colombo *et al.*, 2000; Suvires y Gamboa, 2011; Blanc y Perucca, 2017; entre otros). Las gravas representan únicamente entre el 4,6% y el 10,5% de las facies que integran los depósitos de canal que responden estrictamente al sistema de transferencia en los perfiles analizados y son gravas finas (~0,2 a 1 cm). Esto puede ser resultado de diversos factores como ser la pérdida de competencia de la corriente por: reducción del gradiente, variaciones en el caudal, aumento de la carga sedimentaria de grano fino o bien por la posición respecto del cauce principal en la planicie fluvial.

En relación al factor gradiente, Groeber y

Tapia (1936) y Blanc (2019) consideraron que el ascenso relativo de Precordillera Oriental (bloque Marquesado-Chica de Zonda) respecto del bloque subsidente del valle de Ullum-Zonda durante el Pleistoceno tardío y Holoceno habría ocasionado frecuentes endicamientos y/o reducción del gradiente del río San Juan en dicho valle. Blanc y Perucca (2017) y Blanc (2019) evidenciaron procesos de agradación/incisión concomitantes con procesos de deformación tectónica y ascenso de las sierras de Precordillera Oriental y quebrada de Zonda que habrían contribuido significativamente en el bloqueo del cauce del río San Juan durante el Pleistoceno tardío y hasta el Holoceno medio inclusive. Colombo *et al.* (2000), por su parte, indicaron la progradación de abanicos coluviales en el interior de la quebrada de Zonda como posible factor detonante de endicamientos durante el Holoceno temprano a medio.

En relación al factor caudal, al menos durante el Holoceno temprano, la existencia de cuerpos de agua estables, calmos y con episodios anóxicos en una ubicación proximal al cauce principal del río San Juan, sugiere un cierto grado de estabilidad en la posición del mismo, posiblemente como resultado de caudales relativamente bajos y/o estables. Caudales bajos —a igual gradiente— implican una reducción en la competencia de la corriente, dificultando o incluso impidiendo el transporte de los materiales más gruesos. La duración del evento lacustre analizado en este trabajo (>2.000 años) sugiere que la capacidad erosiva del río se encontraba limitada ya que de otro modo habría erosionado más rápidamente cualquier bloqueo del cauce. Coincidentemente, Gil *et al.* (2005) y Méndez *et al.* (2014) mencionaron episodios de sequía en la Cordillera durante el Holoceno temprano a medio (Groenlandiense y Norgripiense, 9.000 a 5.500 años AP) que se habrían traducido en la reducción de los caudales de los ríos cordilleranos, coincidentes con reportes de sequías en el flanco chileno de los Andes a los 32°S (Heusser, 1990; Lamy *et al.*, 1999; Jenny *et al.*, 2002; Maldonado y Villagrán, 2006; entre otros). La oxigenación de la columna de agua y el aumento del aporte sedimentario representado por la transición de la facies FLS a la facies FLM descritas en la columna PB-DS2 sugieren la posibilidad de un nuevo aumento relativo del caudal del río San Juan coincidente con el período frío de 8.200 AP.

Respecto del factor tipo de carga, Colombo *et al.*

(2000; 2009) describieron importantes depósitos de grano fino desarrollados durante el Pleistoceno tardío y en menor medida el Holoceno a lo largo de los valles de los dos grandes sistemas de transferencia que atraviesan la Precordillera: el río San Juan, al oeste de Ullum-Zonda y el río Jáchal, ubicado ~160 km hacia el norte. Dichas acumulaciones fueron producto de obstrucciones en el cauce de los ríos por la progradación de abanicos aluviales pedemontanos procedentes de las quebradas axiales. Martos (1995) indicó que, durante los ciclos glaciales, las bajas temperaturas en las serranías de Precordillera habrían favorecido la generación de grandes volúmenes de regolito producto de los procesos de crioclastismo. La movilización de este material detrítico y la subsecuente progradación de los sistemas axiales hacia el sistema de transferencia endicándolo, habría ocurrido durante eventos o periodos de mayores precipitaciones de tipo torrencial durante el Holoceno temprano (Colombo *et al.*, 2009) y posiblemente durante la etapa previa al periodo hiper-árido pleistoceno (23.000 a 13.000 años AP, Mehl y Zárate, 2014; y referencias allí citadas). Algunas de estas obstrucciones en el sistema de transferencia formaron acumulaciones de sedimento y agua de varias decenas de km² de extensión. Una eventual ruptura no catastrófica y posterior retrabajamiento de estos endicamientos naturales aportaría grandes volúmenes de material fino que serían transportados por el río hacia el valle Ullum-Zonda, donde el desconfinamiento de la corriente y la reducción del gradiente favorecería altas tasas de sedimentación (ej. Sector 1) y la presencia de facies finas incluso en las zonas apicales del abanico (ej. extremo norte del sector 6). Estos flujos episódicos de grandes volúmenes de sedimentos de grano fino en el sistema de transferencia podrían explicar el ocasional dominio de grano fino como carga de lecho transportada por el río San Juan hacia el valle de Ullum-Zonda durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano a medio.

