

# DINÁMICA SEDIMENTARIA NEÓGENA Y CUATERNARIA CONTINENTAL EN LA CUENCA DEL ARROYO CLAROMECÓ, ARGENTINA

Numa N. Sosa <sup>1</sup>, Marcelo A. Zárate <sup>2</sup>, Elisa Beilinson <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET – Universidad Nacional de La Plata). Diag.113 # 275, La Plata (B1900TAC), Buenos Aires, Argentina. [nsosa@cig.museo.unlp.edu.ar](mailto:nsosa@cig.museo.unlp.edu.ar), [beilinson@cig.museo.unlp.edu.ar](mailto:beilinson@cig.museo.unlp.edu.ar)

<sup>2</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de la Pampa (INCITAP – UNLPam – CONICET). Avenida Uruguay 151, 6300, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.

## ARTICLE INFO

### Article history

Received May 5, 2017

Accepted November 15, 2017

Available online December 10, 2017

### Handling Editor

Diana Cuadrado

### Keywords

Análisis de facies

Sistemas fluviales

Geomorfología

Neógeno

Pampa Austral

## RESUMEN

El registro sedimentario continental del Neógeno y Cuaternario de la cuenca interserrana bonaerense ha sido objeto de numerosos trabajos estratigráficos y bioestratigráficos. Sin embargo, aún mucho se desconoce sobre la evolución y la dinámica sedimentaria dentro de este área. A tal fin, se tomó como caso de estudio la cuenca del arroyo Claromecó, ubicada en el centro de la llanura interserrana y se realizó por primera vez un estudio que integra los aspectos geomorfológicos y sedimentológicos de las unidades aflorantes. Se establecieron así dos subciclos depositacionales. El primero, que tuvo su desarrollo entre el Mioceno tardío y el Plioceno medio-tardío, está compuesto por depósitos loésicos y por depósitos fluviales asociados a flujos en manto y canales gravosos amalgamados. El segundo subciclo se habría desarrollado a partir del Pleistoceno tardío hasta la actualidad y está integrado por facies de canales arenosos mantiformes y facies de llanura de inundación que culminan en depósitos eólicos tipo loess asociados a las últimas glaciaciones del Cuaternario. Los dos subciclos finalizan con una etapa de estabilización (paleosuelos) que se relaciona con una disminución del espacio de acomodación. Sin embargo, es luego del primer subciclo cuando tiene lugar una etapa de erosión y no depositación cuya duración estimada sería no menor a 500 ka. Estos resultados muestran diferencias en la jerarquía y en los factores de control de cada uno de los subciclos sedimentarios.

## EXTENDED ABSTRACT

### *Neogene to Quaternary continental sedimentary dynamics in the Claromecó creek basin, Argentina*

The Neogene to Quaternary continental sedimentary record of the southern Buenos Aires province has been the object of numerous stratigraphic and biostratigraphic studies. However, much has to be

done concerning the evolution and sedimentary dynamics of this area. To this end, the Claromecó creek basin (CCB) was chosen as a case study. The aim of this work is to analyze the Neogene to Quaternary sedimentary record to understand the geological evolution of the basin. To reach this objective, a preliminary geomorphological study was carried out. Then, facies and associations of facies were defined in order to identify the sedimentary

environment and to establish the ratio between accommodation space and sediment supply. This information was subsequently used to interpret the main controls on the sedimentation of the CCB.

The CCB is located in the center of the southern Buenos Aires province. It covers an area of 3017.18 km<sup>2</sup>, from the northwestern flank of the Tandilia range to the Atlantic coastline (Fig. 1). The basin can be divided in three parts (upper, middle and lower) depending on slope, drainage and main geomorphologic characteristics (Fig. 2). Its infill is dominated by Neogene to Quaternary sediments lying over Palaeozoic shales and sandstones (Zárate and Rabassa, 2005; Ramos, 2005). The few sedimentological, stratigraphical and paleoenvironmental studies are located close to the Atlantic coastline (Frenguelli, 1928; Isla et al., 1996; Isla et al., 2000; Prieto et al., 2014).

A three step methodology was adopted. Firstly, a preliminary geomorphological study was carried out to understand the main geomorphological units and their relations with the landscape. The geomorphological setting was established with field observations and supported by SRTM. Secondly, eight sedimentological logs were made (Fig. 3). Facies and facies associations were defined according to Miall's scheme (1985, 2014) (Table 1). Postdepositional processes were analysed and relative facies defined based on Mack et al. (1993) (Table 1). Finally, the interpretation of the depositional environments was performed considering the facies associations within the geomorphological units (Table 2). Accommodation space, sediment supply and controls were then defined and considered in a regional context.

Two main geomorphological units were defined. The plain and elevations unit (U1) covers the upper and middle part of the basin. In the upper basin, the U1 is composed by an elevated plain in which the springs of the Claromecó creek are located. This plain evolves in a series of hills and elevations that cover discontinuously the middle part of the basin. U1 is characterized by reddish silty to conglomeratic calcretized fluvial sediments, which represent the substrate of the basin. In the middle and lower basin, this unit is eroded and forms large valleys, which represent the second geomorphological unit (U2). This unit is filled in by Late Pleistocene fluvial sediments that make up the present day floodplain.

A total of eleven sedimentary facies and two postdepositional facies were defined (Table 1). These

facies were grouped into six facies associations (FA) according to the geometry of the bodies and the interpreted depositional environments. These were subsequently grouped in accordance to the geomorphological units (Table 2). In this sense, U1 is composed by sheet flows (AF-A) forming mantles of matrix-supported conglomerates and sands (Gm and Sm facies) (Fig. 4a). Sheet-flow deposits are capped by amalgamated channel deposits of AF-B, composed of laminated and trough cross-stratified poorly sorted sands (Gm, Sh and St) (Fig. 4b). Both facies associations are capped by calcisols (AFP-C) (Fig. 4c, d). U2 is composed of sandy sheets (AF-C), floodplain deposits (AF-D), vegetated silty dunes (loess, AF-E) and marshy deposits (AF-F) (Fig. 5a). The sheet-like deposits are interpreted as unconfined channels filled by bars and locally preserved ripples (Ss, St and Sh). Floodplain deposits are broadly distributed in the basin and comprise massive to laminated silty sands with heterolithic lenses associated to secondary courses (Hl, Fl, Fm and Fr). Large and flat patchy dunes are present in the lower basin, composed of massive coarse silts (Fme and Fl) associated to eolian processes (loess). Close to the Atlantic coastline, whitish and laminated clayey silts are present, and are characterized by the presence of fresh and salty water gastropods (Hl, Fl y Fcf). U2 sedimentary successions are generally capped by hydromorphic paleosols (AFP-H) which are characterized by Fe-Mn rich nodules and rhizoliths (Fig. 6).

The sedimentological succession can be divided in two subcycles (*sensu* Zárate, 2005) (Fig. 7). The first subcycle was developed between the late Miocene and middle-late Pliocene and is associated to the U1; the second subcycle was deposited between the late Pleistocene and the present and is linked to the U2 (Fig. 8). Both subcycles are followed by a stabilization stage (paleosols) that is related to a decrease of the accommodation space. For the Mio-Pliocene subcycle, this period can also be characterized as an erosional, no-depositional stage. This behavior is probably associated to a tectonic reactivation that occurred at some time after the middle-late Pliocene and that resulted in the formation of terrace and hills (U1) and the partial capture of the drainage of the CCB and nearby drainage basins (e.g., Quequén Grande and Quequén Salado rivers). In this context, the upper basin represents an elevated plain not affected by erosion and constituting a no-depositional surface. A regional discontinuous dynamic subsidence occurred

during the Neogene and probably controlled the sedimentation and accommodation space in this area (Folguera *et al.*, 2015).

The late Pleistocene-Present subcycle responded to controls (changes in sea level and base level of continental systems) that did not significantly affect topography but rather resulted in facies variations. The development of eolian inland deposits (loess type), as well as marshy deposits restricted to the coastline, are probably related to the glacial/interglacial stages that characterized the late Pleistocene-Holocene.

**Keywords:** facies analysis, fluvial systems, geomorphology, Neogene, Southern Pampas.

## INTRODUCCIÓN

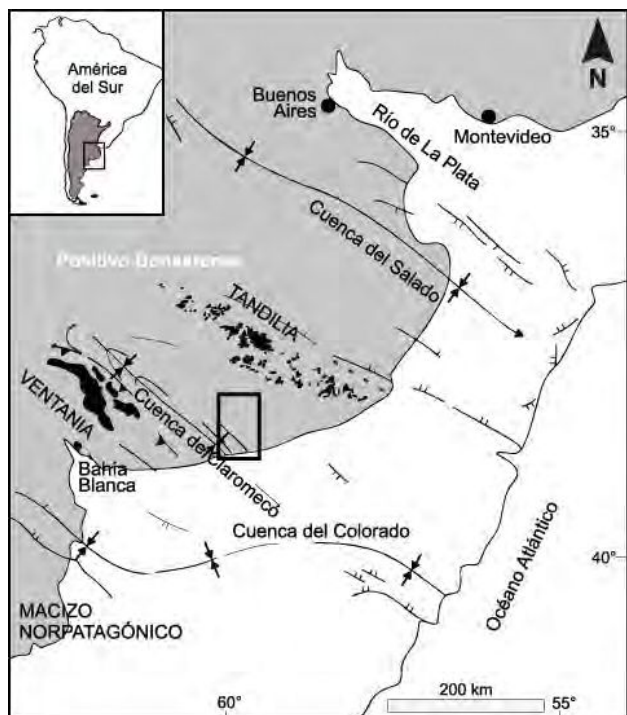
En el marco del registro geológico Neógeno y Cuaternario de la llanura interserrana de la provincia de Buenos Aires, los estudios sedimentológicos se han orientado mayoritariamente a la definición, reconocimiento y correlación estratigráfica entre las distintas formaciones aflorantes a lo largo de barrancas fluviales, canteras y acantilados marinos de esta región. Sin embargo, son escasos los estudios o análisis detallados que hayan tratado de dilucidar los procesos sedimentarios y los factores de control involucrados en este ambiente de llanura. En este contexto, la cuenca de drenaje del arroyo Claromecó representa un área relativamente poco estudiada ubicada en el centro de la llanura interserrana. Desde un punto de vista geomorfológico, el área se caracteriza por una planicie elevada de bajo gradiente en la cual pueden identificarse lomadas aisladas de poco relieve y surcadas por valles fluviales. Si bien la cubierta sedimentaria es relativamente homogénea (limos gruesos arenosos castaño pardo), existen variaciones texturales y rasgos postdeposicionales que permiten reconocer diferentes unidades sedimentológicas. Los antecedentes en materia de estratigrafía y sedimentología, así como los estudios paleoambientales dentro de la cuenca de drenaje, se ubican exclusivamente en la zona de desembocadura del arroyo Claromecó (Freguelli, 1928; Isla *et al.*, 1996, 2000; Prieto *et al.*, 2014).

De acuerdo con lo expuesto, el objetivo de la presente contribución es analizar el registro sedimentario del Neógeno y Cuaternario en la cuenca de drenaje del arroyo Claromecó a partir de los aspectos

geomorfológicos del paisaje, el análisis de las facies sedimentarias y las relaciones estratigráficas con unidades aflorantes en el área de la llanura interserrana. Se pretende también interpretar los estilos depositacionales para enmarcarlos dentro de un primer modelo de evolución geológica de esta cuenca neógena.

