



# Cambios climáticos y ambientales registrados en sedimentos cuaternarios de la Pampa Ondulada, Provincia de Buenos Aires, Argentina

**Yamile RICO<sup>1,2,3</sup>, Diego BLOCK<sup>1,4</sup>, Gabriela COELHO DOS SANTOS<sup>1,2,3,5</sup>, Georgina ERRA<sup>3,4</sup>, Marcos PANEI<sup>1,2</sup>, Daniel ALVES<sup>1,3</sup>, Mariel LUENGO<sup>3,6,7</sup> y Enrique FUCKS<sup>3,7</sup>**

<sup>1</sup>Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC-PBA).

<sup>2</sup>Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica (LEMIT-CIC-PBA)

<sup>3</sup>Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (FCNyM-UNLP).

<sup>4</sup>Museo de Ciencias Naturales de la Ciudad de La Plata (FCNyM-UNLP)

<sup>5</sup>Instituto de Recursos Minerales (INREMI-UNLP-CIC)

<sup>6</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

<sup>7</sup>Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE-CIC-UNLP), Argentina.

E-mail: yamrico@fcnym.unlp.edu.ar

**Editor:** Agustina Reato

Recibido: 11 de junio de 2023

Aceptado: 10 de octubre de 2023

## RESUMEN

En una cantera de la localidad de Coronel Brandsen, ubicada en la Pampa Ondulada de la provincia de Buenos Aires, se encuentran expuestos sedimentos loésicos cuaternarios que son asignados a las Formaciones Pampeano y La Postrera. Los estudios geológicos realizados en estos depósitos, permiten efectuar interpretaciones paleoclimáticas y paleoambientales, definir la magnetoestratigrafía del perfil analizado y proponer una correlación estratigráfica tentativa con los estadios de isótopos de oxígeno. El perfil geológico constituye una sucesión pedo-sedimentaria de 21 m de espesor que aproximadamente se habría formado durante los últimos 1.1 Ma. La misma está integrada por paleosuelos de textura limosa, limo-arenosa y fangosa, que son clasificados como Gleysoles, Argilsoles y Protosoles. Los componentes mineralógicos mayoritarios provienen principalmente del sector Andino y el norte de la Patagonia; la variación más notable se registra en la proporción de vitroclastos, cuyo aumento significativo en dos niveles, evidencia la ocurrencia de eventos de mayor actividad piroclástica en la Cordillera, uno anterior al cambio de polaridad magnética Matuyama/Brunhes registrado en la Formación Pampeano y otro contemporáneo con la depositación de la Formación La Postrera. La asociación de silicofitolitos evidencia que durante el Pleistoceno Temprano-Holoceno, el paisaje de la zona de estudio fue semejante al actual, caracterizado por la presencia de ambientes abiertos a semiabiertos cubiertos por pastizales mesotérmicos, con lagunas de escasa profundidad cercanas a cursos de agua. En estos ambientes complejos y variados, el impacto de los cambios climáticos se evidencia en la mineralogía, los rasgos pedológicos y los parámetros magnéticos de las distintas unidades pedo-sedimentarias del perfil estudiado.

**Palabras clave:** Loess, Paleosuelos, Mineralogía, Silicofitolitos, Magnetoestratigrafía.

## ABSTRACT

*Climate and environmental changes recorded in Quaternary sediments of the Rolling Pampas, Buenos Aires province, Argentina.* Quaternary loessic sediments are exposed in a quarry in the town of Coronel Brandsen, located in the Rolling Pampas, Buenos Aires province, assigned to the Pampeano and La Postrera Formations. The geological studies carried out in these deposits allow paleocli-

matic and paleoenvironmental interpretations, define the magnetostratigraphy of the profile and propose a tentative stratigraphic correlation with the oxygen isotope stages. The studied geological profile constitutes a 21 m thick pedo-sedimentary sequence, which would have formed approximately during the last 1.1 Ma. It is constituted of paleosols with a silty, silty-sandy and muddy texture, which are classified as Gleysols, Argillicsols and Protosols. The major mineralogical components come mainly from the Andean sector and northern Patagonia. The most notable variation is recorded in the proportion of vitroclasts, whose significant increase in two levels, evidences the occurrence of events of major pyroclastic activity in the Cordillera. One event prior to the Matuyama/Brunhes magnetic polarity change recorded in the Pampeano Formation, while the other is contemporaneous with the deposition of the La Postrera Formation. The silicophytoliths assemblage shows that during the Early Pleistocene to the Holocene, the landscape of the studied area was similar to the current one. It was characterized by open to semi-open environments covered by mesothermal grasslands, with shallow lagoons, close to fluvial system. The impact of climatic changes on these complex and diverse environments is evidenced through the mineralogy, pedological features and magnetic parameters of the different pedo-sedimentary units in the studied profile.

**Keywords:** Loess, Paleosols, Mineralogy, Silicophytoliths, Magnetostratigraphy.

## INTRODUCCIÓN

En una cantera de la localidad de Coronel Brandsen de la provincia de Buenos Aires, en la subregión de Pampa Ondulada, cerca del límite con la Pampa Deprimida, se hallan expuestos 21 m de sedimentos loésicos cuaternarios que hasta el momento no han sido estudiados. El presente trabajo tiene por objetivo general interpretar la evolución del clima y el ambiente de esta zona durante el Cuaternario, teniendo en cuenta los cambios climáticos que tuvieron lugar a nivel global y aquellos que fueron registrados en otras zonas de la Argentina, además de determinar la magnetoestratigrafía. Para ello se realizaron estudios de campo y diversos análisis de laboratorio, se consignan datos sobre granulometría, mineralogía de las fracciones arena, limo y arcilla, contenido de silicofitolitos, rasgos pedológicos, parámetros magnéticos, polaridad magnética, y se trabajó teniendo en cuenta las siguientes hipótesis: 1) la composición mineralógica de estos sedimentos brinda información valiosa sobre su procedencia, 2) la granulometría y estructuras primarias de estos sedimentos permiten realizar interpretaciones acerca de los procesos de transporte y depositación, 3) los rasgos pedológicos, la mineralogía, el contenido de silicofitolitos y el comportamiento magnético de los sedimentos, proporcionan en su análisis conjunto, información valiosa para la reconstrucción del paleoclima y el paleoambiente, 4) los sedimentos estudiados contienen minerales ferrimagnéticos que permiten determinar su polaridad magnética, 5) ante la falta de dataciones numéricas, los resultados paleomagnéticos, junto a la información paleontológica y el marco estratigráfico regional, permiten determinar la magnetoestratigrafía del perfil estudiado, y 6) los ciclos climáticos fríos y cálidos del Cuaternario se encuentran parcialmente representados en la zona de estudio y pueden ser correlacionados con algunos de los MIS (marine isotope stage) determinados en la Argentina.

## MARCO GEOLÓGICO

### El Cuaternario

Las divisiones del Período Cuaternario (2.588 Ma - Act) se correlacionan con cambios climáticos que se evidencian en el registro fósil y el contenido de  $\delta^{18}\text{O}$ , y con cambios en la polaridad magnética de la Tierra (Aguirre y Passini 1985, Gibbard y Head 2010, Cita et al. 2012, Walker et al. 2018, Head 2019, Sugauma et al. 2021). Este período se caracteriza por la alternancia de ciclos climáticos fríos y cálidos. En la Argentina, el registro más completo de estos ciclos climáticos fue determinado en la Región Patagónica (Rabassa et al. 2005), y a nivel mundial esta información es proporcionada por la curva de isótopos de oxígeno (MIS: *Marine Isotope Stage*). En la Argentina, numerosos estudios realizados sobre depósitos continentales del Pleistoceno Tardío (intervalo MIS 5 - MIS 2) y el Holoceno (MIS 1), han permitido correlacionar depósitos eólicos, fluviales y paleosuelos, con algunos de los MIS correspondientes a este lapso temporal, debido a la posibilidad de obtener dataciones numéricas a través de los métodos de  $^{14}\text{C}$ , OSL y TL (Kemp et al. 2006, Tófaló et al. 2008, Frechen et al. 2009, Erra et al. 2011, Francia et al. 2015, Fucks et al. 2015 y trabajos allí citados). Por el contrario, para el lapso Pleistoceno Temprano no se consignan edades numéricas, y para el Pleistoceno Medio sólo algunas (Schultz et al. 2004), por tal motivo sus edades han sido aproximadas sobre la base del registro fosilífero y la polaridad magnética, como se indica más adelante.