La depositación de las secuencias de la Formación Valentín se habría producido en eventos de agradación episódicos y de duración limitada (36% del rango temporal registrado), separados por intervalos de incisión y/o no depositación más extensos (64% del intervalo total desde los 16.700 años AP hasta la actualidad). El aparente hiatus estratigráfico que existiría entre la unidad pleistocena y la unidad holocena (del 15.200 al 9.475 AP), los

lapsos en que se formaron los depósitos (~1.000 años en el sector 1 y >2.000 años en el sector 5), el grado de incisión actual que presentan y la presencia de niveles de terrazas tanto en la Formación Valentín como en depósitos aluviales asociados, sugiere un nivel de base local y/o perfil de equilibrio fluvial cambiante, alternando ciclos de agradación e incisión/no depositación. Estos ciclos aparentan tener algún grado de correlación con los avances y retrocesos glaciales. La unidad pleistocena coincide con el Último Máximo Glacial (LGM) y la unidad holocena con el período frío del 8.200 AP.

El retroceso glacial general en los Andes habría comenzado entre los 18.000 (Terrizano *et al.*, 2017) y los 14.000 años AP (Lowell *et al.*, 1995). Wegmann y Pazzaglia (2002) y Bull (2007), entre otros, sostienen que, en general, en los valles alimentados por ríos con regímenes glacio-nivales, los ríos suelen agrandar durante los periodos glaciales y, por el contrario, tienden a incidir sus cauces durante los periodos interglaciales. Terrizano *et al.* (2017) observaron esta misma tendencia de agradación durante los estadios glaciales e incisión durante los interglaciales en los niveles aluviales de algunos tributarios del río San Juan que descienden por el piedemonte oriental de la Cordillera Frontal. Las edades numéricas indican que la sedimentación en la unidad Pleistocena habría finalizado poco después de los 15.160 años AP (Blanc y Perucca, 2017). El fin de la sedimentación de la unidad Pleistocena y el comienzo de un ciclo de incisión podría estar relacionado entonces a un cambio en el caudal y/o la carga sedimentaria del río San Juan relacionado a la desglaciación. Bajo esta interpretación, la edad del fin de la sedimentación en la unidad Pleistocena constituiría la edad mínima del inicio de la desglaciación en los Andes en la cuenca del río San Juan.

En la unidad Holocena, el cambio abrupto de un ambiente sedimentario fluvial gravoso a un cuerpo lacustre restringido evidenciado en la sección basal de la Formación Valentín en el sector 5 (9.475 años cal. AP) sugiere la ocurrencia de un ascenso casi instantáneo del nivel de base del valle de Ullum-Zonda. Este cambio podría asociarse a un evento sísmico (a través de la deformación del terreno y/o la ocurrencia de procesos de remoción en masa) y/o a un avance de los sistemas axiales por factores climáticos (lluvias torrenciales) que habrían obstruido con sus depósitos el cauce del río San Juan en la quebrada de Zonda (Colombo *et al.*, 2000; Blanc, 2019). Dicha