## AREA DE ESTUDIO Y ANTECEDENTES

La cuenca del arroyo Claromecó (37°42'S, 59°57'O; 38°54'S, 60°33'O) está ubicada en el sector central de la unidad morfoestructural denominada Positivo Bonaerense o Alto de Tandil (Yrigoyen, 1975). Esta unidad está compuesta por las Sierras Septentrionales (Tandilia), las Sierras Australes (Ventania) y la llanura interserrana que coincide, aproximadamente, con la cuenca paleozoica de Claromecó (Fig. 1) (Dalla Salda *et al.*, 2005). Sus nacientes se localizan en un alto topográfico llamado Pampa de Juárez o Llanura Interpuesta (García Martínez *et al.*, 2008). Desde allí, el drenaje forma tres brazos principales que confluyen en un solo curso a la altura de la localidad de Tres Arroyos y que, finalmente, desemboca en la costa atlántica unos 130 km hacia el SSE (Fig. 2). La cuenca cubre un superficie de 3017,18 km<sup>2</sup> y un perímetro de 285 km (Carbone y Píccolo, 2002). Los depósitos más antiguos aflorantes corresponden a rocas paleozoicas asignadas a la Formación Las Tunas, ubicadas en el sector noreste de la cuenca, a lo largo del lineamiento del Pescado Castigado/Malacara Inferior (González, 1995), en las cercanías de Lumb, Gonzales Chávez, Mariano Roldán y De La Garma (Monteverde, 1938; Furque, 1965; Harrington, 1970; Llabrás y Prozzi, 1975). Sobre este basamento, se dispone la cubierta sedimentaria neógena-cuaternaria estudiada en este trabajo. Al respecto, Zárate y Rabassa (2005) asignan una edad mio-pliocena a aquellos depósitos que integran las elevaciones comprendidas entre Tres Arroyos y Coronel Pringles (Fig. 1). Sedimentos más recientes, asignados al Pleistoceno tardío-Holoceno, han sido descriptos en el sitio arqueológico de Arroyo Seco II, en las cercanías de Tres Arroyos (Politis *et al.*, 2016). Sobre las barrancas del arroyo Claromecó, en cercanía de su desembocadura en el Océano Atlántico, Freguelli (1928) describió depósitos de la misma edad interpretados como de origen fluvial, estuarino y lagunar y que asignara a los pisos Lujanense, Querandinense y Platense. En



**Figura 1.** Principales unidades morfoestructurales en la provincia de Buenos Aires (modificado de Dalla Salda *et al.*, 2005) y ubicación del Positivo Bonaerense y de la cuenca del arroyo Claromecó (rectángulo).

**Figure 1.** Main morfoestructural units in the Buenos Aires province (modified from Dalla Salda *et al.*, 2005) and the location of the Bonaerense Positive (white dash line) and the Claromecó creek basin (rectangle).

los acantilados costeros, el mismo autor describe sedimentos más antiguos que el Lujanense, vinculados a la transgresión Belgranense (estadio isotópico 5e). Estos últimos fueron estudiados más recientemente por Isla *et al.* (1996, 2000) y comparados con otros perfiles en diversas localidades de la costa bonaerense. En los últimos años, Prieto *et al.* (2014) han analizado el contexto paleoclimático de los depósitos holocenos de las barrancas del arroyo Claromecó.

## METODOLOGÍA

Con el fin de lograr los objetivos propuestos, el estudio se realizó en tres etapas. En primer lugar se realizó un análisis geomorfológico de los elementos del paisaje que caracterizan la cuenca de drenaje. Así, y sobre la base de observaciones de campo e imágenes SRTM, obtenidas por la web de USGS y

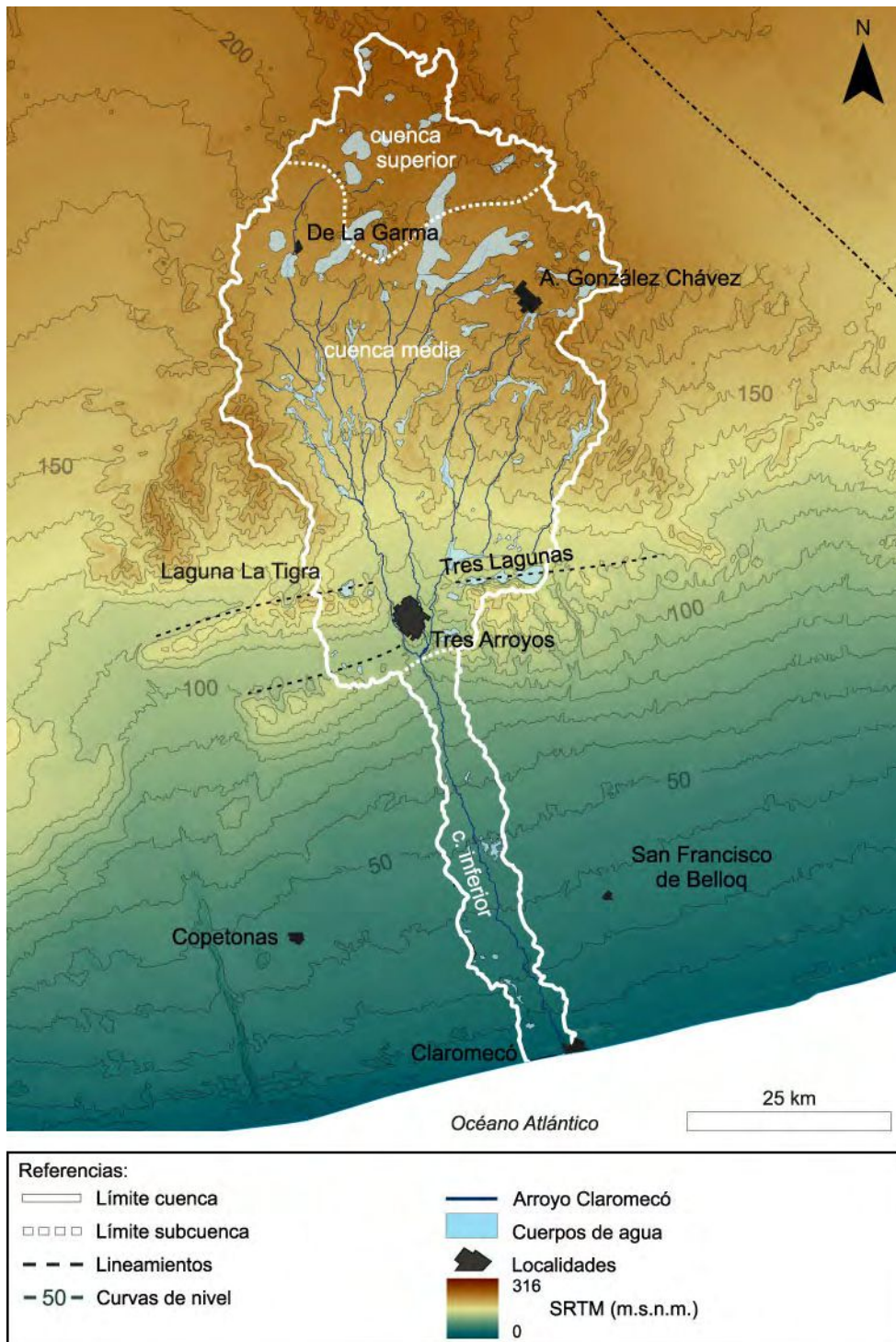
remuestreadas a 15 m, se identificaron tres áreas de la cuenca integradas por diferentes unidades geomorfológicas principales.

En segundo lugar se realizó el análisis de facies de los depósitos que integran las unidades geomorfológicas previamente identificadas. Se definieron ocho perfiles representativos (A01, CL03, DLG14, LIN01, TB01, TR01, TR02 y V01) que luego se caracterizaron y muestrearon para realizar estudios mineralógicos-composicionales a través de microscopía óptica. En esta etapa se definieron facies y asociaciones de facies sobre la base de las propiedades composicionales, texturales y la presencia de estructuras sedimentarias primarias, siguiendo la metodología propuesta por Miall (1985, 2014), adaptada a los depósitos observados. También se analizaron aquellos procesos postdeposicionales que conllevaron a la formación de paleosuelos, los cuales se clasificaron según la propuesta de Mack *et al.* (1993).

Durante la tercera etapa, se interpretaron los ambientes depositacionales y se realizó un análisis evolutivo de la sedimentación en relación al aporte sedimentario y al espacio de acomodación, en un contexto regional dentro de la sedimentación neógeno-cuaternaria continental de la llanura inter-serrana bonaerense. Para esto se tuvo en consideración la propuesta de Zárate (2005) sobre la base de la cual es posible dividir el ciclo de la sedimentación cenozoica continental de la Provincia de Buenos Aires (*sensu* Pascual *et al.*, 1965) en cuatro subciclos sedimentarios: Mioceno tardío (12/11-7/6? Ma), Mioceno tardío - Plioceno medio/tardío (7/6?-3,2 Ma), Plioceno tardío-Pleistoceno tardío (3,2-0,04 Ma), Pleistoceno tardío-Actual.

## ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA DEL ARROYO CLAROMECÓ

Sobre la base de las pendientes y del diseño de la red de drenaje, la cuenca de drenaje del arroyo Claromecó se pudo subdividir en: cuenca superior, media e inferior. La cuenca superior abarca el sector norte, donde se ubican las nacientes del arroyo Claromecó, en el ámbito de la Pampa de Juárez (Fig. 2). Esta área representa una planicie elevada con cotas máximas en el extremo norte (aproximadamente 250 m.s.n.m.) y de suave pendiente hacia el suroeste (aproximadamente 5‰). El drenaje, mayoritariamente de carácter temporario, es de diseño anárquico



**Figura 2.** Cuenca del arroyo Claromecó y su partición en cuenca superior, media e inferior. Hacia el noreste de la cuenca se detalla el lineamiento Pescado/Castigado/Malacara Inferior (modificado de González, 1995). Al altura de Tres Arroyos se detallan los lineamientos propuestos por Martínez *et al.* (2011). **Figure 2.** Claromecó creek basin and its partition in upper, middle and lower basin. Northeast of the basin the Pescado Castigado/Malacara Inferior lineament is detailed (modified from González, 1995) (black dash line). Close to Tres Arroyos town the lineaments proposed by Martínez *et al.* (2011) (black dash line).

con lagunas frecuentes, tanto permanentes como temporarias.

En la cuenca media, la planicie elevada (descrita para la cuenca superior) se encuentra disectada por los brazos principales del arroyo Claromecó, resultando en el desarrollo de lomadas (elevaciones)

elongadas en el sentido del drenaje (Fig. 2). Hacia los bordes de la cuenca, estos elementos del relieve constituyen dos cordones principales que representan las divisorias de agua con las cuencas aledañas. Uno se encuentra al este y sureste de la localidad de Gonzales Chávez siguiendo el lineamiento Pescado

Castigado/Malacara Inferior y el otro al oeste de la localidad de De La Garma, hacia el río Quequén Salado. Las pendientes en estos sectores alcanza el 50 ‰. Las cumbres de estos cordones, amplias y redondeadas, no superan los 245 m.s.n.m. En la cuenca media, la red de drenaje muestra un diseño dendrítico a subparalelo (Fig. 2). Entre los brazos principales del arroyo Claromecó, las divisorias no superan los 100 m.s.n.m. y están aterrazadas. En el límite austral de la cuenca media, las lomadas muestran una orientación este-oeste, y se caracterizan por una fuerte asimetría generada por una escarpa contrapendiente, capaz de capturar al sistema de drenaje y que podrían haber controlado la distribución de las lagunas La Tigra y Tres Lagunas (Fig. 2). Sobre la base de esta información y de sondeos eléctricos, así como de estudios hidrogeoquímicos e isotópicos, Martínez *et al.* (2011) sugirieron una reactivación cuaternaria de fracturas pre-existentes de carácter regional y rumbo este-oeste, generadas durante la apertura de la cuenca del Colorado en el Cretácico.