### Los depósitos de loess de Argentina

Los depósitos loésicos de Argentina proporcionan el registro geológico más completo, aunque en general discontinuo, del ambiente continental cuaternario de la Región Pampeana. Son depósitos eólicos mantiformes, pedogenizados en distintos grados (paleosuelos), que suelen contener pre-

cipitaciones de carbonato de calcio y restos fósiles. Se los asocia a mares de arena eólica (Iriondo 1990) y a planicies de inundación formadas a partir del retrabajamiento de los propios materiales loésicos (Teruggi 1982, Zárate 1989, Zárate y Blasi 1991, 1993). Una parte de los componentes del loess pampeano proviene de la erosión eólica de los sustratos que lo circundan y otra del aporte directo de cenizas volcánicas. El viento transporta los granos de arena, limo y/o arcilla, y los deposita en ambientes de sabanas, estepas o praderas, tanto en tierra firme como en cuerpos de agua (Spalletti 1992). En la Argentina, los materiales loésicos cubren gran parte de la llanura Chaco-Pampeana entre las latitudes 23° S y 40° S; su distribución fue indicada por Frenguelli (1955), Teruggi (1957), Iriondo y Kröhling (1995), Sayago (1995), Kemp et al. (2006), Zárate y Orgeira (2007), Fucks y Deschamps (2008). Se encuentran aflorando naturalmente en los acantilados marinos de la costa bonaerense, en paredes de valles, barrancas de ríos, arroyos y lagunas, y expuestos en canteras, excavaciones edilicias y cortes de camino. Los afloramientos de loess más continuos y de mayor espesor se encuentran en los valles de Tucumán (e.g. Kemp et al. 2003).

**Ciclos de sedimentación:** La sedimentación continental del Cenozoico Tardío en la Región Pampeana comenzó hace unos 11 o 12 Ma (Mioceno Tardío), luego del retiro del Mar Paranaense (Zárate 2005). Son depósitos sinorogénicos, pues su sedimentación es contemporánea con el levantamiento Andino (Folguera y Zárate 2009, Zárate y Mehl 2020). Para este gran ciclo sedimentario que continúa hasta nuestros días, se han propuesto 4 subciclos de sedimentación (Zárate 2005 y Zárate y Orgeira 2007). En la localidad de Coronel Brandsen, los depósitos loésicos yacen sobre las arenas fluviales cuarzosas de la Formación Puelches de edad Plio-Pleistocena, a unos 58 m de profundidad (Auge et al. 2002), por lo que estos sedimentos se habrían acumulado durante los últimos dos subciclos de sedimentación propuestos por Zárate (2005) (Cuadro 1).

**Granulometría:** Si bien las metodologías y sistemas de clasificación textural utilizados para determinar la granulometría de los depósitos loésicos de Argentina han sido diferentes y en general no se indican datos estadísticos, los resultados evidencian que estos depósitos están constituidos por clastos de arena, limo y arcilla en proporciones variables. En el sur de la provincia de Buenos Aires y en La Pampa, presentan texturas más gruesas que en el norte y noreste de la provincia de Buenos Aires, Entre Ríos y Tucumán, lo que evidencia la existencia de un gradiente granulométrico con la distancia a las áreas de origen (Sayago et al. 2001, Bidegain et al. 2009). Al sur de la Región Pampeana, en los acantilados de la costa bonaerense, el material loésico es principalmente areno-limoso y limo-arenoso, con proporciones de arena muy fina superiores al 50 % (Zárate y Blasi 1991, Rico 2018), lo que llevó a llamarlo loess arenoso (Zárate y Blasi 1991); en la ciudad de La Plata, es principalmente fangoso y limoso, con proporciones de limo superiores al 60 % (Tonni et al. 1999, Bidegain et al. 2001, 2002); en Entre Ríos, prevalecen los sedimentos limosos con proporciones de limo entre 55 y 80 % (Kröhling 1999), y en Tucumán, los arcillo-limosos (Sayago 1995). De acuerdo a Pye (1987), los granos de arena fina y muy fina son transportados por saltación, la mayor parte de la arena muy fina y el limo grueso por saltación modificada y suspensión a corto plazo, y la fracción limo mediano - arcilla por suspensión a largo plazo.

**Mineralogía – procedencia:** Los sedimentos loésicos pampeanos presentan variaciones composicionales a nivel regional, entre perfiles cercanos y hasta dentro de un mismo perfil, que deben ser consideradas al momento de realizar interpretaciones paleoclimáticas y paleoambientales basadas en estudios pedológicos y de magnetismo ambiental (Morrás 2003, 2020a).

Si bien estos sedimentos están compuestos principalmente por minerales de origen volcánico, volcanoclástico y piroclástico provenientes de la Cordillera de los Andes (Teruggi 1957, Teruggi et al. 1957, Tonni et al. 1999, Bidegain et al. 2001, 2002), también contienen minerales originados en otras áreas, como la Cuenca del Paraná, el Cratón de Brasilia, las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba, las de Tandilia

Si bien estos sedimentos están compuestos principalmente por minerales de origen volcánico, volcanoclástico y piroclástico provenientes de la Cordillera de los Andes (Teruggi 1957, Teruggi et al. 1957, Tonni et al. 1999, Bidegain et al. 2001, 2002), también contienen minerales originados en otras áreas, como la Cuenca del Paraná, el Cratón de Brasilia, las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba, las de Tandilia

**Cuadro 1.** Últimos dos subciclos (tercero y cuarto) de la sedimentación continental cenozoica propuestos por Zárate (2005) para la región pampeana. Se consignan edades, los métodos de datación utilizados en distintos trabajos, la bioestratigrafía y la magnetoestratigrafía.

Subciclos de sedimentación continental cenozoica	Edad	Métodos de Datación	Piso/Edad	Magnetoestratigrafía
4°	Pleistoceno Tardío-Holoceno (0.040 Ma – Actualidad)	<sup>14</sup> C, OSL, TL, Paleomagnetismo	Platense Lujanense Bonaerense	Brunhes <i>sensu lato</i> (C1n)
3°	Plioceno Tardío-Pleistoceno Tardío (circa 3.2 Ma – 0.040 Ma)	Paleomagnetismo, asociaciones faunísticas, OSL y TL, escasas dataciones <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar en escorias	Ensenadense Marplatense	Brunhes (C1n) Matuyama (C1r y C2) Gauss (C2A)

y de Ventania, y del norte de la Patagonia (González Bonorino 1965, Morrás y Delaune 1985, Morrás 2003, Blasi et al. 2001, Zárate 2003, Etchichury y Tófaló 2004, Morrás y Moretti 2016).

Al sur de la Región Pampeana, las áreas de aporte de estos materiales se encuentran en las planicies de inundación distales de los ríos Negro y Colorado, y en el sector cordillerano a través de lluvias de cenizas volcánicas (Zárate y Blasi 1991). En el suroeste de Entre Ríos, la principal fuente de aporte de los materiales eólicos, se encuentra a lo largo del sistema fluvial Bermejo-Desaguadero-Salado (Iriando y Kröhling 1995), y en la región del Chaco provienen de la deflación de las planicies de inundación de los ríos Parapetí, Pilcomayo y Bermejo (Iriando 1997).

En la provincia de Buenos Aires, las fracciones arena y limo grueso de estos depósitos, están compuestas generalmente por un 90 % de componentes livianos y menos de un 3 % de componentes pesados (Zárate y Blasi 1991, Etchichury y Tófaló 2004); sólo en el tramo norte de las Sierras de Tandilia, se consignan proporciones de pesados que varían entre 7,5 y 25 % (Etchichury y Tófaló 2004). En la Pampa Ondulada, Morrás (2003, 2020b) diferencia una zona norte con mayor proporción de micas y anfíboles procedentes de las Sierras Pampeanas, una zona sur con abundantes piroxenos y fragmentos líticos procedentes del sector andino y el norte de la Patagonia extraandina, y una zona central con características intermedias o transicionales entre las dos anteriores. En la cantera de Gorina de la ciudad de La Plata (34° 54' 8.75" S / 58° 1' 55.37" O), a 48 km de la zona de estudio, Blasi et al. (2001) indican que la fracción arena muy fina está compuesta por clastos procedentes de rocas metamórficas, graníticas, volcánicas y volcánicoclásticas (aporte mixto). Por su parte, en la misma ciudad, Tonni et al. (1999) y Bidegain et al. (2001, 2002) indican un origen predominantemente volcánico-piroclástico (canteras de Hernández y excavación del Estadio Único de La Plata).