transgresión coincide con el final del Holoceno temprano (Groenlandiense), cuando se desarrollaba en la región centro-oeste de Argentina el cambio de un régimen climático con bajas temperaturas, dominado por las precipitaciones invernales, hacia un clima estacional más cálido y seco dominado por precipitaciones estivales (Markgraf, 1983; Gil *et al.*, 2005; Mancini *et al.*, 2005; entre otros). Estas precipitaciones estivales habrían sido de tipo torrencial y de magnitud significativa (Zárate y Páez, 2001 en Mehl y Zárate, 2014) y serían responsables de la movilización de grandes volúmenes de sedimento hacia los sistemas de transferencia (Colombo *et al.*, 2000; 2009). Por su parte, para el sector cordillerano, algunos autores mencionan condiciones de aridez con reducción en las precipitaciones nibeas y una reducción relativa de los caudales de los ríos durante el Holoceno temprano (Groenlandiense) y hasta los 6.000 años AP (Gil *et al.*, 2005; Méndez *et al.*, 2014; entre otros). Esto sería compatible con los resultados de este trabajo que sugieren la existencia de cuerpos de agua calmos y restringidos en sectores proximales a un cauce principal de posición relativamente estable. Sin embargo, esta tendencia hacia el aumento de temperatura, aridización y reducción de caudales, se habría invertido temporalmente durante el episodio frío del 8.200 AP.

Procedencia sedimentaria

Salinas (1979) describió a los sedimentos de la Formación Valentín como submaduros con una porción significativa de sus materiales derivados de rocas sedimentarias retrabajadas. Esto sería compatible con una importante componente de aportes procedentes de las rocas sedimentarias de Precordillera, especialmente de las rocas neógenas que afloran en los valles axiales y que habrían quedado contenidos en los endicamientos ocurridos aguas arriba del valle de Ullum-Zonda. En algunos casos favorables, la fracción de arcilla heredada en sedimentos recientes puede conducir a la identificación de la zona de procedencia (Meunier, 2005). En el caso de la Formación Valentín la fracción arcilla presentan una composición predominante de clorita e illita, y en forma subordinada caolinita (Salinas, 1979). La principal fuente de aporte de clorita e illita suelen ser depósitos glaciales (ej. Kolla *et al.*, 1981), mientras que la caolinita suele derivar de suelos formados en ambientes tropicales húmedos

(Meunier, 2005). La illita y la caolinita también son comunes en las bentonitas/tonsteínas. Esto indicaría que las arcillas presentes en la Formación Valentín, al menos las de origen aluvial, derivan principalmente de las regiones englazadas de la Cordillera de los Andes. La caolinita, por su parte, señalaría un aporte sedimentario Precordillerano secundario, posiblemente de los depósitos bentoníticos/tonsteínicos existentes en las potentes secuencias sinorogénicas neógenas de antepaís y en las secuencias de rift triásicas de Precordillera Occidental (Stipanovic, 1972; Guerin, 1982; Ramos y Vujovich, 2000; Levina *et al.*, 2014; entre otros).

CONCLUSIONES

El análisis litofacial y paleoambiental de la Formación Valentín (Pleistoceno tardío-Holoceno medio), último registro sedimentario de las facies de cuenca de dicho valle ha permitido arribar a las siguientes conclusiones:

1. La arquitectura de los depósitos de la Formación Valentín refleja una evolución compleja, marcada por la interacción variable entre el sistema de transferencia (río San Juan), los sistemas aluviales axiales (valles precordilleranos longitudinales) y los sistemas aluviales transversales (pie demontes). Dicha interacción está controlada por factores geomorfológicos, climáticos y tectónicos.
2. Los depósitos analizados presentan numerosas estructuras sedimentarias de corriente asociadas a sistemas fluviales multicanalizados de tipo anastomosado de agradación rápida y a sistemas fluviales monocalizados de tipo meandriforme, efímeros y con canales multiepisódicos asociados a espesas planicies de inundación limo-arcillo-arenosas no confinadas, con importante acreción vertical, aporte eólico y de bajo gradiente (orden C, Nanson y Croke, 1992).
3. Depósitos propiamente lacustres fueron observados únicamente en el sector sureste del valle de Ullum-Zonda (sector 5) durante el Holoceno temprano a medio (Fig. 10) donde habría existido un cuerpo de agua de reducidas dimensiones ($<10 \text{ km}^2$) y relativa baja profundidad ($<10 \text{ m}$).
4. La fase lacustre inicial ($\sim 9.400 \text{ AP}$), estuvo caracterizada por aguas dulces tranquilas, frías y levemente anóxicas, asociada a bajos caudales relativos y a una capacidad erosiva limitada del río San Juan. La oxigenación de la columna de

agua y la posterior progradación de las llanuras fluviales colmatando el cuerpo lacustre (~8.000 AP) indicarían un posible incremento en el caudal del río.