La cuenca inferior está constituida por una planicie de agradación de baja pendiente (entre 1 y 5‰; Fig. 2). La red de drenaje se compone de un canal principal, el arroyo Claromecó, que suele presentar barrancas de hasta 4 m. En las cercanías de la costa atlántica, a unos 3 km de su desembocadura, la profundización del canal genera barrancas de hasta 8 m. En coincidencia, se observa el desarrollo de cascadas y saltos de no más de 1,5 m de expresión vertical.

Dentro de la cuenca inferior también pueden identificarse elementos positivos del relieve, aislados, que están integrados por dunas vegetadas en parche y médanos costeros. Las dunas vegetadas representan positivos topográficos de modesta expresión vertical (no más de 3 m sobre la base de la planicie) y de amplia cobertura (decenas de metros), integradas por limos pardos masivos. Se distribuyen en parches a lo largo de toda la planicie de agradación. En algunos casos están asociadas a cubetas de deflación donde se han desarrollado ambientes lagunares. Los médanos costeros constituyen un cordón litoral de amplia distribución a lo largo de la costa del Positivo Bonaerense. Representan localmente un límite topográfico para las aguas superficiales, que pueden quedar estancadas en cuerpos de agua alargados en el sentido del cordón medanoso.

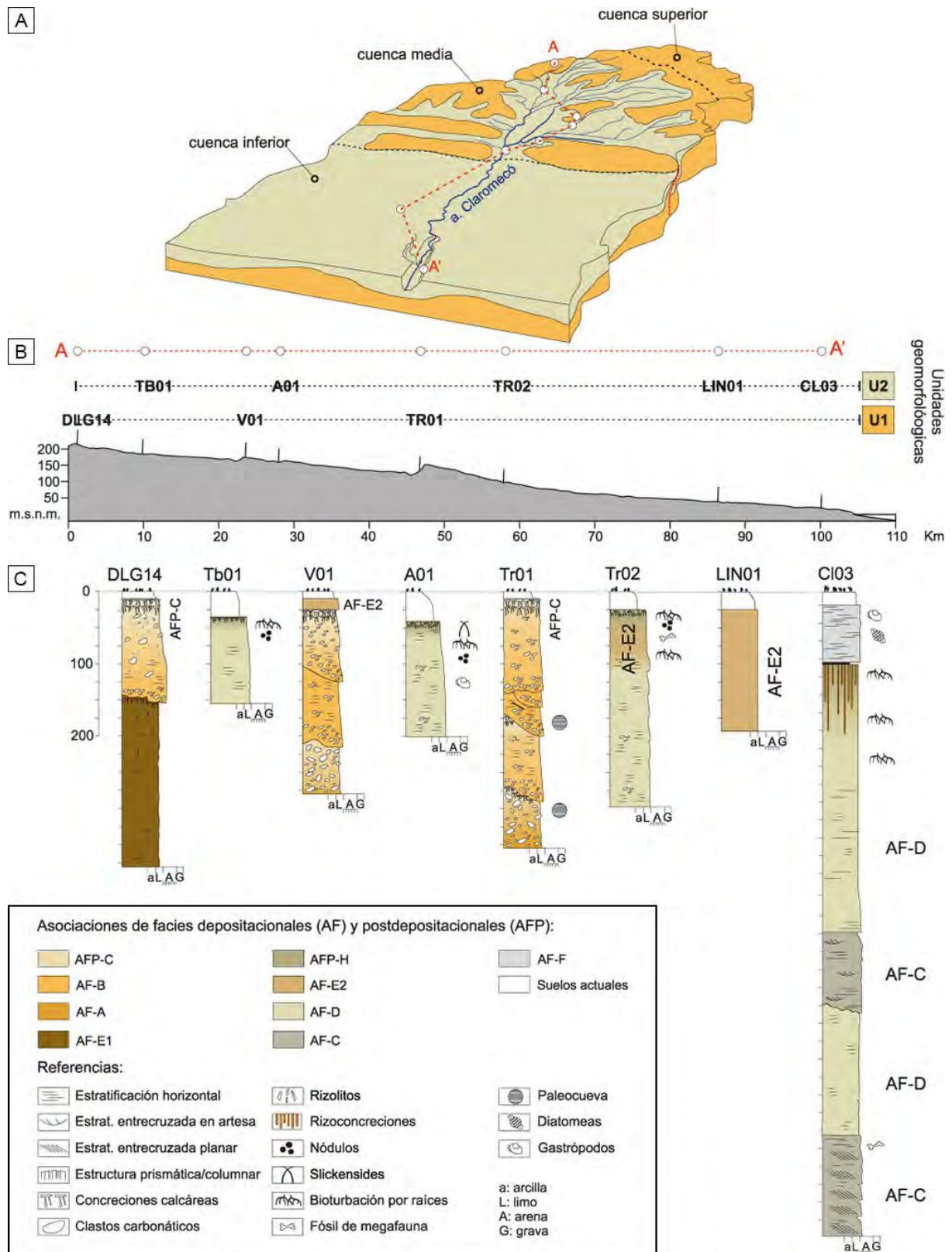
Sobre la base de las observaciones geomorfo-

lógicas y del relleno de los elementos del paisaje, se definieron dos unidades geomorfológicas principales: la unidad de planicie y lomadas que representan el sustrato neógeno de la cuenca, y la unidad de valles excavados en dicho sustrato (Fig. 3a). La unidad de planicie y lomadas (U1) está constituida por la planicie elevada de baja pendiente que caracteriza la cuenca superior y las lomadas elongadas de la cuenca media. La unidad de valles (U2) se desarrolla entre las lomadas de la cuenca media y se extiende a lo largo en toda la cuenca inferior (Fig. 3a). Los depósitos que integran esta unidad representan el relleno de valles pleistocenos que se encuentran disectados por la red de drenaje actual.

### ANÁLISIS DE FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES

Se estudiaron 8 localidades representativas tanto de la unidad geomorfológica de planicie y lomadas (U1) como de la unidad geomorfológica de valles (U2, Fig. 3), para las cuales se definieron un total de 11 facies depositacionales y 2 facies post-depositacionales (Tabla 1). Las mismas se utilizaron para definir asociaciones de facies (Tabla 2), las que se presentan a continuación.

**Flujos en manto (AF-A).** Consiste en conglomerados matriz sostén, en cuerpos tabulares masivos, alternados con arenas finas con gravas y laminación horizontal incipiente (facies Gm y Sm) (Fig. 4a y b). Los cuerpos muestran un desarrollo vertical de entre 0,6 y 0,9 m mientras que pueden alcanzar varias decenas de metros en extensión lateral, mostrando una relación ancho/profundidad (A/P) > 15. Las bases son netas e irregulares (erosivas), en algunos sectores exhiben cierta concavidad, mientras que los techos suelen ser planos. Los clastos psefíticos son en su mayoría carbonáticos (ver facies post-depositacionales a continuación) y angulosos, cuya abundancia varía entre 5 y 25%. Esta asociación de facies se interpreta como flujos gravitacionales hiperconcentrados (facies Gm; Miall, 2014) que pasan transicionalmente a flujos turbulentos de alto régimen (facies Sm). Los mismos pueden representar en algunos casos la zona de flujo laminar por cizalla dentro de los flujos de detritos (Bridge, 2003). Las variaciones espaciales y temporales de estos flujos sugieren un proceso de agradación por flujos en manto. Las bases erosivas cóncavas indicarían una canalización incipiente.



**Figura 3. a)** Diagrama de bloques de la cuenca del arroyo Claromecó con la distribución de las unidades geomorfológicas (U1 y U2) y la localización de los perfiles sedimentológicos (círculos blancos) mediante la cual se realizó la sección A-A'. **b)** Perfil longitudinal de la sección A-A' con el gradiente topográfico y la ubicación de los perfiles sedimentológicos. **c)** Perfiles sedimentológicos.

**Figure 3. a)** Block diagram of the Claromecó creek basin with the geomorphological units (U1 and U2) and the location of the sedimentological logs (white spots) by which the section A-A' was defined **b)** Longitudinal profile of the A-A' section showing the topographic gradient and the location of the sedimentological logs. **c)** Sedimentological logs.

| Facies | Litología  | Estructuras   | Interpretación   |
|--------|--|---|--|
| Gm     | Conglomerados matriz sostén                                    | Masivo  | Flujo de detritos cohesivo   |
| St     | Arenas finas a medias o arenas finas a limosas                 | Estratificación entrecruzada en artesas                       | Migración de dunas 3D: Crestas sinuosas y linguoides   |
| Sp     | Arenas finas a medianas con guijarros o arenas finas limosas   | Estratificación entrecruzada planar                           | Barras transversales, dunas 2D   |
| Sh     | Arenas finas a medias con guijarros o arenas finas a muy finas | Estratificación horizontal y deformación sinsedimentaria      | Flujo de alto régimen  |
| Sm     | Arenas finas a gruesas   | Masivas o finamente laminadas                                 | Flujos gravitacionales   |
| Hl     | Arreglo heterolítico entre arenas finas y arcillas             | Laminación horizontal y frecuente deformación sinsedimentaria | Migración de ondulaciones 2D, variación de energía del flujo con alternancia de tracción-decantación |
| Fl     | Arenas muy finas y limosas                                     | Laminación horizontal, deformación sinsedimentaria ocurrente  | Flujos levemente tractivos y capa plana de bajo régimen  |
| Fm     | Arenas muy finas, limosas hasta arcillosas                     | Masivas   | Depósito de desborde, canal abandonado   |
| Fme    | Arenas muy finas a limos arenosos                              | Masivos, bien seleccionados                                   | Acreción vertical de mantos eólicos (loess)  |
| Fcf    | Limos y arcillas heterolíticas                                 | Laminación horizontal, valvas de agua dulce y diatomeas       | Depósitos originados por tracción de baja energía y decantación en ambiente lagunar                  |
| C      | Limos a arenas muy finas                                       | Masivo (cementación carbonática y brechamiento)               | Pedogénesis (calcretización)   |
| H      | Arenas finas a muy finas, limos gruesos                        | Masiva, agregados columnares                                  | Pedogénesis (hidromorfismo)  |

**Tabla 1.** Facies depositacionales y postdepositacionales de los depósitos neógeno-cuaternarios de la cuenca del arroyo Claromecó.  
**Table 1.** Depositional and postdepositional facies of the Neogene-Quaternary deposits of the Claromecó creek basin.

**Canales complejos amalgamados (AF-B).** Se trata de cuerpos con bases netas e irregulares de forma cóncava y techo plano (Fig. 4b). La relación ancho/profundidad es de 4,5-5, siendo la profundidad de los cuerpos entre 1 y 2 m y el ancho de 5 a 9 m aproximadamente. Esta relación suele mantenerse en cuerpos menores que se amalgaman horizontalmente hacia el techo de los cuerpos principales. Internamente, se caracterizan por facies conglomerádicas masivas en la base (facies Gm), seguidas por arenas finas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (facies St), y que culminan con arenas finas con laminación horizontal (facies Sh). En estos sectores se observa bioturbación de raicillas, seguida por costras calcáreas de espesores variables entre 0,3 y 0,6 m (ver facies postdepositacionales a continuación).