**El vidrio volcánico:** El aporte de vidrio volcánico en la Región Pampeana proviene del sector cordillerano, a través de lluvias de ceniza y/o a partir de la deflación de tobas o tufitas del norte de la Patagonia (Teruggi 1957, Zárate y Blasi 1991, Zárate y Mehl 2020). En sedimentos continentales del Pleistoceno Tardío-Holoceno de la provincia de Buenos Aires, se ha consignado la existencia de niveles de tefras con predominio de vidrio volcánico de composición ácida (Gentile y Ribot 2001 y trabajos allí citados). En la Pampa Ondulada, la proporción de vitroclastos en horizontes C de suelos actuales varía entre 5 y 30 %, correspondiendo los valores más altos a la Pampa Ondulada Baja (Morrás 2020b). González Bonorino (1965) señala que la presencia de bancos sedimentarios con

contenidos de vitroclastos superiores al 70 % es frecuente en las sucesiones de loess, mientras que Etchichury y Tófaló (2004) indican cantidades máximas de 40 % en las fracciones arena y limo grueso. En la sucesión de Gorina de la ciudad de La Plata, Blasi et al. (2001) determinaron la presencia de dos niveles con proporciones de vidrio volcánico superiores a las demás especies, fenómeno que también fue indicado por González Bonorino (1965), Teruggi e Imbellone (1987) y Tonni et al. (1999).

**Los argilominerales:** Los argilominerales formados durante la pedogénesis proporcionan información paleoclimática muy valiosa, ya que de cálido y húmedo, a frío y seco, evolucionan en el siguiente orden: caolinita → esmectita → vermiculita → clorita y filosilicatos de capas mixtas → illita y mica (Retallack 2001).

Dentro de la columna estratigráfica de la Formación Pampeana, la composición de la fracción arcilla es variable. González Bonorino (1965) determinó la presencia de una "sección superior" con abundancia de plagioclasas e illita asociada a caolinita y otra inferior con predominio de cuarzo y montmorillonita. En la cantera de Gorina de La Plata, la composición coincide con la determinada en la "sección superior" y se destaca su bajo grado de cristalinidad (Blasi et al. 2001). Teruggi e Imbellone (1987) señalan el predominio de esmectitas sobre illita, mientras que Camilión (1993) indica predominio de illita en el loess primario, de esmectita y caolinita en los depósitos loessoides, y de esmectita interestratificada en los paleosuelos. Algunos autores interpretan que las esmectitas presentes en estos depósitos derivan de la alteración del vidrio volcánico (Iñiguez y Scoppa 1970, Scoppa 1976, Iturri y Buschiazzo 2014, Iturri et al. 2020), y otros le asignan un origen estrictamente sedimentario (González Bonorino 1965, 1966, Morrás y Moretti 2016, Morrás 2020a).

**Los paleosuelos:** En la provincia de Buenos Aires, los paleosuelos están representados principalmente por horizontes argílicos y petrocálcicos (Imbellone y Cumba 2003); en algunos casos constituyen paleosuelos soldados o superpuestos (Teruggi e Imbellone 1987, Blasi et al. 2001, Kemp et al. 2006). La formación de suelos a expensas del polvo eólico acumulado sobre la superficie topográfica de la Región Pampeana (proceso de "cumulización") habría sido permanente (Blasi et al. 2001). Las variaciones registradas en el grado de evolución de suelos y paleosuelos, evidencian cambios en la relación tasa de sedimentación/pedogénesis (Wright y Marriott 1996). El aumento de la pedogénesis y la disminución de la tasa de sedimentación, ha dado lugar a la formación de suelos bien desarrollados. Cuando los procesos erosivos predominan, se forman superficies de truncamiento. En las sucesiones loésicas de la ciudad de La Plata se han regis-

trado dos superficies de truncamiento, una en coincidencia con el cambio de polaridad Matuyama/Brunhes definido por Bidegain (1998) y Bidegain et al. (2001) y otro previo a la depositación de la Formación La Postrera en el Pleistoceno Tardío (Blasi et al. 2001).

**Los suelos actuales:** Los procesos pedológicos dominantes en la Región Pampeana son la melanización, la argiluvación, el hidromorfismo, la vertisolización y la precipitación de carbonato de calcio (Imbellone et al. 2010). La melanización se encuentra prácticamente en todos los suelos de la región; la argiluvación y el hidromorfismo están muy difundidos en regiones húmedas y subhúmedas, como la Pampa Ondulada y la Pampa Deprimida; los procesos de vertisolización se registran principalmente en las llanuras costeras del Río de la Plata a la altura de la Bahía de Samborombón (Imbellone et al. 2010). El mayor contenido de arcilla en los horizontes B se atribuye a la migración mecánica (iluvación) de argilominerales en suspensión, desde el horizonte A hacia el B (Duchaufour 1977). El hidromorfismo o gleización consiste en la reducción del hierro a partir de la alteración química de minerales primarios, en condiciones de saturación con agua y posterior formación de óxidos de hierro (oxidación) en condiciones de sequía (Buol et al. 2006). La presencia de carbonato de calcio en los suelos se relaciona comúnmente con climas semiáridos (precipitaciones inferiores a 500-600 mm/año), sin embargo, además del clima, otros factores como la vegetación y la fauna del suelo, la topografía, las condiciones de drenaje, la composición del material parental, la posición del nivel freático y las tasas de sedimentación, también influyen en su formación (Alonso-Zarza 2003 y trabajos allí citados).

Los suelos más extensos y representativos de la Pampa Ondulada son los Argiudoles típicos y en menor medida los Argiudoles vérticos (Morrás y Moretti 2016). Muchos de estos suelos son compuestos o complejos, lo cual evidencia una gran variabilidad y complejidad en su génesis y evolución (Pereyra y Ragas 2021).

**Los silicofitolitos:** Diferentes estudios han determinado la presencia de silicofitolitos en suelos, paleosuelos y depósitos loésicos de la provincia de Buenos Aires, que proporcionan información sobre la vegetación del pasado (Osterrieth 2000, 2004, Osterrieth et al. 2004). Los silicofitolitos son biomineralizaciones de sílice amorfa ( $\text{SiO}_2$ ) que se depositan en espacios intra o intercelulares de los tejidos vegetales, como consecuencia de su actividad metabólica (Bertoldi de Pomar 1975, Osterrieth 2004, Fernández Honaine et al. 2018). Cuando la planta muere, los tejidos se descomponen y los silicofitolitos se preservan en los suelos, pasando a formar parte de la fracción mineralógica como bioclastos. Debido a que

es posible identificar tejidos vegetales a través de sus morfologías, tienen un alto valor taxonómico (Gomes Coe et al. 2014), siendo esto relevante en estudios paleoambientales, paleobotánicos y arqueológicos (Erra et al. 2011, Osterrieth et al. 2014, 2016). Durante la depositación del loess pampeano, la superficie topográfica estaba cubierta por una estepa herbácea integrada principalmente por gramíneas (Teruggi 1957, Cabrera 1976), siendo éstas últimas las principales productoras de silicofitolitos (Piperno 2006). Numerosos estudios evidencian la presencia de pastizales en la Llanura Pampeana durante los períodos glaciales e interglaciales del Cuaternario, constituyendo esta región una de las más fértiles en silicofitolitos del mundo (Osterrieth et al. 2016). Su contenido es mayor en los niveles pedológicos y paleopedológicos, y disminuye en los niveles sedimentarios eólicos y fluvio-eólicos débilmente pedogenizados (Osterrieth et al. 2016). Las gramíneas C3 y C4 están ampliamente diversificadas en zonas topográficamente bajas; las C3 ocupan hábitats sombreados y se encuentran mejor adaptadas a ambientes templados y húmedos, y las C4 están mejor adaptadas a ambientes cálidos y secos con déficit hídrico (Craine et al. 2011, Giraldo Cañas 2014). En Argiudoles Típicos de la provincia de Buenos Aires, el contenido de silicofitolitos es mayor en la fracción 20 a 38  $\mu\text{m}$  (limo grueso) y su alteración es una característica recurrente (Borrelli y Osterrieth 2001).

**Estratigrafía:** Los depósitos de loess de la provincia de Buenos Aires son conocidos como Formación Pampeano (González Bonorino 1965), Formación Pampiano (Fidalgo et al. 1973), sedimentos pampeanos (Fidalgo et al. 1975), Formaciones Buenos Aires y Ensenada (Riggi et al. 1986), entre otros. Los esquemas estratigráficos propuestos para estas sucesiones son numerosos e incluyen esquemas litoestratigráficos, bioestratigráficos (Ameghino 1908, Frenguelli 1928, Kraglievich 1952, Pascual et al. 1965, Riggi et al. 1986, Cione y Tonni 2005), aloestratigráficos (Zárate 1989), morfoestratigráficos (Pommarés et al. 2021) y magnetoestratigráficos (Rico 2018 y trabajos allí citados, Rico et al. 2019, 2020 y trabajos allí citados); algunos de estos esquemas son comparados y analizados en Zárate y Orgeira (2007), Fucks y Deschamps (2008) y Beilinson (2011).