5. La depositación de estas unidades se habría producido en eventos agradantes episódicos y de duración limitada (~1.500 a ~3.000 años) coincidentes con estadios de avance glacial en Cordillera (Último Máximo Glacial y periodo frío del 8.200 AP) y asociados posiblemente a rupturas no catastróficas y retrabajamiento de los depósitos de grano fino contenidos en endicamientos naturales del río San Juan aguas arriba del valle de Ullum-Zonda, lo que explicaría los grandes volúmenes de sedimentos finos en detrimento de las facies gravosas, especialmente durante el Pleistoceno.
6. La asociación de arcillas de origen aluvial presentes en la Formación Valentín (illita-clorita-caolinita) señalarían a las áreas englazadas de la Cordillera de los Andes como la principal región de procedencia sedimentaria, con un aporte secundario de Precordillera.
7. Los procesos de agradación habrían estado favorecidos por procesos de deformación tectónica (ascenso de las sierras de Precordillera Oriental) y climáticos locales (lluvias torrenciales estacionales) que habrían dificultado la circulación del río San Juan a lo largo del valle axial durante el Pleistoceno tardío y hasta el Holoceno medio inclusive.
8. Se estimó una tasa promedio de sedimentación de ~7 mm/año para la unidad Pleistocena y de ~2,1 mm/año para el cuerpo lacustre Holoceno a partir de las edades numéricas disponibles y los espesores sedimentarios.
9. Los indicadores paleoclimáticos locales indicaron una progresiva aridización durante el Pleistoceno tardío, desde condiciones áridas a semi-áridas estacionales (~16.800 años AP) a condiciones de aridez estacional más marcada con mayor agradación eólica y precipitación de yeso singenético en las facies de canal hacia los ~15.000 años AP. El registro Holoceno, muestra condiciones climáticas estacionales áridas a semi-áridas (basadas en la acumulación de arcilla iluvial en algunos paleosuelos, contenido fósil, niveles carbonosos, marcas de gotas de lluvia y grietas de desecación) durante fines del Holoceno temprano (~8.300 años AP) y principios del Holoceno medio (~8.000 años AP) en coincidencia con el evento

frío global del 8.200 AP.

La Formación Valentín posee un elevado potencial como fuente de indicadores paleoambientales y paleoclimáticos para la región y este estudio constituye apenas una prospección superficial de dicho potencial. Se recomienda la realización de estudios más detallados y exhaustivos, especialmente aquellos centrados en la caracterización e interpretación de los paleosuelos descriptos.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al editor de la revista Dr. Sebastián Richiano y a los revisores externos Dra. Adriana Mehl y Dra. Stella Moreiras. Se hace extensivo el agradecimiento a la Dra. Alfonsina Tripaldi, al Dr. Marcelo Zárate y a la Dra. Liliana Martos, quienes asesoraron al autor durante la presente investigación como jurados de tesis doctoral. El financiamiento se obtuvo mediante los proyectos 21/E1052 CS-CICITCA, PID 092-CONICET, GEOF 03-2018 IPGH, PICT-2016-0995-Préstamo BID y PROJOVI 2018-2019 (Santi Malnis). Pablo A. Blanc desarrolló esta investigación en el marco de su tesis y agradece, en carácter de Becario Doctoral, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Allen, P.A. y J.R. Allen, 2005. *Basin Analysis: Principles and Application*. Segunda edición. Blackwell Science Ltd.
- Allmendinger, R., D. Figueroa, D. Snyder, J. Beer, C. Mpodzis y B. Isacks, 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Baldis, B.A. y G. Chebli, 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. *4º Jornadas Geológicas Argentinas*: 47-65. Mendoza, Argentina.
- Baldis, B.A., E. Uliarte y A. Vaca, 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34 (4): 294-310.
- Baldis, B.A., M. Beresi, O. Bordonaro y A. Vaca, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Actas, 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 4: 399-445.
- Bastías, H., 1985. *Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera*. Tesis doctoral (inédita), Universidad Nacional de San Juan, 154 pp., San Juan.
- Begét, J.E., 1983. Radiocarbon-dated evidence of worldwide early Holocene climate change. *Geology* 2: 389-393.