Esta asociación de facies se interpreta como

el relleno multiepisódico de canales gravosos y complejos (Miall, 2014). La amalgamación lateral de los cuerpos y su tipo de relleno indicaría la presencia de canales móviles en un sistema entrelazado (Gibling, 2006).

**Canales arenosos mantiformes (AF-C).** Facies de arenas y limos con estratificación entrecruzada planar y en artesa, en cuerpos tabulares o lentiformes de hasta 4 m de espesor y más de 20 m de desarrollo horizontal ( $A/P < 15$ ) (facies St, Sp y Sh). Estos cuerpos comienzan con aproximadamente 2 m de estratos de hasta 30 cm de potencia cada uno (Fig. 5a), con estratificación entrecruzada planar interestratal (Sp). Es común la deformación sinsedimentaria en las capas (Fig. 5b). Internamente, los cuerpos muestran gradación normal. Siguen arenas finas a medias de mejor selección en estratos horizontales,



| Unidad Geomorfológica U1: planicie y elevaciones |                                       |                      |   |
|--|---------------------------------------|----------------------|---|
| Nombre   | Geometría                             | Facies Constitutivas | Origen  |
| AF-A   | Tabular plana                         | Gm y Sm              | Flujos en manto                               |
| AF-B   | Cuerpos lenticulares a/p < 5          | Gm, Sm y St          | Canales complejos y amalgamados               |
| AF-E1  | Tabular plana                         | Fme y Fl             | Manto eólico (loess)                          |
| AFP-C  | Tabular plana                         | C                    | Pedogénesis (calcretización)                  |
| Unidad Geomorfológica U2: valles                 |                                       |                      |   |
| Nombre   | Geometría                             | Facies Constitutivas | Origen  |
| AF-C   | Tabular Plana a/p < 15                | St, Sp y Sh          | Canales arenosos mantiformes en fajas simples |
| AF-D   | Tabular Plana                         | Hl, Fl, y Fm         | Llanura de inundación                         |
| AF-E2  | Tabular plana                         | Fme y Fl             | Manto eólico (loess)                          |
| AF-F   | Tabular, base irregular y techo plano | Hl, Fl y Fcf         |   |
| AFP-H  | Tabular plana                         | H                    | Pedogénesis (hidromorfismo)                   |

**Tabla 2.** Características e interpretación de las asociaciones de facies según la unidad geomorfológica que integran.

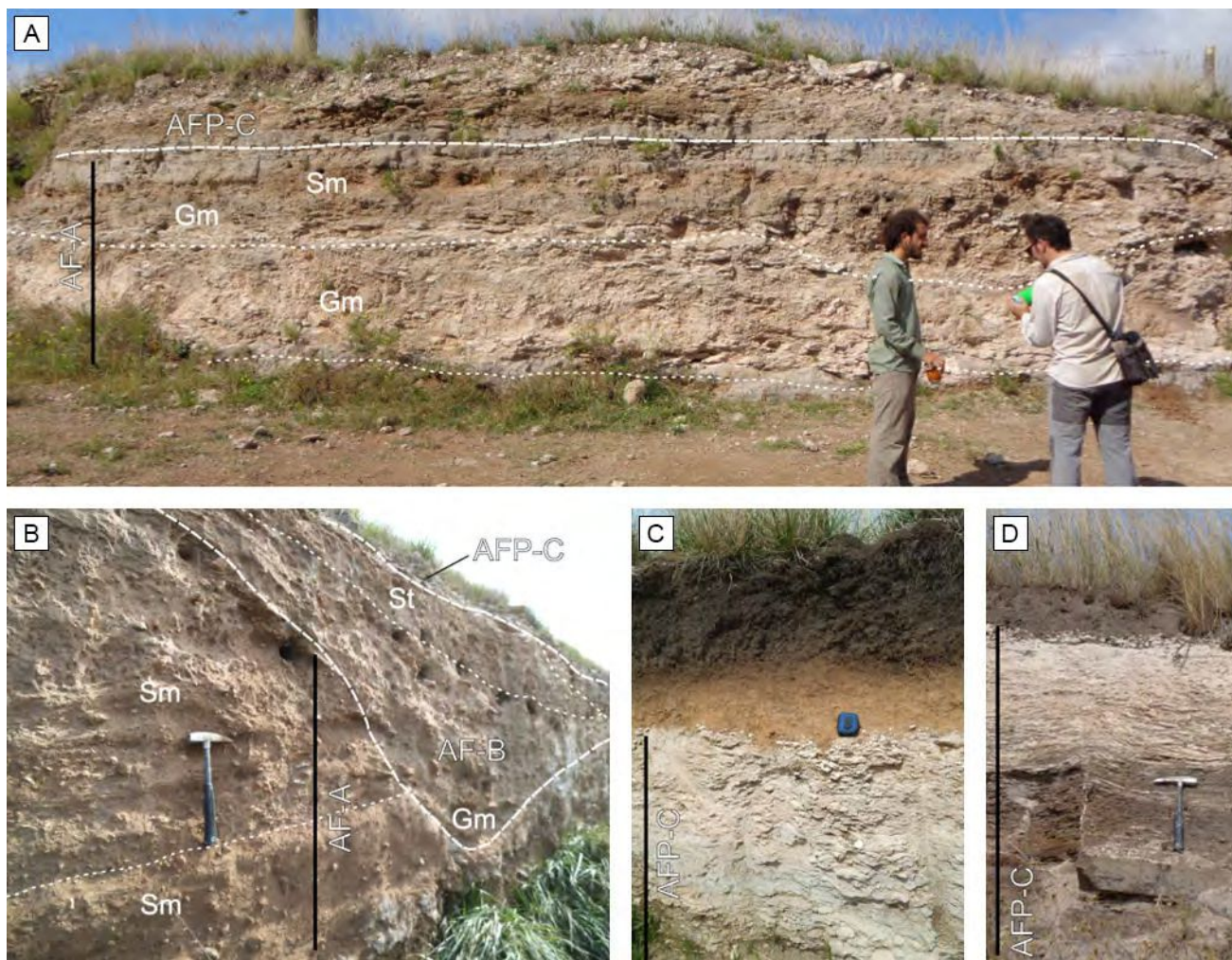
**Table 2.** Characteristics and interpretation of the facies associations based on geomorphological units.

formando bancos de hasta 1,7 m. En estos estratos son comunes las facies de arenas entrecruzadas planares y en artesa (St y Sp), en lentes de no más de 0,3 m de espesor y hasta cuatro metro de desarrollo horizontal. Las bases de estos cuerpos suelen ser netas e irregulares, probablemente por socavamiento. Esta asociación de facies suele pasar verticalmente, en forma transicional, hacia facies de llanura de inundación (AF-D).

Sobre la base de la geometría de los cuerpos y el arreglo de las diferentes facies, se interpreta esta asociación de facies como canales complejos y mantiformes (Friend *et al.*, 1979; Miall, 2014). Las estructuras sedimentarias reflejan la migración de barras longitudinales (2D) en un contexto de alta energía y baja sinuosidad (Gibling, 2006). La deformación sinsedimentaria que afecta los niveles basales de la sucesión es probablemente debida al escape de agua por carga (Rust y Jones, 1986). La presencia de óndulas sobre el techo de barras longitudinales se interpreta asociada a un ambiente fluvial entrelazado donde existe una alternancia de flujos de alta energía y ocasionalmente flujos menguantes capaces de generar estructuras menores que se preservan en el registro (Miall, 2014). Estas características junto a la geometría de los cuerpos y a la naturaleza incoherente de los sedimentos de

la cuenca, indicaría una depositación por flujos hiperconcentrados (Miall, 2014).

**Depósitos de llanura de inundación (AF-D).** Se trata de cuerpos tabulares con gran extensión lateral (> 40 m) y con una potencia de hasta 4 m por sobre la base del arroyo Claromecó. Internamente, se caracterizan por arenas muy finas a limosas masivas o con laminación horizontal (facies Fm y Fl) con abundantes rasgos de bioturbación por raíces. En la cuenca media, el techo de estos litosomas remata con los suelos actuales, en la cuenca inferior suelen pasar en transición hacia facies de granulometrías similares, pero carentes de estructuras primarias (asociación de facies AF-E). La laminación horizontal es apreciable en los sectores basales, donde, en algunos casos, se puede observar una leve estratificación horizontal en paquetes de hasta 0,2 m internamente laminados (Fig. 5a). Es común la deformación sinsedimentaria. En estos depósitos se observan intercalaciones de lentes de arenas muy finas heterolíticas y limos arcillosos (facies Hl), de desarrollo métrico y de espesores variables entre 0,2 y 0,9 m. Estas lentes pueden mostrar, en algunos casos, bases levemente cóncavas y techo plano, así como una laminación ondulada (tipo wavy). Hacia el techo de esta sucesión aparecen limos



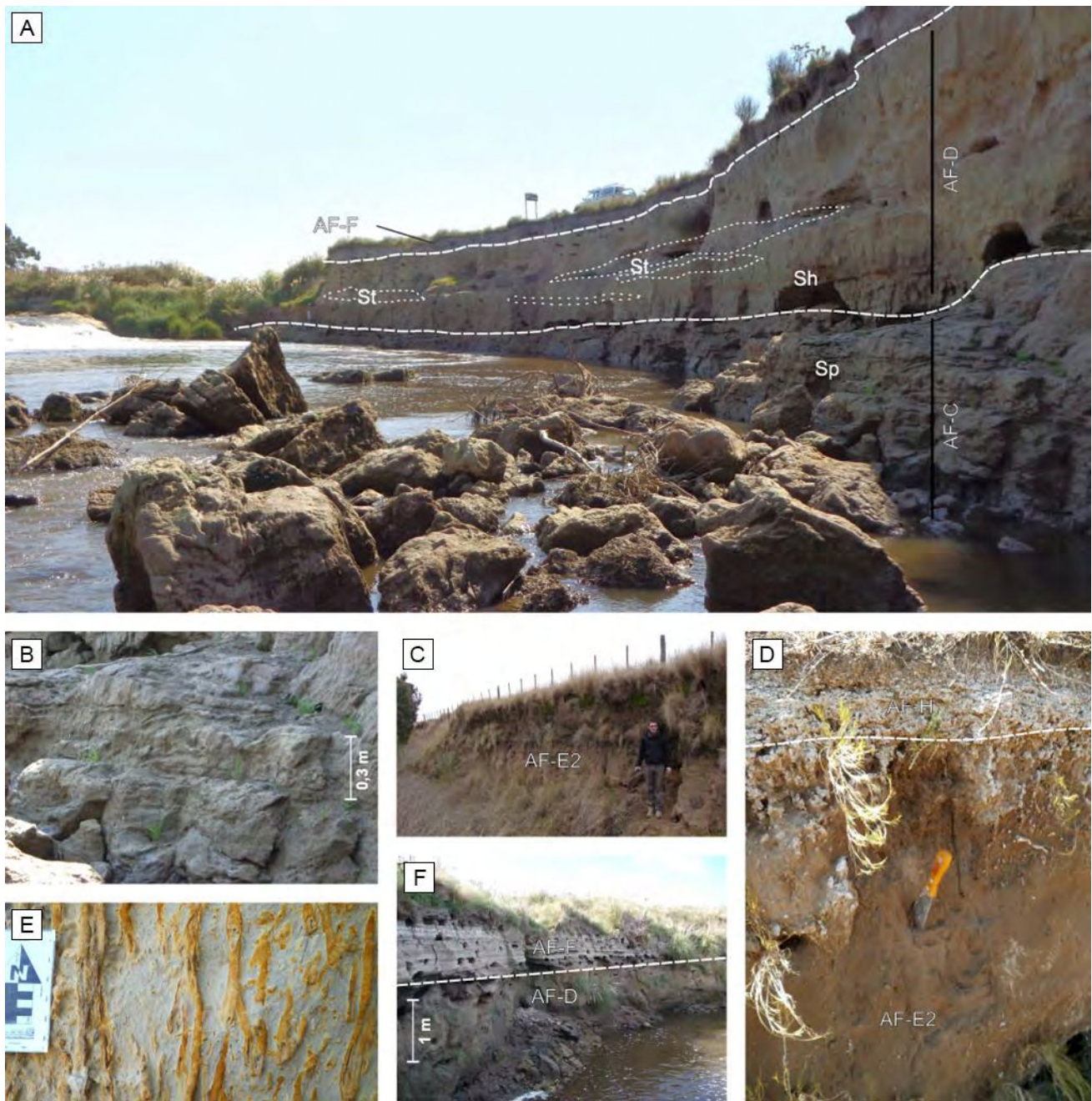
**Figura 4.** Facies y asociación de facies de la unidad de planicie y elevaciones (U1). **a)** Flujos en manto (AF-A) en la base de las lomadas este-oeste en cercanías de Tres Arroyos. **b)** Flujos en manto (AF-A) y canales amalgamados (AF-B) en cercanías de De La Garma. **c)** Calcisol (AFP-C) en cercanías de Mariano Roldán. **d)** Afloramiento de la Formación Las Tunas con calcisoles (AFP-C) en el techo.