Para el intervalo Pleistoceno-Holoceno, los estudios paleontológicos han determinado la presencia de asociaciones faunísticas correspondientes a los Pisos/Edades Marplatense, Ensenadense, Bonaerense, Lujanense y Platense (Cione y Tonni 2005 y trabajos allí citados), que junto al paleomagnetismo han permitido determinar la magnetoestratigrafía y ensayar esquemas de correlación (Orgeira 1991, Soibelzon et al. 2009, Rico 2018, Rico et al. 2020).

## Magnetismo Ambiental

Los estudios de magnetismo ambiental revelan la existencia de distintos comportamientos magnéticos en los perfiles de suelos y paleosuelos de la provincia de Buenos Aires que evolucionaron a partir de materiales parentales loésicos (Orgeira et al. 1998, 2002, 2008, 2011, Bidegain et al. 2001, 2005, 2009, Bidegain y Rico 2004, Bartel et al. 2005, 2011, Orgeira y Compagnucci 2006, 2010, Gómez Samus 2016, Gómez Samus et al. 2016, 2017, Rico et al. 2020). La disminución de la concentración de minerales ferrimagnéticos en horizontes A, B<sub>t</sub> y B<sub>tg</sub> (“agotamiento magnético” de acuerdo a Maher 1998) ha sido interpretada como el resultado de su alteración química bajo condiciones de drenaje deficiente y/o períodos prolongados de humedad, o favorecida por un alto contenido de ácidos húmicos, o por la disolución del vidrio volcánico, en algunos casos, con ulterior neoformación de goethita y/o hematita, o de granos de magnetita fina y ultrafina. Por otro lado, el incremento magnético en horizontes A y B<sub>t</sub> ha sido explicado como el resultado de la neoformación de granos magnéticos finos y ultrafinos (fuertemente magnéticos), en suelos bien drenados sometidos a cambios intermitentes de humedad y sequía.

Basándose en parámetros tales como la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) y la susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $F_{\%}$ ), una reciente publicación sobre el loess de Europa (Bradák et al. 2021), pone de relieve la existencia de comportamientos magnéticos que se apartan de los modelos “Pedogenético” (Heller et al. 1993, Maher et al. 1994, 2003) y de “Los Fuertes Vientos” (Begët y Hawkins 1989, Chlachula et al. 1998, Bidegain et al. 2001) más difundidos, algunos de los cuales han sido anteriormente indicados por Orgeira et al.

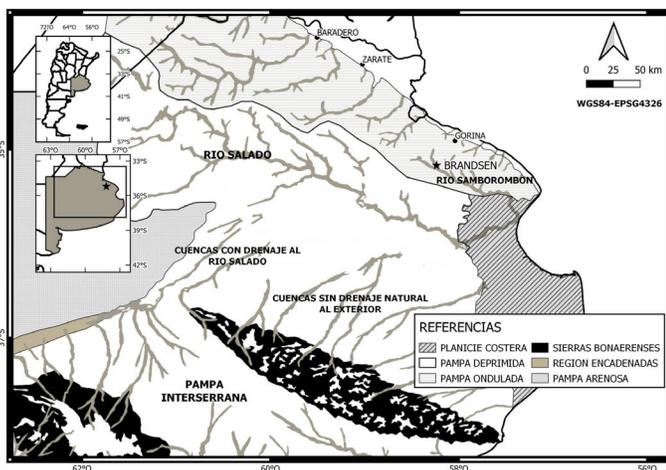
(2002), Bidegain y Rico (2004) y Bidegain et al. (2005) para el loess de la provincia de Buenos Aires.

La formación de granos de magnetita ultrafina ( $< 0.03 \mu\text{m}$ ) de comportamiento superparamagnético (SP), ha sido relacionada con la actividad de bacterias magnetotácticas (Heller et al. 1993, Maher et al. 1994, 2003, Orgeira et al. 2011), sin embargo, nuevos estudios proponen otros mecanismos: a) oxidación superficial (maghemitización) de granos detríticos más gruesos (Bugge et al. 2014, Wacha et al. 2018, Zeeden et al. 2018), b) nanofragmentación por meteorización física durante el transporte y la diagénesis (Bradák et al. 2021), c) destrucción de partículas magnéticas gruesas de origen detrítico por fuerte meteorización química en paleosuelos (Bidegain et al. 2009, Baumgart et al. 2013, Zeeden et al. 2018), transformación gradual de magnetita y maghemita en goethita en un ambiente húmedo (Ma et al. 2013) y la aparición de cantidades significativas de inclusiones magnéticas ultrafinas en las micas (Bradák et al. 2021).

## ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ubica en la Pampa Ondulada, cerca del límite con la Pampa Deprimida, al noreste de la provincia de Buenos Aires, Argentina (Fig.1). Se estudian los depósitos expuestos en una cantera de 2 hectáreas y 21 m de profundidad máxima (datos correspondientes al mes de abril de 2022), ubicada en la localidad de Coronel Brandsen, a los  $35^{\circ} 09' 24'' \text{ S} / 58^{\circ} 15' 20'' \text{ O}$ , limitada al oeste por el río Samborombón Chico y al este por la Ruta Provincial 210, donde la cota del terreno es de unos 13 m s.n.m. El clima de la región es Mesotermal subhúmedo-húmedo sin estación seca. La temperatura media anual varía entre 16 y 17° C y las precipitaciones medias entre 1000 y 1200 mm/anales; se trata de una región con exceso hídrico, pues la evapotranspiración potencial (entre 800 y 850 mm/anales) es inferior a las precipitaciones.

La Pampa Ondulada es una de las subregiones de la Región Pampeana de Argentina. Presenta un relieve ligeramente ondulado, con cotas inferiores a 50 m.s.n.m., que descienden hacia el río Paraná, el Río de La Plata, el río Salado y el océano Atlántico. Es una planicie loésica, con numerosos ríos, arroyos y lagunas, desarrollo de suelos y vegetación de tipo pastizal correspondiente a la Provincia Fitogeográfica Pampeana (Cabrera 1971). Actualmente se encuentra profundamente afectada por la actividad agropecuaria y la urbanización.



**Figura 1.** Ubicación geográfica de la zona de estudio (viñeta con forma de estrella) y localidades que se mencionan en el texto (círculos negros). Mapa modificado de Fucks et al. (2012).

## TÉCNICAS Y EQUIPOS

La metodología de estudio incluye descripciones de campo y diversos análisis de laboratorio.

Las unidades sedimentarias fueron caracterizadas teniendo en cuenta su espesor, contactos, color con tabla Munsell, estructuras sedimentarias, rasgos post-depositacionales, textura, composición mineralógica, parámetros magnéticos y polaridad magnética. Se extrajeron muestras a granel de aproximadamente 1 kg y muestras cúbicas orientadas para análisis paleomagnéticos y de magnetismo ambiental. Estas últimas fueron extraídas cada 25 cm de separación, con un muestreador de hidrobronce de sección cuadrada, orientadas con brújula geológica respecto al norte magnético, y niveladas en la horizontal con nivel de burbuja; luego el material fue colocado en porta-muestras de 8 cm<sup>3</sup> y fijado con adhesivo vinílico.

La granulometría se determinó siguiendo el método propuesto por Smith (1985) en Walden et al. (1999) para no alterar la mineralogía magnética, y se obtuvieron muestras de las fracciones de arena (> 62 µm), limo (4 - 62 µm) y arcilla (< 4µm). La clasificación textural se realizó de acuerdo a Folk (1954).

Se efectuó el análisis semi-cuantitativo de la mineralogía de la fracción arena muy fina (62 - 88 µm) y limo grueso (37 - 62 µm), se realizaron análisis micromorfológicos, de concentrados magnéticos y del contenido de silicofitolitos; no fue posible hallar contenido palinológico. Estos análisis se realizaron utilizando una lupa binocular Leica S8 Apo, un microscopio óptico de polarización Leica Dm2500P y un microscopio de barrido electrónico marca Quanta 250 acoplado a un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDX).

La clasificación de los paleosuelos se realizó siguiendo la propuesta de Mack et al. (1993). La mineralogía de la fracción arcilla se determinó mediante difracción de rayos X, con un equipo Panalytical AERIS que trabaja con radiación de cobre y filtro de níquel, siendo las condiciones de medida 15 mA (mili amperes) y 40 KV (kilo voltios). Para el procesamiento de los difractogramas se utilizó el programa High Score 5.1.