- Bilkra, L.H.** y **W. Nemeč**, 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* 45: 909-959.
- Blanc, P.A.**, 2014. *Análisis geomorfológico de la depresión tectónica de Ullum-Zonda, Provincia de San Juan*. Trabajo Final de Licenciatura (inédito), Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
- Blanc, P.A.**, 2019. *Análisis geomorfológico y paleoambiental de la depresión tectónica de Ullum-Zonda, Provincia de San Juan*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Nacional de San Juan.
- Blanc, P.A.** y **L.P. Perucca**, 2017. Tectonic and climatic controls on the late Pleistocene to Holocene evolution of Paleolake Ullum-Zonda in the Precordillera of the Central Andes, Argentina. *Quaternary Research* 88: 248-264. doi:10.1017/qua.2017.50
- Blanc, P.A.**, **F. Tejada**, **L.P. Perucca**, **K. Espejo**, **G. Lara** y **N. Vargas**, 2020. Morphotectonic analysis of two axial tributary basins of the San Juan river controlled by the Precordillera fold and thrust belt, Central Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 98. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102441>
- Bodenbender, G.**, 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 17: 203-261. Córdoba.
- Bridge, J.S.** y **R.V. Demicco**, 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge: Cambridge University Press. 830 pp.
- Bull, W.B.**, 2007. *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. Blackwell Publishing Ltd. 305 pp.
- Colombo, F.**, **P. Busquets**, **E. Ramos**, **J. Vergés** y **D. Ragona**, 2000. Quaternary alluvial terraces in an active tectonic region: the San Juan River Valley, Andean Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 611-626.
- Colombo, F.**, **P. Busquets**, **N. Sole de Porta**, **C.O. Limarino**, **N. Heredia**, **L.R. Rodríguez-Fernández** y **J. Alvarez-Marron**, 2009. Holocene intramontane lake development: A new model in the Jáchal River Valley, Andean Precordillera, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 229-238.
- Dávila, F.M.** y **R. A Astini**, 2003. Las eolianitas de la sierra de Famatina (Argentina): interacción paleoclima-tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno Medio? *Revista geológica de Chile* 30(2): 187-204. doi.org/10.4067/S0716-02082003000200003
- Deevey, E.S.** y **R.F. Flint**, 1957. Postglacial Hypsithermal interval. *Science* 125: 182-184.
- Douglass, D.C.**, **B.S. Singer**, **M.R. Kaplan**, **R.P. Ackert**, **D.M. Mickelson** y **M.W. Caffee**, 2005. *Geology* 33 (3): 237-240. doi: 10.1130/G21144.1
- Frechen, M.**, **B. Seifert**, **J.A. Sanabria** y **G.L. Argüello**, 2009. Chronology of late Pleistocene Pampa loess from the Córdoba area in Argentina. *Journal of Quaternary Science* 24: 761-772.
- García, A.**, 1996. Charophyta y ostracoda asociados de cuatro localidades holocenas de Argentina: evidencias paleoambientales. *Ameghiniana* 33: 409-420.
- Gibling, M.**, 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Sedimentary Research* 76: 731-770. DOI:10.2110/jsr.2006.060
- Gil, A.**, **M.A. Zárate** y **G. Nemeč**, 2005. Mid-Holocene paleoenvironments and the archeological record of southern Mendoza, Argentina. *Quaternary International* 132: 81-94. doi:10.1016/j.quaint.2004.07.014
- Groeber, P.** y **A. Tapia**, 1926. Condiciones geológicas de la Quebrada de Ullún en relación con un proyectado dique de embalse. *Publicación N° 25 y 26 - 55:627.8 (82.52)* (Clasificación bibliográfica decimal). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Ministerio de Agricultura de la Nación. Buenos Aires.
- Guerstein, P.**, 1982. *Estudio Geológico del Triásico aflorante entre las Quebradas de Hilario y Carrizal. Dpto. de Calingasta. San Juan*. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). FCFN-UNSJ.
- Heim, A.**, 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan, Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7: 11-70.
- Heusser, C.**, 1990. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 107-127.
- Jenny, B.**, **B. Valero-Garcés**, **R. Villa-Martínez**, **R. Urrutia**, **M. Geyh** y **H. Viet**, 2002. Early to mid-Holocene aridity in Central Chile and the southern westerlies: the Laguna Aculeo record (34°S). *Quaternary Research* 58: 160-170.
- Jordan T.E.**, **R.W. Allmendinger**, **J.F. Damanti** y **R.E. Drake**, 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 137-158.
- Kemp, R.A.**, **P.S. Toms**, **M. King** y **D.M. Kröhling**, 2004. The pedosedimentary evolution and chronology of Tortugas, a Late Quaternary type-site of the northern Pampa, Argentina. *Quaternary International* 114: 101-112.
- Kemp, R.**, **M.A. Zárate**, **P. Toms**, **M. King**, **J. Sanabria** y **G. Argüello**, 2006. Late quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampas, Argentina. *Quaternary Research* 66: 119-132.
- Kolla, V.**, **J.A. Kostecki**, **F. Robinson**, **P.E. Biscaye** y **P.K. Ray**, 1981. Distributions and origins of clay minerals and quartz in surface sediments of the Arabian Sea. *Journal of Sedimentary Petrology* 51: 563-569.
- Lamy, F.**, **D. Hebbeln** y **G. Wefer**, 1999. High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51: 83-93.
- Levina, M.**, **B.K. Horton**, **F. Fuentes** y **D.F. Stockli**, 2014. Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt (31-32°S), southern central Andes, Argentina, *Tectonics* 33: 1659-1680. doi:10.1002/2013TC003424.
- Lloret, G.** y **G.M. Suvires**, 2006. Ground water basin of the Tulum Valley, San Juan, Argentina: a morphohydrogeologic analysis of its central area. *Journal of South American Earth Sciences* 21 (3): 267-275. doi:10.1016/j.jsames.2006.04.002
- Lowell, T.**, **C. Heusser**, **B. Andersen**, **P. Moreno**, **L. Heusser**, **C. Schluchter**, **D. Marchant** y **G. Denton**, 1995. Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. *Science* 269: 1541-1549.
- Mack, G.H.**, **W.C. James** y **H.C. Monger**, 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin* 105: 129-136.
- Maldonado, A.** y **C. Villagrán**, 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66: 246-258. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.04.003>
- Mancini, M.V.**, **M.M. Páez**, **A.R. Prieto**, **S. Stutz**, **M. Tonello** e **I. Vilanova**, 2005. Mid-Holocene climatic variability recons-