**Figure 4.** Facies and facies associations of the plain and elevations geomorphological unit (U1). **a)** Sheet flows (AF-A) at the base of the east-west oriented hills close to Tres Arroyos. **b)** Sheet flows (AF-A) and amalgamated channels (AF-B) close to De La Garma. **c)** Calcisols (AFP-C) in the upper basin, close to Mariano Roldán. **d)** Las Tunas Formation with Calcisols (AFP-C) at the top.

arenosos frecuentemente bioturbados por raicillas (facies Fr), nódulos de hierro-manganeso y rizolitos carbonáticos, formando un enrejado de hasta 0,2 m de espesor y gran continuidad lateral (decenas de metros).

Se interpreta a esta asociación de facies como depósitos de desborde en llanura de inundación (Miall, 2014). La débil estratificación horizontal, así como el aspecto masivo, sugiere una depositación rápida a partir de flujos concentrados (Svendsen *et al.*, 2003). La presencia de nódulos de hierro-manganeso y los rizolitos carbonáticos en el

techo, así como la deformación sinsedimentaria que acompaña los niveles inferiores, se asocian a ambientes anegados. Por otra parte, los rasgos mencionados junto con la bioturbación por raíces se interpretan como una pedogénesis incipiente. Kraus y Aslan (1993) describen paleosuelos hidromórficos inmaduros en ambientes de llanura de inundación proximal debido al continuo aporte de material sedimentario por parte de las crecidas de los canales. Es probable que, en el caso de las facies de llanura de inundación aquí descritas, el aporte haya sido rápido y constante, con relativamente



**Figura 5.** Facies y asociación de facies de la unidad geomorfológica de valle (U2). **a)** Afloramiento en cercanías de la localidad de Claromecó con canales arenosos mantiformes en la base (AF-C), facies de llanura de inundación en el medio (AF-D) y facies lagunares en el techo (AF-F). **b)** Deformación sinsedimentaria en estratos de la asociación de facies de canales arenosos en manto (AF-C). **c)** Duna vegetada integrada por depósitos eólicos loésicos (AF-E2). **d)** Rizolitos en protosoles hidromórficos (AFP-H) desarrollados en depósitos eólicos loésicos (AF-E2). **e)** Rizoconcreciones de hierro y manganeso (AFP-H). **f)** Depósitos de llanura de inundación (AF-D) seguidos por depósitos blanquecinos laminados de ambiente lagunar (AF-F).

**Figure 5.** Facies and facies associations in the valleys geomorphological unit (U2). **a)** Outcrop close to Claromecó town with sheet sandy channels at the base (AF-C) and floodplain facies in the middle (AF-D) and marshy facies at the top (AF-F). **b)** Synsedimentary deformation structures in sheet sandy channels facies association (AF-C). **c)** Vegetated dune composed by eolian (loessic) facies association (AF-E2). **d)** Rhizolites in hydromorphic paleosols (AFP-H) developed in eolian (loessic) facies association (AF-E2). **e)** Iron-manganese rhizoconcretions (AFP-H). **f)** Floodplain deposits (AF-D) followed by whitish laminated marshy sediments (AF-F).

poco tiempo para la pedogénesis. Por su parte, las lentes heterolíticas pueden estar asociadas a canales secundarios rellenos periódicamente donde se alterna tracción y decantación de limos y arcillas (Beilinson, 2012).

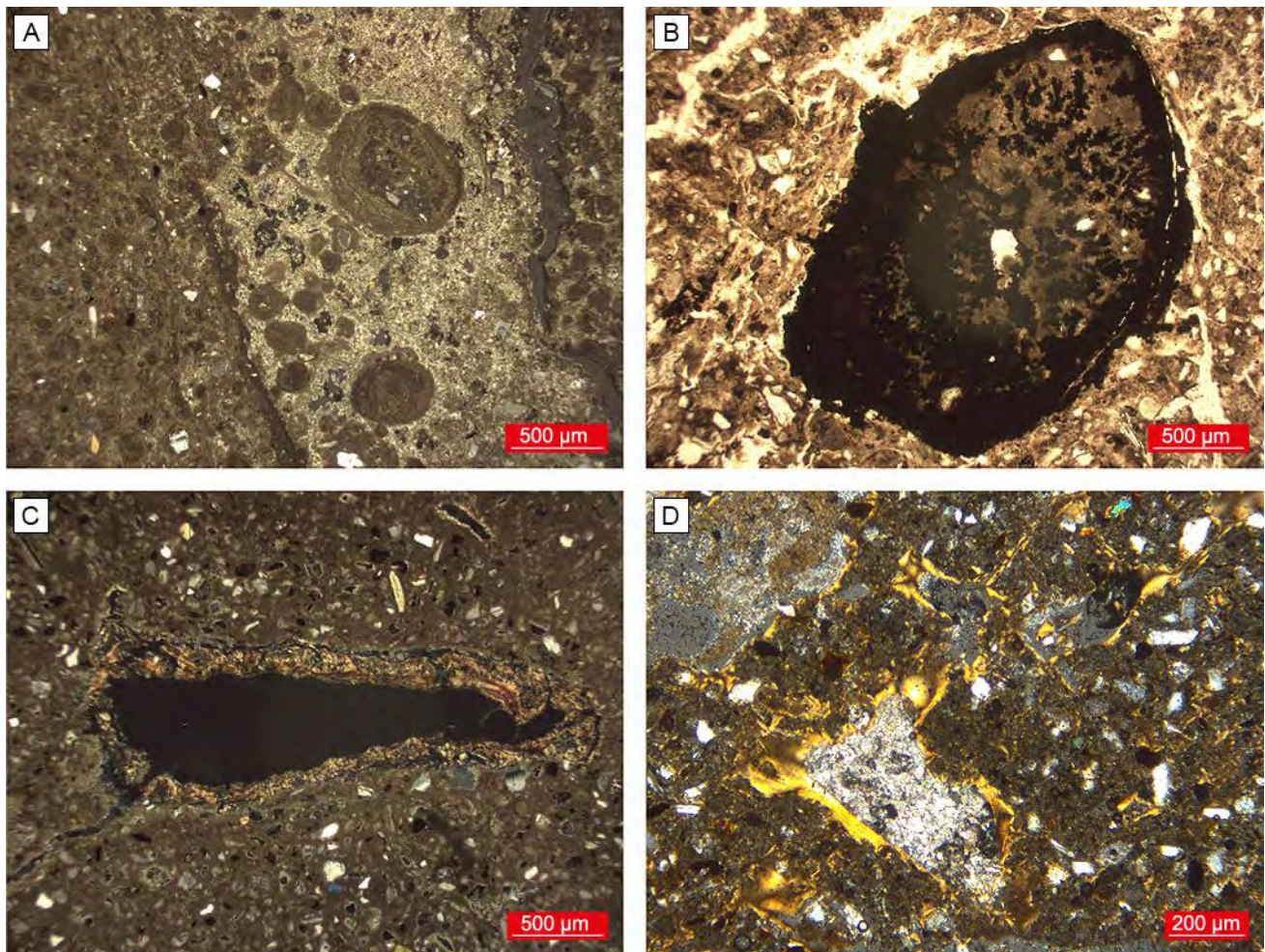
**Depósitos eólicos tipo Loess (AF-E).** Depósitos masivos a muy finamente laminados y bien seleccionados de limos gruesos a limos arcillosos (facies Fme y Fl). Las sucesiones suelen formar amplios mantos de diversos espesores (desde pocos cm hasta 2,5 m), dependiendo de la posición estratigráfica donde se los observe (Fig. 5c y d), que suelen rellenar depresiones o conformar topografías positivas, tanto en la llanura de inundación actual como sobre una cara preferencial de las lomadas e interfluvios de la cuenca media. Las bases, cuando expuestas, pueden ser netas y planas o bien transicionales desde facies de llanura de inundación (AF-D). Internamente el aspecto masivo es predominante, aunque se observan sectores con laminación horizontal difusa conformando lentes aisladas. Los techos de estos cuerpos suelen estar afectados por el desarrollo de suelos actuales (Fig. 5c). Estos niveles pueden estar acompañados por cierto grado de calcretización del sedimento y por la presencia de rizolitos y nódulos carbonáticos.

Esta asociación de facies está relacionada con depósitos eólicos, mantiformes, de tipo loésico (Zárate y Blasi, 1993; Zárate, 2003). Si bien se encuentran mayoritariamente en la unidad geomorfológica de valle (U2), estos depósitos pueden aparecer en otros sectores de la columna estratigráfica en alternancia con las distintas asociaciones de facies y ambientes depositacionales (Tabla 2). Debido a esto y para una mejor comprensión dentro de la secuencia sedimentaria, se diferenciaron con la sigla AF-E1 aquellos depósitos eólicos que aparecen en la unidad geomorfológica U1 y AF-E2 aquellos que aparecen en la unidad geomorfológica U2. Ello indica que los procesos eólicos actuaron frecuentemente dentro de la sedimentación neógeno-cuaternaria dentro de la cuenca del arroyo Claromecó. Si bien internamente los cuerpos muestran muy buena selección, se observa que existen diferencias granulométricas entre ellos, siendo más finos (limos finos) los de mayor antigüedad relativa y más gruesos (arenas muy finas a limosa) los más recientes. Estas variaciones podrían responder a cambios en las zonas de aporte del sedimento (Zárate, 2003).