El análisis paleomagnético comprendió la medición de las componentes del magnetismo remanente natural (MRN), y la determinación de su componente primaria o magnetismo remanente característico (MRC) para determinar la polaridad magnética de los sedimentos. Para ello se utilizó un magnetómetro rotativo de puerta de flujo Minispin y un desmagnetizador por campos magnéticos alternos (AF), ambos marca Molspin. Las muestras fueron desmagnetizadas por campos magnéticos alternos, desde 2.5 mT (militeslas) y hasta un

máximo de 80 mT, a intervalos de 2.5, 5 y 10 mT, para eliminar las componentes de magnetización secundarias y poder determinar la componente primaria o característica. Mediante el uso del software SUPER-IAPD-2000 (Torsvik et al. 2000), los datos fueron representados en redes estereográficas y diagramas de Zijderveld, y a partir del método de Kirschvink (1980) se determinó el magnetismo remanente característico (MRC) para un ángulo de desviación media (MDA en inglés) inferior a 20°. Finalmente, para cada unidad sedimentaria, se determinaron los valores medios de declinación e inclinación del MRC, el parámetro de confianza  $\alpha$ -95 y el parámetro de precisión  $k$ , de acuerdo a Fisher (1953).

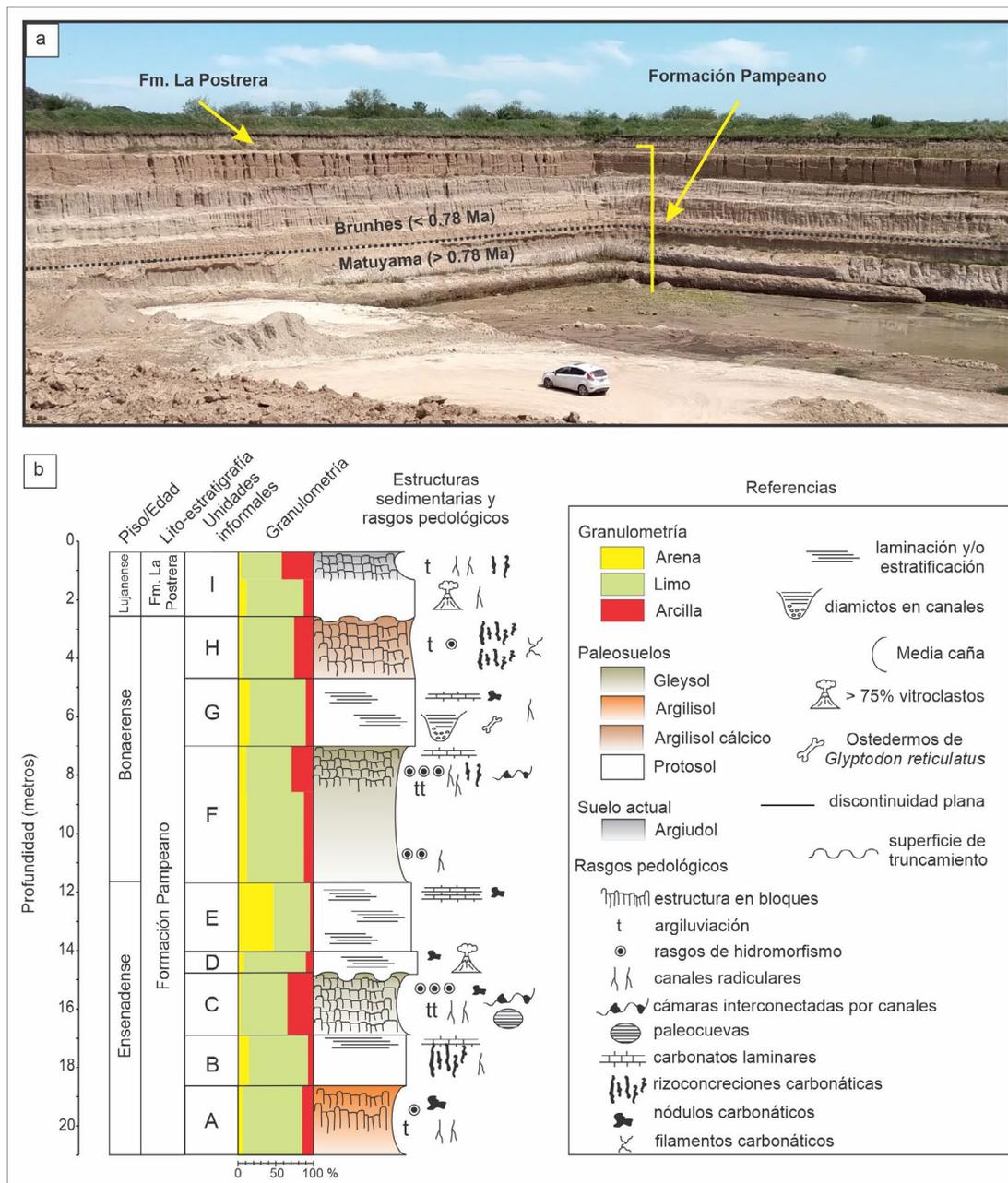
La susceptibilidad magnética se midió a dos frecuencias (470 Hz y 4700 Hz) con un susceptibilímetro MS2 Bartington Instruments Ltd., con sensor de laboratorio MS2B. Luego se determinó la susceptibilidad magnética específica ( $\chi$ ) teniendo en cuenta el peso del material, de acuerdo a la siguiente ecuación:  $\chi = (\text{valor del display} \times 10) / \text{peso de la muestra}$  [ $\times 10^{-8} \text{ m}^3 / \text{kg}$ ]; este parámetro es utilizado a los fines de estimar concentraciones relativas de minerales magnéticos. Se calculó la susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $F_{\%}$ ) a partir de la ecuación  $F_{\%} = [100 \times (\chi_{470\text{Hz}} - \chi_{4700\text{Hz}}) / \chi_{470\text{Hz}}]$  (Sandgren y Snowball 2001, Evans y Heller 2003); esto resulta de utilidad para estimar la abundancia relativa de minerales superparamagnéticos (SP) de tamaños inferiores a 0.03 µm (Dunlop 1973). Las cantidades fueron estimadas teniendo en cuenta los límites establecidos por Bartington Instruments Ltd (1994): valores de  $F_{\%} < 2 \%$  indican escaso o nulo contenido de granos SP, valores entre 2 y 10 % presencia de granos SP mezclados con otros no-SP de mayor tamaño, valores entre 10 y 14 % predominio de granos SP (> 75 %), y valores mayores a 14 % se consideran erróneos.

El magnetismo remanente anhístico (MRA) se determinó utilizando un desmagnetizador AF acoplado a un dispositivo pARM, y un magnetómetro rotativo Minispin; este parámetro fue medido a 50 µT (39.79 A/m) en presencia de un campo magnético alterno decreciente desde 95 a 0 mT, con una tasa de decrecimiento de 17 µT por ciclo. Este parámetro es sensible a la detección de granos ferromagnéticos de tamaños dominio simple (DS) y del límite SP-DS (Thompson y Oldfield 1986, Verosub y Roberts 1995). A fin de eliminar el efecto producido por su concentración, se determinaron las relaciones MRA/ $\chi$  y MRA/MRIS (Evans y Heller 2003); cuanto más altas son estas relaciones, más pequeño es el tamaño de grano y mayor es la proporción de magnetita fina (Gogorza et al. 2011).

Con un magnetómetro y un magnetizador de pulso ASC Scientific modelo IM-10-30, se obtuvieron las curvas de adquisición del magnetismo remanente isoterma (MRI), pre-

via desmagnetización por campos alternos hasta 100 mT. El campo mínimo aplicado fue de 5 mT y el máximo de 1180 mT. Dadas las características de la fracción magnética de estos sedimentos, este último es considerado el magnetismo remanente isotermal de saturación (MRIS). Una vez alcanzada la saturación, las muestras fueron sometidas a un proceso de magnetización en sentido opuesto hasta 300 mT (“Campo Inverso”) para determinar la coercitividad de la remanencia ( $B_{cr}$ ), el coeficiente  $S_{-300}$  y el magnetismo remanente isotermal “duro” (HIRM). El parámetro  $B_{cr}$ , definido como el cam-

po inverso necesario para obtener una  $MRI = 0$ , es utilizado para determinar la especie ferromagnética presente, pues cada mineral posee valores característicos de  $B_{cr}$  que permiten su diferenciación (Thompson y Oldfield 1986, Roberts et al. 1995); así, los antiferromagnéticos como la hematita y la goethita presentan valores de  $B_{cr}$  mayores a 100 mT y los ferrimagnéticos como la magnetita y la maghemita, tienen valores de  $B_{cr}$  que se encuentran en el rango de las decenas de mT (Peters y Dekkers 2003, Liu et al. 2012). El coeficiente  $S_{-300}$  se determinó a partir de la relación  $MRI_{-300}/MRIS$  (King y



**Figura 2.** a) Fotografía de la Cantera de Coronel Brandsen donde se indican las unidades litoestratigráficas y la posición del cambio de polaridad magnética (trazo punteado de color negro); b) Perfil geológico donde se indican las distintas unidades estratigráficas, las proporciones de arena (> 62  $\mu$ m), limo (4 - 62  $\mu$ m) y arcilla (< 4  $\mu$ m) determinadas para cada unidad pedo-sedimentaria, las estructuras sedimentarias y los rasgos pedológicos observados en el campo.