- truction from pollen records (32°-52°S, Argentina). *Quaternary International* 132: 47-59. doi:10.1016/j.quaint.2004.07.013
- Markgraf, V.**, 1983. Late and Postglacial vegetational and paleoclimatic changes in Subantarctic, Temperate, and Arid environments in Argentina. *Palynology* 7: 43-70.
- Martens, K., I. Schön, C. Meisch y D.J. Horne**, 2007. Global diversity of ostracods (Ostracoda, Crustacea) in freshwater. *Hydrobiologia* 595: 185-193. DOI 10.1007/s10750-007-9245-4
- Martos, L.M.**, 1995. *Análisis morfo-estructural de la faja pedemontana oriental de las sierras de Marquesado, Chica de Zonda y Pedernal, su aplicación para prevenir riesgos geológicos. Provincia de San Juan. República Argentina.* Tesis Doctoral (inédita). Universidad Nacional de San Juan.
- Mehl, A.E.**, 2011. *Sucesiones aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno, valle de Uco (Provincia de Mendoza): inferencias paleoambientales y paleoclimáticas.* Tesis Doctoral (inédita). Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.
- Mehl, A.E. y M.A. Zárate**, 2012. Late Quaternary alluvial records and environmental conditions in the eastern Andean piedmont of Mendoza (33°-34° S, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 37: 41-59.
- Mehl, A.E. y M.A. Zárate**, 2014. Late Glacial-Holocene climatic transition record at the Argentinian Andean piedmont between 33 and 34° S. *Climate of the Past* 10: 863-876. doi:10.5194/cp-10-863-2014
- Méndez, C., A. Gil, G. Neme, A. Nuevo Delaunay, V. Cortegoso, C. Huidobro, V. Durán y A. Maldonado**, 2014. Mid Holocene radiocarbon ages in the Subtropical Andes (~29°-35° S), climatic change and implications for human space organization. *Quaternary International* 356: 15-26. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.059
- Meunier, A.**, 2005. *Clays.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 472 pp. DOI10.1007/b138672
- Miall, A.D.**, 1977. *A review of the braided river depositional environment.* *Earth Science Reviews* 13, 1-62.
- Miall, A.D.**, 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22: 261-308.
- Miall, A.D.**, 1996. *The Geology of Fluvial Deposits Sedimentary Facies, Basin analysis, and Petroleum geology.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 582 pp. Berlin.
- Miall, A.D.**, 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology.* Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4
- Muhs, D.R. y M.A. Zárate**, 2001. Late Quaternary Eolian Records of the Americas and Their Paleoclimatic Significance. En: Vera Markgraf (Ed.): *Interhemispheric Climate Linkages.* Academic Press 12: 183-216.
- Musacchio, E.**, 1988. Apéndice paleontológico. Ostrácoda continentales y charophyta cuaternarios. En: Cuerda, A., Cingolani, C.A., Schauer, O.C. (Eds.), *Descripción Geológica de la Hoja 21C-San Juan, 1:200.000.* Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Secretaría de Minería de la Nación Argentina. Reporte inédito, 58 pp.
- Nadon, G.C.**, 1994. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 64: 451-463.
- Nanson, G.C. y J.C. Croke**, 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4: 459-483.