**Depósitos de ambiente laguna costera (AF-F).** Estos depósitos constituyen cuerpos tabulares de gran extensión horizontal (aproximadamente 400 m) y espesores variables de hasta 1,40 m (Fig. 5a y f). Internamente, se trata de arenas muy finas a limosas y limos arcillosos laminados con presencia de gasterópodos y diatomeas (Facies Hl, Fl y Fcf). La base de los cuerpos es neta y ondulada, mientras que el techo es plano y neto. El arreglo interno de las facies muestra variaciones irregulares en los espesores de las láminas y lentes delgadas heterolíticas. Algunas láminas muestran una cementación incipiente y nódulos carbonáticos milimétricos. Son comunes los restos de invertebrados (e.g., *Heleobia parchappii* y *Heleobia australis*).

Esta asociación de facies se interpreta como el relleno de cuerpos de agua someros donde se alteraban procesos de tracción y decantación (Miall, 2014). La presencia de restos de gasterópodos y diatomeas, tanto dulceacuícolas como marinos (Prieto et al. 2014), permite asignar a estos depósitos como de interacción fluvial y marino litoral.

**Calcsoles (AFP-C).** Consisten en acumulaciones micríticas tabulares de espesores variables (de 0,3 a 2 m) y de gran continuidad lateral. Se desarrollan en el techo de las asociaciones de facies AF-A y AF-B en la unidad geomorfológica U1 (Figs. 3, 4a y b). Se observan diferentes morfologías y grados de desarrollo dependiendo del sector de la cuenca y del relieve. La cuenca superior muestra los calcsoles de mayor desarrollo, conformados por brechas carbonáticas con desarrollo de pseudopliegues irregulares con longitud de onda de hasta 2 m (Fig. 4c y d). La cuenca media muestra el desarrollo de láminas y planchas subhorizontales acompañadas por ramificaciones irregulares que penetran el sedimento desde el techo hacia las partes inferiores. En las lomadas donde es posible seguir estas acumulaciones (Fig. 4a), el mayor desarrollo se observa en la cumbre; descendiendo hacia los valles estas morfologías se reducen en espesor y abundancia. En las diversas morfologías, el sedimento queda atrapado formando núcleos angulosos de pocos centímetros en la parte aledaña al techo y de mayor tamaño hacia la base. En algunos casos, se observan agregados prismáticos de arcillas englobados en el carbonato de calcio. Por otro lado, las venas de carbonato muestran internamente clastos irregulares y angulosos del sedimento hospedante de hasta 2 cm en su eje mayor.



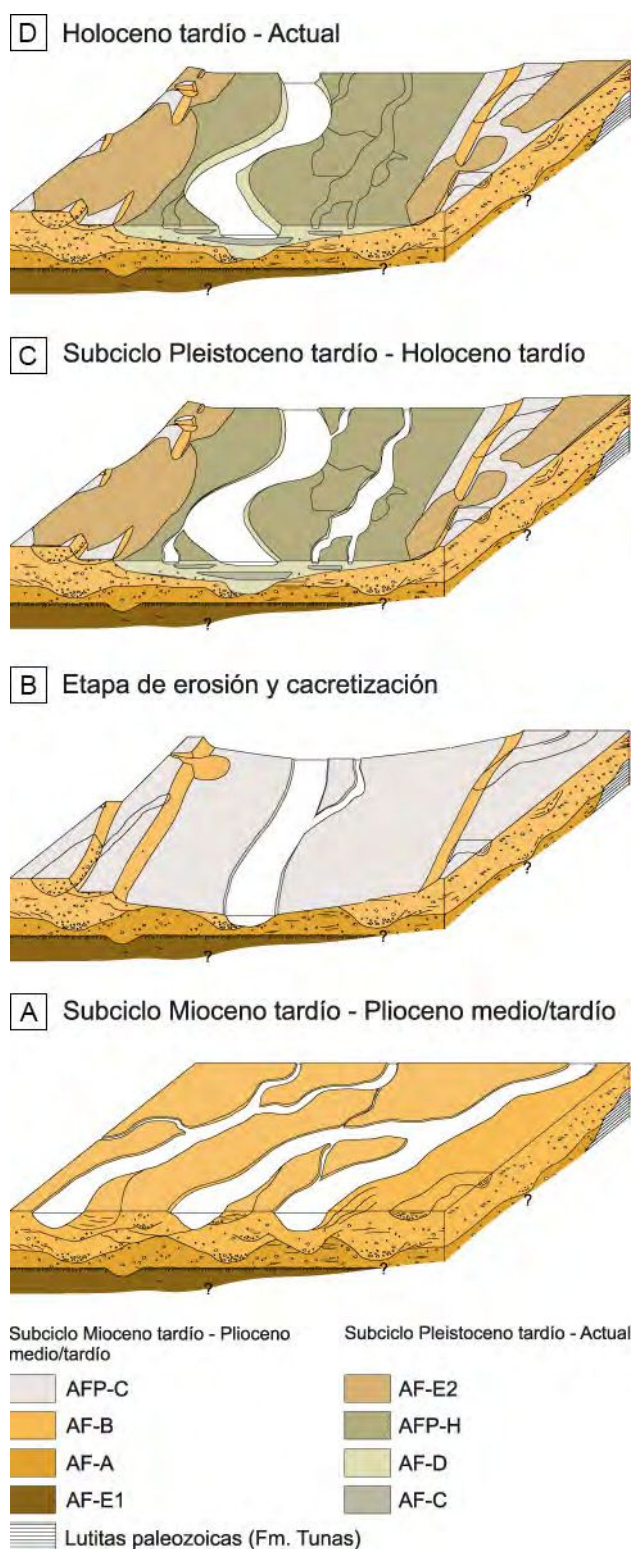
**Figura 6.** a) Fractura rellena con microesparita y ooides (nicoles cruzados) en depósitos de AFP-C. b) Nódulo de hierro-manganeso en depósitos de AFP-H. c) Revestimiento de arcilla relleno de un vacío (nicoles cruzados), AFP-H. d) Fabrica-b orientada (nicoles cruzados), AFP-H.

**Figure 6.** Top figures, micromorphology of the hydromorphic paleosols facies (AFP-H). a) Crack filled with microsparite and oolites (crossed polars). a) Clay coating in a void (crossed polars). b) Iron-manganese nodule. Lower figures, micromorphology of the calcicols facies (AFP-C). d) Oriented b-fabric (crossed polars).

El estudio micromorfológico de esta facies muestra la presencia de microfracturas con bordes micritizados y rellenos por nódulos carbonáticos, peloides y ooides coalescentes en una masa de microesparita. Los ooides suelen presentar núcleos con uno o más granos de cuarzo o feldespato (Fig. 6a).

Sobre la base de los rasgos macromorfológicos observados *in situ* y la micromorfología, se interpreta la presente facies como una calcreta pedogénica (Alonso-Zarza y Wright, 2010) la cual se clasificó como un Calcisol, según la propuesta de Mack *et al.*, (1993). Según los criterios definidos por Machette (1985) estarían representados los estadios IV y V, (incipiente) de desarrollo de las costras calcáreas

o calcretes, caracterizados por la presencia de matriz cementada, estructuras angulares, peloides micríticos, nódulos carbonáticos y brechamiento incipiente. Sobre la base de los estadios identificados, se propone un tiempo mínimo de formación de 500 mil años aproximadamente (Birkeland, 1999). Si bien los tiempos de formación dependen ampliamente de las condiciones de temperatura, precipitaciones, relieve y escurrimiento, implican también tasas de sedimentación extremadamente bajas y la presencia de superficies geomorfológicas estables (Goudie, 1973). Por otra parte, los pliegues observados pueden estar asociados a ciclos de disolución, fracturación y recristalización del carbonato de calcio asociados



**Figura 7.** Esquema de la evolución geológica de la Cuenca del arroyo Claromecó. **a)** Depositación (calcretización?) de la facies del Subciclo Mio-Plioceno. **b)** Etapa erosión y no depositación con consecuente calcretización de las superficies expuestas. **c)** A partir del Pleistoceno tardío se rellenan los valles. Se depositan además facies loésicas durante los intervalos glaciales. **d)** Excavación de los cauces actuales posteriormente al Holoceno medio.

**Figure 7.** Scheme of the geological evolution of the Claromecó creek basin. **a)** Deposition (calcretization?) of the Mio-Pliocene facies. **b)** Erosional and no depositional stage with calcretization of the exposed surfaces. **c)** Filling of the valleys with late Pleistocene fluvial facies. Locally, loessic sediments are deposited during the glacial stages. **d)** After the maximum sea level of the middle Holocene, started the incision of the current Claromecó creek channel.

**Protosoles hidromórficos (AFP-H).** Estas acumulaciones tienen un espesor de 0,15 a 0,3 m y se desarrollan tanto sobre facies de llanura de inundación (AF-D) como sobre depósitos eólicos (AF-E) de la cuenca media y de la cuenca inferior (Fig. 5d). Macroscópicamente se caracterizan por la presencia de nódulos de hierro y manganeso de aproximadamente 5 mm de diámetro, bioturbación por raíces y formación de agregados columnares hacia el techo. El análisis micromorfológico muestra, además de la presencia de nódulos carbonáticos y de hierro-manganeso, una masa basal intensamente micritizada y cutanes de arcilla medianamente orientada (Fig.6c y d). En las barrancas del arroyo Claromecó, entre las localidades de Lincael y San Miguel de Belloq, son comunes los rizolitos de carbonato con núcleos enriquecidos en manganeso de aproximadamente 0,7 cm de diámetro y no más de 10 cm de longitud (Fig. 5e). Aguas abajo, en cercanías de la localidad de Claromecó, se observan rizoconcreciones de mayor diámetro (hasta 2 cm) y de longitud métrica. En estos casos la composición es ferrosa con estructuras de crecimiento concéntricas en su interior.

Según los rasgos pedológicos observados se define esta asociación de facies como un Protosol (Mack *et al.*, 1993). Asimismo, si bien se observaron variedad de rasgos micromorfológicos, como los nódulos de Fe-Mn, los cutanes, y la fábrica-b reticulada, la mayor abundancia de los primeros sugiere el predominio de condiciones hidromórficas, lo que permite clasificarlos como Protosoles hidromórficos.

a cambios cíclicos del clima, desde condiciones de relativa mayor humedad a condiciones de aridez-semiaridez (Reeves, 1970; Watts, 1977; Alonso-Zarza y Tanner, 2010).

El desarrollo incipiente de estos paleosuelos puede estar vinculado con el ambiente de formación, ya que suelen estar sobre los depósitos de llanura de inundación (AF-D) (Kraus y Aslan, 1993). La matriz micritizada puede vincularse a la fluctuación de la tabla de agua freática, similar a lo descripto para los calcretes tipo alfa (Wright, 1990).