Channell 1991, en Liu et al. 2012), cuyo valor máximo es igual a 1. Este parámetro es utilizado para estimar la proporción relativa de minerales antiferromagnéticos (hematita y/o goethita) y ferrimagnéticos (magnetita, maghemita). Valores de  $S_{-300}$  iguales o cercanos a 1 indican predominio de la fase ferrimagnética y su disminución evidencia un aumento relativo de la fase antiferromagnética. Por su parte, el HIRM  $[(MRIS + MRI_{-300}) / 2] / MRIS$  también se utiliza para diferenciar entre minerales “blandos” como magnetita y “duros” como hematita (Anderson y Rippey 1988). También se utilizaron los diagramas de Thompson y Oldfield (1986) y el de Peters y Dekkers (2003), para obtener información acerca del tamaño de grano magnético y las especies magnéticas presentes, respectivamente.

## RESULTADOS

### Perfil geológico

El perfil está integrado por depósitos loésicos modificados por pedogénesis en distintos grados (Fig. 2). El mismo está constituido por 9 unidades pedo-sedimentarias separadas por discontinuidades (algunas corresponden a superficies de truncamiento), que se asignan a la Formación Pampeano (González Bonorino 1965) y a la Formación La Postrera (Fidalgo et al. 1973); sobre esta última se desarrolla el suelo actual. Los niveles más pedogenizados se diferencian en el campo por su estructura pedogenética y su característico perfil en media caña. Las unidades menos pedogenizadas se presentan como resaltos, algunos masivos y muy compactos, otros con laminación o estratificación y sólo en el caso de la unidad G, con facies de diamictos matriz sostén rellenando

paleocanales. El perfil es interpretado como una sucesión pedo-sedimentaria de 21 m de espesor, integrada por paleosuelos que han sido clasificados de acuerdo a Mack et al. (1993) como Protosoles (unidades B, D, E, G, I), Argisoles (unidades A y H) y Gleysoles (unidades C y F), varios de ellos afectados por precipitaciones carbonáticas. Al mismo tiempo, teniendo en cuenta el proceso pedogenético secundario o una de sus características sobresalientes, la unidad A se clasificó como un Argilisol gleyco, las unidades D e I como Protosoles ándicos, la unidad H como un Argilisol cálcico y la unidad E como un Protosol cálcico. Sus colores varían entre castaños y grises (matices 10YR, 7.5 YR y 2.5Y), con luminosidad media-alta (5, 6 o 7) y croma media a baja ( $\leq 4$ ). Los rasgos de bioturbación más notables corresponden a canales radicales, cámaras y paleocuevas. Si bien no se realizó la prospección paleontológica de la cantera, en la unidad G se hallaron osteodermos de *Glyptodon reticulatus*.

**Granulometría:** De acuerdo a la clasificación de Folk (1954), los sedimentos presentan texturas limosas, limo-arenosas y en menor medida fangosas y fango-arenosas. El limo (4 - 62  $\mu\text{m}$ ) es la fracción predominante en la mayoría de las unidades (Fig. 3), y está compuesto principalmente por granos de limo mediano a grueso (entre 15 y 62  $\mu\text{m}$ ), los cuales se presentan con proporciones promedio de 70 % y máximas de 91 %. La fracción arena varía entre 1 y 49 % (Promedio: 13 %), correspondiendo los valores más altos a la unidad E y los más bajos (< 6 %) a las unidades más pedogenizadas (A, C, H y el horizonte  $B_t$  del suelo actual). La fracción arcilla varía entre 5 y 43 % (Promedio: 19 %), y se incrementa con la pedogénesis (Fig. 2).

**Rasgos pedológicos:** Los rasgos pedológicos evidencian la presencia de horizontes de paleosuelos con distintos

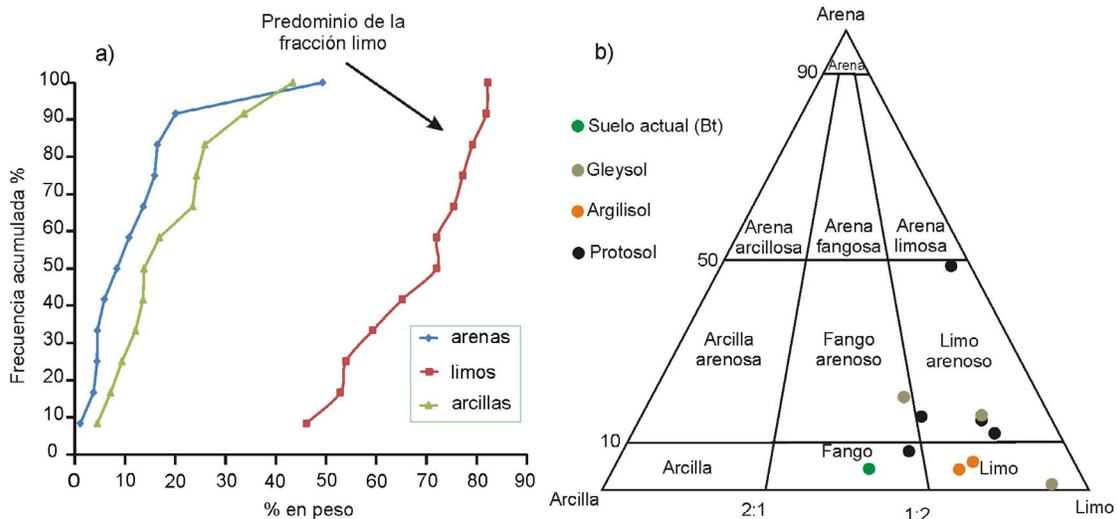
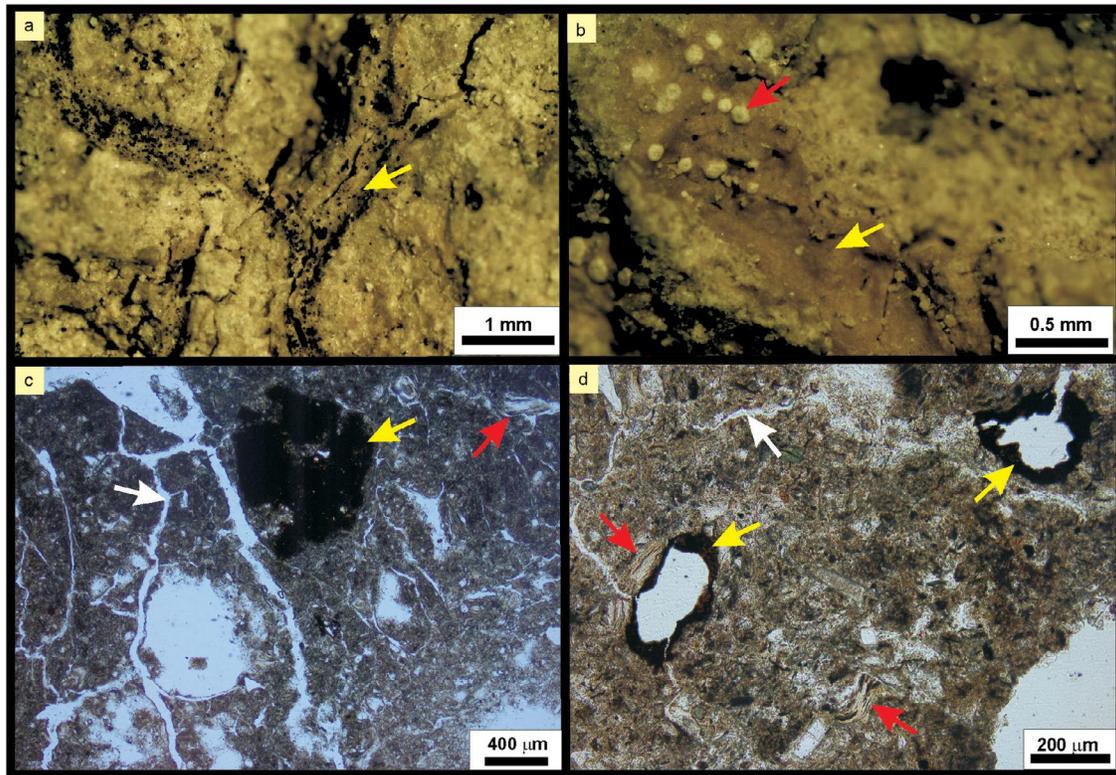


Figura 3. Granulometría: a) Diagrama de frecuencias acumuladas donde se evidencia el predominio de la fracción limo en los depósitos del perfil estudiado; b) Posición de las muestras en el triángulo textural arena-limo-arcilla de Folk (1954).