- Neme, G. y A. Gil**, 2009. Human Occupation and Increasing Mid-Holocene Aridity. *Current Anthropology* 50 (1). DOI:10.1086/596199
- Orton, G. J. y H.G. Reading**, 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40: 475-512. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x
- Ortiz, A. y J.J. Zambrano**, 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. *8º Congreso Geológico Argentino* 3: 59-74, San Luis.
- Pandolfo, L.**, 1975. *Geología del valle Ullum-Zonda, Provincia de San Juan.* Trabajo Final de Licenciatura (inédito), Universidad Nacional de Buenos Aires, 99 pp., Buenos Aires.
- Perruca, L.P. y Y. Esper Angillieri**, 2009. El deslizamiento de rocas y detritos sobre el río Santa Cruz y el aluvión resultante por el colapso del dique natural, Andes Centrales de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 571-585.
- Perruca, L.P., G. Lara y N. Vargas**, 2012. Nueva evidencia de actividad tectónica cuaternaria en la depresión Zonda-Maradona, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 97-105.
- Poblete, A. G. y J. Minetti**, 1989. Los mesoclimas de San Juan. Primera y segunda parte. Informe Técnico Núm. 11 del Centro de Investigación de San Juan (CISA). UNSJ. *Boletín* 4: 1-89.
- Ramos, V.**, 1988. The tectonics of the central Andes: 30° to 33° S latitude. In Clark, S. y Burchfield, D. (eds.) *Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America, Special Paper* 218: 31-54.
- Ramos, V.A. y G. Vujovich**, 2000. *Hoja Geológica 3169-IV, San Juan.* Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, 82 p., Buenos Aires.
- Rocca, J.A.**, 1969. *Geología de los valles de Tulum y Ullum-Zonda. Provincia de San Juan.* PASNOA, Tomos I and II. CRAS, San Juan. Argentina, pp. 1-210 (Resultados inéditos).
- Rodríguez, J.A., C. Fiorenza, O. Damiani y J.J. Zambrano**, 2002. Aspectos hidrogeológicos. Guía de excursiones en las provincias de Mendoza y San Juan. Argentina. En: INA-CRAS. *Congreso de aguas subterráneas y desarrollo humano: 10-28.* Mar del Plata.
- Rolleri, E.O.**, 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 408-412.
- Salinas, N.G.**, 1979. *Estudio geológico sedimentológico de la cuenca lacustre de Ullum-Zonda.* Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 86 pp., San Juan.
- Siame, L.L., O. Bellier, M. Sebrier, D. Bourlès, P. Leturmy, M. Perez y M. Araujo**, 2002. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses: the Eastern Precordillera thrust system (NW Argentina). *Geophysical Journal International* 150: 241-60.
- Siame, L.L., O. Bellier, M. Sébrier y M. Araujo**, 2005. Deformation partitioning in flat subduction setting: case of the Andean foreland of western Argentina (28° S-33° S). *Tectonics* 24, TC5003. doi:10.1029/2005TC001787
- Siame, L.L., M. Sébrier, O. Bellier, D. Bourlès, C. Costa, E.A. Ahumada, C.E. Gardini y H. Cisneros**, 2015. Active basement uplift of Sierra Pie de Palo (Northwestern Argentina): Rates and inception from ¹⁰Be cosmogenic nuclide concentrations. *Tectonics* 33: 1-25. doi:10.1002/2014TC003771
- Spicer, R.A.**, 1989. *The formation and interpretation of plant fossil assemblages* (pp. 95-191). Academic Press.