## DISCUSIÓN

### Ambiente y ciclos depositacionales

El análisis del arreglo vertical y lateral que muestran las diferentes asociaciones de facies permite la interpretación de los ambientes depositacionales en los cuales se acumularon los sedimentos aquí estudiados. En términos generales, puede interpretarse que las unidades muestran la interacción entre sistemas eólicos y fluviales en una planicie aluvial (Fig. 7d). De esta manera, las unidades más antiguas fueron asignadas a depósitos eólicos loésicos (AF-E), los cuales fueron parcialmente erosionados por la instalación de flujos en manto, hiperconcentrados, y por flujos fluidos pobremente canalizados de alto régimen (AF-A). Estos depósitos son muy similares a los descriptos por Sosa *et al.* (2016) para los niveles inferiores de la Formación Monte Hermoso y podrían entonces atribuirse también a un abanico aluvial distal dominado por flujos en manto y flujos fluidos turbulentos. El retrabajo de los niveles superiores de la AF-A indica el cambio hacia un ambiente fluvial de baja sinuosidad y de alta energía con el desarrollo de canales con relleno de barras gravosas (AF-B). Tanto los depósitos mantiformes como los depósitos canalizados, rematan con calcisoles (AFP-C) (Fig. 3c). En este sentido, la presencia de gravas carbonáticas (cuyo análisis petrográfico señala rasgos micropedológicos) en las facies fluviales demuestra que los periodos de estabilidad geomorfológica representados por el desarrollo de calcisoles también tuvieron lugar en algún momento previo a la instalación de dichos sistemas, es decir, que para estas unidades podrían señalarse al menos dos episodios de pedogénesis: uno previo a la instalación de la secuencia AF-A - AF-B, y otra posterior, desarrollando calcisoles en su techo (Fig. 7b). La sucesión de elementos arquitecturales mantiformes, tanto loésicos (AF-E) como fluviales (AF-A), hacia elementos siempre más canalizados capaces de labrar las unidades subyacentes (AF-B)

demuestran la existencia de un contexto progresivo de erosión dominante (Gibling, 2006; Cain y Mountney, 2009). Por su parte, la amalgamación de los canales (en AF-B) y el desarrollo de calcisoles indicaría a su vez una disminución simultánea del espacio de acomodación (Catuneanu *et al.*, 2011).

Los sedimentos correspondientes a estos sistemas depositacionales afloran en la unidad geomorfológica de planicie y lomadas (U1). Su contexto geológico y las características sedimentológicas de los depósitos analizados sugieren una correlación con el subciclo Mioceno tardío - Plioceno medio/tardío (¿7/6? Ma - 3,2 Ma) propuestos por Zárate (2005) (Fig. 8). De un punto de vista regional, Zárate y Rabassa (2005) describen aquellos sedimentos aflorantes entre Coronel Pringles, el río Quequén Grande, y las cercanías de Tres Arroyos como remanentes de una planicie mio-pliocena. La edad mamífero Montehermosense determinada por Pardiñas y González (1986) en sedimentos similares a los descriptos en tres localidades dentro del partido de La Madrid, acotaría los depósitos estudiados al Plioceno temprano-medio. De ser así, se podría correlacionar estos depósitos neógenos con la Formación La Toma, aflorante en las barrancas fluviales del río Sauce Grande, y a la Formación Barker, en el área de Tandilia.

El registro sedimentario de la cuenca del arroyo Claromecó continúa con un ciclo que logró cubrir de manera uniforme gran parte de la cubeta, integrando el relleno de los valles (unidad geomorfológica de valles; U2) tanto en la cuenca media como en la cuenca inferior (Fig. 7c). Las asociaciones de facies muestran la evolución de un sistema fluvial sinuoso con el desarrollo de barras arenosas longitudinales (AF-C), de medio-alto régimen hacia sistemas de baja energía y más estabilizados, representados por canales de menor jerarquía con preservación de dunas tridimensionales, rodeadas por depósitos de llanura de inundación (AF-D). Esta asociación de facies domina largamente el relleno más superficial de los valles de la cuenca. En algunos perfiles (en este trabajo representado por el perfil TR02, Fig. 3c), las facies de llanura de inundación rematan con facies delgadas (hasta 0,5 m) de limos eólicos (AF-E2), lo que muestra una vez más la interacción entre sistemas eólicos y fluviales en la cuenca. En todos los casos, los perfiles exhiben facies de estabilización (paleosuelos) no muy desarrolladas (AFP-H) sobre las que se pueden hallar depósitos de inundaciones recientes y suelos actuales. Los protosoles hidro-

| Ma | Periodo     | Epoca       | Subciclo Sedimentario      | Unidades estratigráficas mas importantes   | Edad Mamífero (piso-edad)                                     | Cuenca del arroyo Claromecó                                       |             |
|----|-------------|-------------|----------------------------|--|---|---|-------------|
|    |             |             |                            |  |   | Planicie y lomadas (U1)   | Valles (U2) |
| 0  | Cuaternario | Holoceno    | IV subciclo<br>¿0,04/0,03? | Fm. Postpampeano: Ariano, Aimarense Lujanense, Platense. Fm. Lujan, Fm. La Postrera, Medano Invasor, Fm. Lobería | Platense Lujanense  | Asociaciones de facies:<br>AFP-H<br>AF-F<br>AF-E2<br>AF-D<br>AF-C |             |
| 1  |             | Pleistoceno | III subciclo               | Fm. Pampeano, Fm. Barranca de los Lobos, Fm. de Vorohué, Fm. de San Andrés, Fm. de Miramar, Fm de Arroyo Seco    | Bonaerense<br>Ensenadense<br>Uquiense<br>(Marplatense)        |   |             |
| 2  | Neógeno     | Plioceno    | 3,2                        | Fm. Rio Negro, Fm. Monte Hermoso, Fm. Chapadmalal, Fm. La Toma Fm. Barker  | Chapadmalense<br>Montehermosense<br>Huayqueriense             | Asociaciones de facies:<br>AFP-C<br>AF-B<br>AF-A<br>AF-E1         |             |
| 3  |             |             | II subciclo                |  |   |   |             |
| 4  |             | Mioceno     |                            | ¿6-7?  | Fm. Epecuén, Fm. La Norma, Fm. Arroyo Chasicó, Fm. Cerro Azul | Huayqueriense<br>Chasicuense                                      |             |
| 5  | I subciclo  |             |                            |  |   |   |             |
| 6  | ¿11-12?     |             |                            |  |   |   |             |
| 7  |             |             |                            |  |   |   |             |
| 8  |             |             |                            |  |   |   |             |
| 9  |             |             |                            |  |   |   |             |
| 10 |             |             |                            |  |   |   |             |
| 11 |             |             |                            |  |   |   |             |
| 12 |             |             |                            |  |   |   |             |

Figura 8. Correlación entre las asociaciones de facies de la cuenca del arroyo Claromecó y los subciclos sedimentarios definidos por Zárate (2005).

Figure 8. Correlation between the facies associations of the Claromecó creek basin and the sedimentary subcycles defined by Zárate (2005).

mórficos manifiestan cambios faciales según la ubicación en la cuenca. Estas diferencias pueden estar asociadas con la variación del nivel freático. De acuerdo con Mount y Cohen (1984), el desarrollo de pequeños rizolitos carbonáticos enriquecidos en manganeso reflejaría condiciones de nivel freático alto con una zona vadosa de poco espesor. En cambio, los rizolitos férricos de hasta 2 m de longitud que se encuentran en la zona de desembocadura, estarían relacionados con una zona vadosa más amplia y con concentraciones bajas de calcio y manganeso en el ambiente. Las variaciones del nivel freático en el marco de esta etapa de estabilización están vinculadas, probablemente, con variaciones del nivel del mar. Asimismo, las variaciones del nivel del mar habrían influido directamente sobre el espacio de acomodación, con formación de paleosuelos asociados a un nivel freático deprimido en un contexto de erosión dominante con consecuente formación de cubetas de deflación y dunas en parche (AF-E2). Por otro lado, durante las etapas de nivel de mar alto, se habrían generado pedregos asociados a nivel freático alto mientras que el aumento relativo del espacio de acomodación habría favorecido, en la zona de desembocadura del arroyo Claromecó, la

formación de depósitos lagunares (AF-F).

De acuerdo con los restos fósiles hallados y los fechados propuestos por otros autores (Prieto *et al.*, 2014; Politis *et al.*, 2016) se asocia este relleno sedimentario al subciclo Pleistoceno tardío-Actual (¿40? ka - actual) propuesto por Zárate (2005) (Fig. 8). Durante este lapso de tiempo, la sedimentación habría estado controlada por los ciclos de glaciación-interglaciación ocurridos por lo menos durante los últimos 23 ka aproximadamente. De acuerdo con Zárate y Blasi (1991), los depósitos loésicos de dunas en parche (AF-E2) se habrían depositado en alguna de las etapas propuestas para este periodo (2 en el Pleistoceno tardío y 2 en el Holoceno). Los depósitos lagunares, se habrían acumulado a lo largo del Holoceno y, particularmente, durante el máximo nivel del mar del Holoceno medio (Isla, 2012) con facies similares a las descritas por Tonello *et al.* (2002) para la desembocadura del río Quequén Grande. Asimismo, el estado de preservación de las raíces y rizoconcreciones ferruginosas sugiere que las mismas habrían comenzado su desarrollado durante el Holoceno temprano y estarían aún en actividad. Si las condiciones de crecimiento de las trazas radicales fueran las mismas descritas por



Tonello *et al.* (2002), con espejos de aguas someros y condiciones de saturación del sedimento, es posible conjeturar que la excavación de los cauces actuales se habría iniciado con el retiro generalizado de los niveles freáticos con posterioridad a los 2.700 años C AP (Zárate *et al.*, 2000) (Fig.7d).

### **Etapas de erosión y no depositación**

El análisis vertical de la secuencia sedimentaria muestra la presencia de dos ciclos, el primero desarrollado durante el Mioceno tardío-Plioceno medio/tardío y el segundo durante el Pleistoceno tardío-Actual (Fig. 7). Los dos ciclos culminan con una disminución del espacio de acomodación como queda evidenciado por el arreglo arquitectural de los litosomas. Sin embargo, en algún momento entre el Plioceno medio-tardío y el Pleistoceno tardío, tuvo lugar una etapa de erosión generalizada que labró valles amplios y tendidos. En este aspecto, tanto el gradiente topográfico como las evidencias geomorfológicas aportadas, sugieren que se habría tratado de procesos de erosión retrocedente. Como consecuencia, la erosión habría afectado mayoritariamente los depósitos mio-pliocenos, generando valles y lomadas en la cuenca media, mientras que la cuenca superior habría sido afectada en menor medida (planicie elevada remanente). Por su parte, los calcisoles muestran mayor desarrollo en la cuenca superior, por lo tanto es posible suponer que hayan funcionado como superficies de estabilidad por un tiempo más prolongado. Una vez culminado el periodo de erosión, se habría restablecido la acomodación positiva en el sistema, a partir de lo cual comenzó la depositación pleistocena.

Los procesos de erosión retrocedente también han sido descritos por otros autores en la llanura interserrana bonaerense en el ámbito del río Quequén Salado (Beilinson *et al.*, 2017) y del río Sauce Grande (Zavala y Quatrocchio, 2001). Estos sectores, además, presentan un hiato estratigráfico similar al evidenciado en la cuenca del arroyo Claromecó, caracterizado por la ausencia de registros sedimentarios del Plioceno medio-tardío al Pleistoceno tardío (*sensu* Zárate, 2005) y la formación de una espesa capa de calcreta. En este sentido, es probable que un mismo proceso haya controlado la generación de espacio de acomodación, por lo menos en el sector centro-occidental de la llanura interserrana. Los tiempos de formación de

los calcisoles (Birkeland, 1999) sugieren que estos podrían haber funcionado como superficies de estabilidad por un periodo superior a 500 Ka. Existen evidencias morfotectónicas en la cuenca del arroyo Claromecó y de los ríos Quequén Grande y Quequén Salado, que sugieren la presencia de controles estructurales en el drenaje mediante la presencia de valles asimétricos y escarpas en contrapendiente (Zarate y Rabassa, 2005; Martínez *et al.*, 2011). Si bien la edad y la morfodinámica de esta estructuración resultan desconocidas, es posible que haya actuado en algún momento posterior al Plioceno medio-tardío y anterior al Pleistoceno tardío, como fuera sugerido por Martínez *et al.* (2011).