**Figura 4.** Microfotografías de muestras de la unidad C (Gleysol argílico): a-b) Canales con revestimientos arcillosos y motas de hierro-manganeso (flechas amarillas), y concreciones de carbonato de calcio (flecha roja) observados con lupa binocular; c) Nódulo de hierro (flecha amarilla), revestimiento de arcilla iluvial (flecha roja) y canales (flecha blanca); d) revestimientos de óxidos de hierro-manganeso (flechas amarillas), arcillas (flechas rojas) y canales que conectan cámaras (flecha blanca). Observaciones realizadas en corte micromorfológico con microscopio petrográfico.

grados de pedalidad (estado de agregación del suelo) y la ocurrencia de procesos de bioturbación, argiluviación, hidromorfismo y la precipitación de carbonato de calcio. Muchos de estos paleosuelos son coronados por niveles carbonáticos laminares o en forma de rizoconcreciones, o también atravesados por paleocuevas circulares y ovaladas con relleno generalmente laminar. Los horizontes más desarrollados (argílicos y gleycos) se registran en las unidades A, C, F, y H que se describen a continuación.

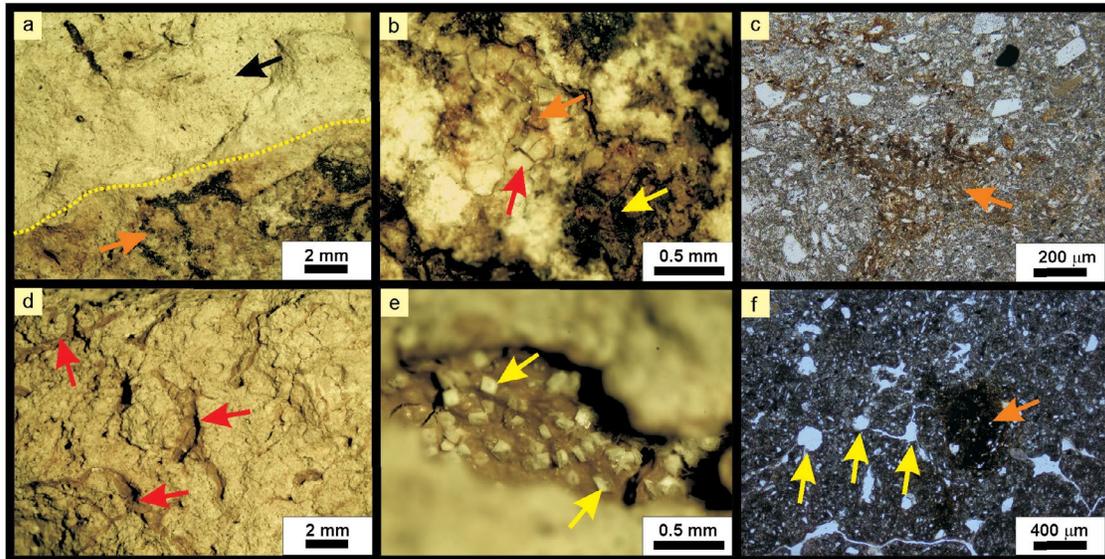
La unidad A se clasifica como un Argilisol gleyco. Los granos de limo y arena muy fina presentan revestimientos arcillosos y en algunos sectores están cementados por carbonato de calcio; también se observan motas negras de óxidos de hierro-manganeso y abundantes canales con revestimientos arcillosos de color rosa pálido.

La unidad C corresponde a un Gleysol argílico. Su color varía entre castaño pálido (10YR 6/3) a muy pálido (10YR 7/3) hasta gris claro (10YR 7/2) y presenta estructura en bloques subangulares a angulares. Se distinguen abundantes fisuras, canales y cámaras interconectadas con revestimientos arcillosos castaño-rojizos, a veces anaranjados, sobre los cuales se concentran nódulos de óxidos de hierro-manganeso, y en algunos casos, concreciones semicirculares blancas de carbonato de calcio (0.1 y 0.2 mm de diámetro); los granos

de limo y escasa arena que constituyen la matriz de estos sedimentos se encuentran impregnados y revestidos por arcillas y material ferruginoso (Fig. 4).

La unidad F es clasificada como un Gleysol. En la misma se distingue un horizonte basal gris claro (2.5 Y 7/2) con estructura masiva y muy compacto ( $F_{base}$ ), y otro cuspidal castaño muy pálido (10YR 7/3), con estructura en bloques angulares medianos a pequeños ( $F_{techo}$ ); además, el primero es de granulometría más gruesa que el segundo. La masa basal de la unidad  $F_{base}$  presenta zonas tanto empobrecidas (decoloración) como enriquecidas en rasgos redoximórficos (impregnaciones) y pátinas ferruginosas en planos de fisuras y escasos canales originados por bioturbación. En  $F_{techo}$  aumentan notablemente el contenido de plasma, los nódulos de hierro, las fisuras, los canales y las cámaras interconectadas; éstos tres últimos, generalmente revestidos por arcillas castaño-rojizas (argiluviación) y en algunos casos, ocupados por cristales romboédricos de calcita (Fig. 5).

La unidad H es un paleosuelo soldado interpretado como un Argilisol cálcico. Es de color castaño, presenta una marcada estructura en bloques subangulares, y abundantes rizoconcreciones carbonáticas, tanto dispersas como agrupadas en niveles de unos 10 cm de espesor que presentan continuidad lateral. La superficie de los agregados y otros es-



**Figura 5.** Microfotografías de muestras de la unidad F (Gleysol). Las imágenes a-b-c corresponden a la base de la unidad y las d-e-f al techo: a) Zonas empobrecidas (flecha negra) y enriquecidas con rasgos redoximórficos (flecha naranja), observadas con lupa binocular; la línea punteada amarilla marca el límite aproximado entre las mismas; b) Detalle de la zona enriquecida con arcilla iluvial (flecha roja), óxidos y/u oxihidróxidos de hierro (flecha naranja) y óxidos de hierro-manganeso (flecha amarilla); c) Impregnaciones ferruginosas (flecha naranja); d) Canales con revestimientos arcillosos (flechas rojas); e) Cristales romboédricos de calcita (flechas amarillas) en canal con revestimientos de arcilla iluvial; f) nódulo de óxido de hierro (flecha naranja) y cámaras interconectadas por microcanales que evidencian actividad de microorganismos (flechas amarillas). Desde c hasta f, fotografías tomadas sobre cortes micromorfológicos bajo microscopio petrográfico.

pacios vacíos presentan revestimientos arcillosos de color castaño-rojizo, motas de óxidos de manganeso dispersas en la masa basal o concentradas en canaliculos y planos de fisuras, y zonas con nódulos de hierro, esferulitas fibroradiadas y filamentos carbonáticos (Fig. 6).

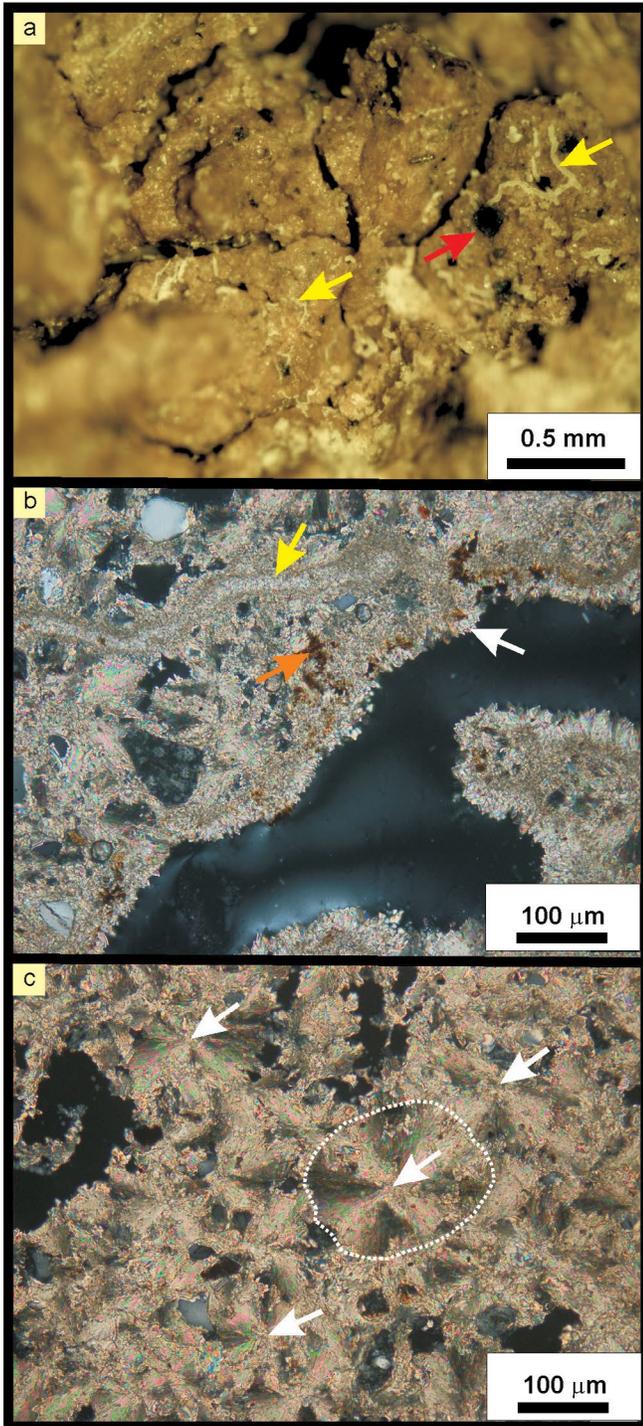
El horizonte  $B_1$  del suelo actual presenta estructura en bloques angulares, nódulos carbonáticos, compuestos húmicos de color gris oscuro afectando a gran parte del material, abundantes raicillas y nidos de arácnidos.