- Spicer, R.A.**, 1991. Plant taphonomic processes. *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record* 9: 71-113.
- Spicer, R.A.** y **A.C. Greer**, 1986. Plant taphonomy in fluvial and lacustrine systems. *Studies in Geology, Notes for a Short Course* 15: 10-26.
- Spicer, R.A.** y **J.A. Wolfe**, 1987. Plant taphonomy of late Holocene deposits in trinity (Clair Engle) lake, Northern California. *Paleobiology* 13(2): 227-245.
- Stipanovic, P.N.**, 1972. La Cuenca triásica de Barreal (Provincia de San Juan). En: Leanza A.F. (Ed): *Geología Regional Argentina*: 537-566. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Subsecretaría de Recursos Hídricos**, 2004. *Estadística Hidrológica de la República Argentina*. Edición 2004. Buenos Aires.
- Suriano, J.** y **C.O. Limarino**, 2009. Sedimentación pedemontana en las nacientes del río Jáchal y pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (3): 516-532.
- Suriano, J.**, **C.O. Limarino**, **A.M. Tedesco** y **M.S. Alonso**, 2014. Sedimentation model of piggyback basins: Cenozoic examples of San Juan Precordillera, Argentina. En: Sepúlveda, S.A., L.B. Giambiagi, S.M. Moreiras, L. Pinto, M. Tunik, G.D. Hoke y M. Farías, (eds) 2015. *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, London, Special Publications 399: 221-244. <http://dx.doi.org/10.1144/SP399.17>
- Suviere, G.**, 2014. The paradigm of paraglacial megafans of the San Juan river basin, Central Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 166-172. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.008>
- Suviere, G.** y **L. Gamboa**, 2011. Primeras dataciones del lago holoceno tardío de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 290-294.
- Terrizano, C.M.**, **E. García Morabito**, **M. Christl**, **J. Likerman**, **J. Tobal**, **M. Yamin** y **R. Zech**, 2017. Climatic and Tectonic forcing on alluvial fans in the Southern Central Andes. *Quaternary Science Reviews* 172: 131-141. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.002>
- Thien, S.J.**, 1979. A flow diagram for teaching texture by feel analysis. *Journal of Agronomic Education* 8: 54-55.
- Tripaldi, A.** y **S.L. Forman**, 2007. Geomorphology and chronology of late quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 251: 300-320.
- Tripaldi, A.** y **C. Limarino**, 2008. Ambientes de Interacción Eólica-Fluvial en Valles Intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 43-66.
- Tripaldi, A.**, **L. Net**, **C.O. Limarino**, **S. Marensi**, **G. Re** y **A. Caselli**, 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4): 443-465.
- Tripaldi, A.**, **M.A. Zárate** y **G.A. Brook**, 2011. Late Quaternary paleoenvironments and paleoclimatic conditions in the distal Andean piedmont, southern Mendoza, Argentina. *Quaternary Research* 76 (2): 253-263.
- Uliarte, E.**, **H. Bastías** y **J. Paredes**, 1990. "Relatorio de Geomorfología, Provincia de San Juan". Décimo Primer Congreso Geológico Argentino, San Juan. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*: 212-227.
- Vergés, J.**, **V.A. Ramos**, **A. Meigs**, **E. Cristallini**, **F.H. Bettini** y **J. Cortés**, 2007. Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction. *Journal of Geophysical Research* 112, B03S15. doi:10.1029/2006JB004287.
- Watson, A.**, 1992. Desert soils. *Developments in Earth Surface Processes* 2: 225-260.
- Wegmann, K.W.** y **F.J. Pazzaglia**, 2002. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics; The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America Bulletin* 114: 731-744.
- Wright, L.D.**, 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Bulletin of the Geological Society of America* 88: 857-868.
- Zárate, M.A.**, 2002. In: Cabaleri, N., Cingolani, C., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A., y Panarello, H.O. (Eds.), Geología y Estratigrafía del Pleistoceno tardío-Holoceno en el piedemonte de Tunuyán-Tupungato, Mendoza, Argentina. *Actas XV Congreso Geológico Argentino (Tomo 2)*, El Calafate, Santa Cruz, Argentina: 615-620.
- Zárate, M.A.**, 2007. *South American Loess record*. *Encyclopedia of Quaternary Science*: 1466-1479. Elsevier.