### **CONCLUSIONES**

El análisis del registro sedimentario del Neógeno y Cuaternario continental de la cuenca del arroyo Claromecó permitió reconocer dos ciclos depositacionales, los cuales muestran una distribución areal particular, en dos unidades geomorfológicas distintivas. Se trata de sedimentos mayoritariamente de ambiente fluvial y fluvio-eólico, que se corresponderían con los subciclos Mioceno tardío - Plioceno medio/tardío y al subciclo Pleistoceno tardío-Actual de Zárate (2005). El subciclo Mioceno tardío - Plioceno medio/tardío muestra la evolución desde sistemas fluvio-eólicos caracterizados por mantos loésicos y flujos gravitacionales hacia sistemas más canalizados y amalgamados que rematan en una potente costra de calcisoles. El subciclo Plioceno tardío - Actual se caracteriza por sistemas canalizados hacia facies de llanura de inundación que rematan con protosoles hidromórficos y mantos loésicos en parche. Ambos ciclos muestran una progresiva disminución en el espacio de acomodación que culmina con la interrupción de la sedimentación dentro el sistema.

Hacia el final del subciclo Mio-Plioceno se desarrolló una etapa de erosión y no depositación, evidenciada por la formación de lomadas y elevaciones que se habrían formado en un contexto de erosión retrocedente. Los factores de control que pueden haber impulsado este proceso resultan desconocidos, pero podrían ser asignados tanto a controles climáticos, como lo sugiere el desarrollo de los calcisoles, como a fenómenos tectónicos, según las evidencias aportadas por otros autores sobre los controles del drenaje en la cuenca del

arroyo Claromecó, así como en las cuencas aledañas del Quequén Salado y Quequén Grande. La extensa calcetización de los depósitos mio-pliocenos y el estadio evolutivo de los mismos reflejarían una etapa de no depositación y una consecuente reducción del espacio de acomodación. Este control sobre la sedimentación y el espacio de acomodación podría estar impulsado por procesos de subsidencia dinámica discontinua ocurrida durante el Neógeno que afectó los sistemas depositacionales mio-pliocenos de la cuenca de la Pampa Austral (Folguera et al., 2015). Por su parte, el subciclo Pleistoceno tardío-Actual habría respondido a controles que no afectaron significativamente la topografía, más bien dieron lugar a variaciones faciales relacionadas con cambios en el nivel del mar y el nivel de base de los sistemas continentales. El desarrollo de facies eólicas tipo loess, así como los depósitos lagunares restringidos a la zona de desembocadura del arroyo Claromecó, se relacionarían a los intervalos de glaciación e interglaciación que caracterizaron al Pleistoceno tardío-Holoceno.

### Agradecimientos

Este trabajo fue realizado en el marco de la beca doctoral otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET) al Lic. Numa Nahuel Sosa. Los autores además quieren agradecer al Lic. Salvador Lamarchina por su asistencia en las tareas de campo y a Luciano Zapata, Agustín Argüello Scotti y Aylén Borya por las fructuosas charlas durante la redacción del manuscrito. También se agradecen a los árbitros de este trabajo (Dra. Alicia Folguera y Dr. Oscar Martínez) y a los editores de LAJSBA (Dr. Ernesto Schwarz y Dra. Diana G. Cuadrado) quienes enriquecieron el texto con valiosas sugerencias.

### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Beilinson, E., 2012. Evolución de la arquitectura fluvial en Centro-Este de Argentina (Aloformación Punta San Andrés). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69:578-595.
- Beilinson, E., G. Gasparini, R.L. Tomassini, M.A. Zárate, C.M. Deschamps, R.W. Barendregt y J. Rabassa, 2017. The Quequén Salado river basin: Geology and biostratigraphy of the Mio-Pliocene boundary in the southern Pampean plain, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 76:362-374.
- Birkeland, P.W., 1999. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press Inc., New York, 430 pp.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record*. Blackwell Science Ltd, Oxford, 504 pp.
- Cain, S.A. y N.P. Mountney, 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: The Permian organ rock formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology* 56:1774-1800.
- Carbone, M.E. y M.C. Piccolo, 2002. Morfometría de la cuenca del arroyo Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Geofísica* 56:51-64.
- Catuneanu, O., W.E. Galloway, C.G.S.C. Kendall, A.D. Miall, H.W. Posamentier, A. Strasser y M.E. Tucker, 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44:173-245.
- Dalla Salda, L., R.E. de Barrio, H.J. Echeveste y R.R. Fernández, 2005. Basamento de las sierras de Tandilia. En R.E. de Barrio, R.O. Echeverri, M.F. Caballé, y E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino:31-50, La Plata.
- Folguera, A., M.A. Zárate, A. Tedesco, F. Dávila y V.A. Ramos, 2015. Evolution of the Neogene Andean foreland basins of the Southern Pampas and Northern Patagonia (34°-41°S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 64:452-466.
- Freguelli, J., 1928. Observaciones geológicas de la región costanera sur de la provincia de Buenos Aires. *Anales de la Facultad de Ciencias de la Educación* 2:1-145.
- Friend, F., M.J. Slater y R.C. Williams, 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society of London* 136:39-46.
- Fryklund, B., A. Marshall y J. Stevens, 1996. Cuenca del Colorado. En V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13° Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Relatorio 8:135-158, Buenos Aires.
- Furque, G., 1965. Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*:239-243.
- García Martínez, B., M.E. Carbone, C. Piccolo y G.M.E. Perillo, 2008. Incidencia de la variabilidad hidrológica en la morfología de cauces del Arroyo Claromecó (Buenos Aires, Argentina). *Geographicalia* 54:61-83.
- Gibling, M.R., 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.
- González, M.A., 1995. *Diagnóstico ambiental de la Provincia de Buenos Aires*. Banco de la Provincia de Buenos Aires, Tomo 1, 254 pp.
- Goudie, A.S., 1973. *Duricrusts in tropical and subtropical landscapes*. Clarendon Press, Oxford, 174 pp.
- Harrington, H.J., 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena Aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25:151-181.
- Isla, F., 2012. Highstands of the sea level and the speciation of the coastal communities: opportunities for the new territories in southern South America. *Boletín de Biodiversidad de Chile* 62:48-62.
- Isla, F.I., L.C. Cortizo y E.J. Schnack, 1996. Pleistocene and Holocene beaches and estuaries along the Southern Barrier of Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 15:833-841.

- Isla, F.I., N.W. Rutter y M.A. Zárate, 2000. La transgresión belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales*, Publicación Especial 4:3-14.
- Kraus, M.J. y A. Aslan, 1993. Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient floodplain processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 63:453-463.
- Llambías, E. y C.R. Prozzi, 1975. Ventania. En: Geología de la provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino Relatorio: 79-102, Bahía Blanca.
- Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States. *Geological Society of America Special Paper* 203:1-21.
- Mack, G.H., W.C. James y H.C. Monger, 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of American Bulletin* 105:129-136.
- Martínez, G.A., O.M. Quiroz Londoño, D.E. Martínez, H.E. Massone, M. Farenga y S. Grondona, 2011. Control tectónico en la evolución del relieve de la llanura Interserrana bonaerense. 18° Congreso Geológico Argentino Actas en CD, Neuquén.
- 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., 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Springer-Verlag, Berlin, 316 pp.
- Monteverde, A., 1938. Nuevos yacimientos de material pétreo en Gonzalez Chávez. *Revista Minera* 8, 111 pp.
- Mount, J.F. y A.S. Cohen, 1984. Petrology and Geochemistry of rhizoliths from Plio-Pleistocene fluvial and marginal lacustrine deposits, east lake Turkana, Kenya. *Journal of Sedimentary Petrology* 54:0263-0275.
- Pardiñas, U.F.J. y M. Gonzáles, 1986. Vertebrados de edad mamífero Montehermosense en el Partido de Gral. La Madrid, provincia de Buenos Aires, República Argentina. 3° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados Resúmenes:13, Buenos Aires.
- Pascual, R., E.J. Ortega Hinojosa, D. Gondar y E. Tonni, 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales Comisión de Investigación Científica de la provincia de Buenos Aires* 6:465-490.
- Politis, G.G., M.A. Gutiérrez, D.J. Rafuse y A. Blasi, 2016. The arrival of Homo sapiens into the Southern Cone at 14,000 years ago. *PLoS One* 11:1-27.
- Prieto, A.R., M.V. Romero, I. Vilanova, E.A. Bettis, M.A. Espinosa, A.E. Haj, L. Gómez y L.I. Bruno, 2014. A multi-proxy study of Holocene environmental change recorded in alluvial deposits along the southern coast of the Pampa region, Argentina. *Journal of Quaternary Sciences* 29:329-342.
- Ramos, V.A. y J. Kostadinoff, 2005. La Cuenca de Claromecó. En R.E. de Barrio, R.O. Echeverri, M.F. Caballé, y E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino:473-480, La Plata.
- Rust, B.R. y B.G. Jones, 1986. The Hawkesbury Sandstone South of Sydney, Australia: Triassic Analogue for the Deposit of a Large, Braided River. *Journal of Sedimentary Petrology* 57:222-233.
- Schnack, E.J., F.I. Isla, F.O. De Francesco y E. Fucks, 2005. Estratigrafía del Cuaternario marino tardío en la provincia de Buenos Aires. En R.E. de Barrio, R.O. Echeverri, M. F. Caballé, y E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino:159-182, La Plata.
- Sosa N.N., E. Beilinson, R.L. Tomassini, C.M. Deschamps, M.A. Zárate y D. Funes, 2016. Nuevos aportes a la interpretación sedimentológica y paleontológica de la Formación Monte Hermoso (Plioceno temprano) en su localidad tipo (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana* 53 (1) Suplemento: 32.
- Svendsen, J., H. Stollhofen, C.B.E. Krapf y I.G. Stanistreet, 2003. Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. *Sedimentary Geology* 160:7-31.
- Tonello, M.S., M.A. Zárate y M.V. Mancini, 2002. Trazas radicales ferrosas en una secuencia aluvial del río Quequén Grande (Buenos Aires): implicancias estratigráficas y ambientales. *Ameghiniana* 39 2:163-174.
- Wright, W.P., 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic structures. En L.A. Douglas (Ed.), *Soil Micromorphology: a basic and applied science*. Elsevier, Amsterdam:401-407.
- Yrigoyen, M., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. 6° Congreso Geológico Argentino Relatorio:139-169.
- Zárate, M.A., 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22:1987-2006.
- Zárate, M.A., 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En R.E. de Barrio, R.O. Echeverri, M.F. Caballé, y E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino:139-158, La Plata.
- Zárate, M.A. y A. Blasi, 1991. Late Pleistocene and Holocene loess deposits of the Southeastern Buenos Aires province, Argentina. *GeoJournal* 24:211-220.
- Zárate, M.A. y A. Blasi, 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires province, Argentina: A preliminary model. *Quaternary International* 17:15-20.
- Zárate, M.A. y J. Rabassa, 2005. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En: R. E. de Barrio, R. O. Echeverri, M. F. Caballé, y E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino:119-138, La Plata.
- Zárate, M.A., R.A. Kemp, M. Espinosa y L. Ferrero, 2000. Pedosedimentary and paleoenvironmental significance of a Holocene alluvial sequence in the southern Pampas, Argentina. *The Holocene* 10:481-488.
- Zavala, C. y M. Quatrocchio, 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (1):25-37.