**Mineralogía:** Desde un punto de vista cualitativo, la asociación mineralógica de las fracciones arena muy fina y limo grueso se mantiene constante en toda la columna sedimentaria y está integrada principalmente por componentes livianos. Estos corresponden a granos de plagioclasas, vidrio volcánico, pastas de rocas volcánicas con revestimientos ferruginosos, alteritas, cuarzo monocristalino (algunos con inclusiones de rutilo, otros con extinción ondulante), y silicofitolitos. En menor proporción se registran opacos, piroxenos y anfíboles, y muy escasos fragmentos de rocas ígneo-metamórficas, cuarzo policristalino, micas, circones, turmalinas y epidoto. En la fracción limo grueso se incrementan los opacos, el vidrio volcánico y los silicofitolitos. En los niveles más pedogenizados, las pátinas ferruginosas sobre los clastos de arena y limo grueso son más notorias.

Las variaciones cuantitativas más notables se registran en el vidrio volcánico; este aumenta significativamente en las unidades D e I ( $\geq 75\%$  en la fracción arena, y entre un 30 y 50 % en la muestra total), llegando a constituir niveles tobá-

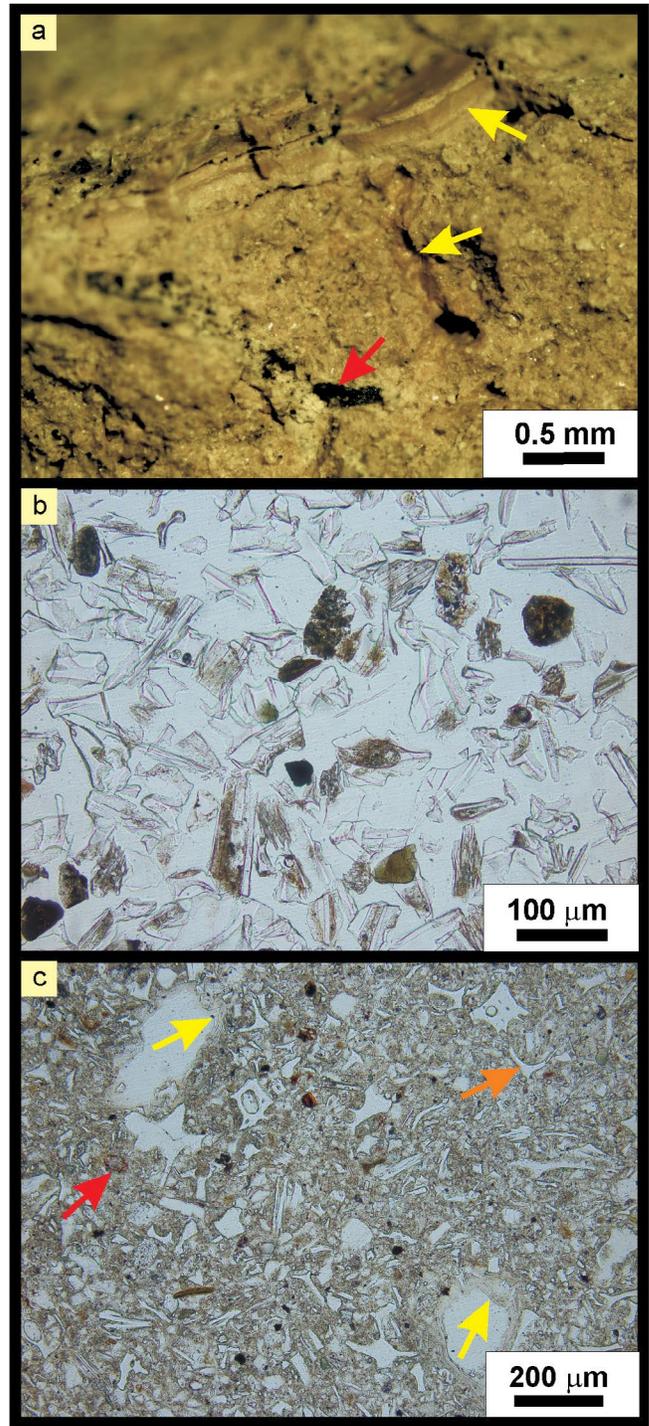
ceos (de acuerdo a Teruggi et al. 1978). Los vitroclastos se presentan en forma de trizas fragmentadas y muy angulosas, principalmente con estructura fluidal y canaliculos rellenos con minerales arcillosos que le otorgan un aspecto “sucio”; en menor proporción se registran trizas densas y tipo pared de burbuja (Fig. 7). Son en general de naturaleza ácida, incoloros (la variedad castaña es escasa), y se presentan tanto frescos como alterados, incrementándose la proporción de estos últimos en los horizontes argílicos de paleosuelos, donde también aumentan las alteritas. En los niveles tobáceos (unidades D e I), además de los vitroclastos, también se registran granos de cuarzo volcánico con engolfamientos y bordes reabsorbidos, pastas volcánicas, opacos, piroxenos y anfíboles; éstos se encuentran inmersos en una matriz arcillosa de aspecto sucio y parcialmente isótropa, con pequeños nódulos de hierro y cavidades con revestimientos arcillosos y evidencias de desvitrificación (Fig. 7). De acuerdo al sistema de clasificación de Mack et al. (1993), se propone clasificar a estos paleosuelos como Protosoles ándicos.

El concentrado magnético de las fracciones arena y limo grueso está compuesto por titanomagnetitas, granos transparentes y translúcidos con inclusiones de opacos, pastas volcánicas con impregnaciones ferruginosas, granos de carbonato de calcio, escaso vidrio volcánico castaño y fragmentos de rocas metamórficas (Fig. 8), sin embargo, cabe destacar, que en los limos gruesos y medianos predominan las titanomagnetitas. Mediante la técnica de microscopía de barrido electrónico se constató que éstas últimas se presentan con



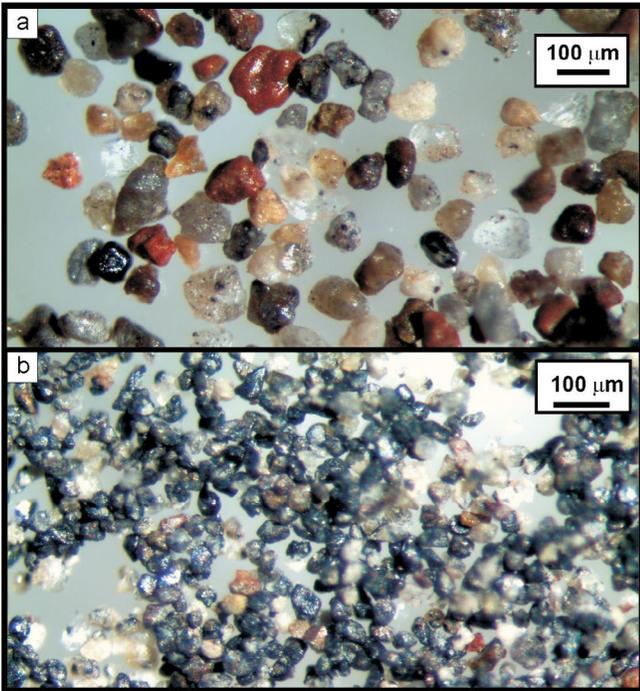
**Figura 6.** Microfotografías de muestras de la unidad H (Argilisol cálcico): a) Filamentos carbonáticos sobre hifas de hongos (flechas amarillas) y moteados de óxidos de Mn (flecha roja) sobre masa basal fisurada y con revestimientos de arcilla iluvial, observados con lupa binocular; b) Cristales de esparita en la masa basal, en canales (flecha amarilla) y en fisuras (flecha blanca), impregnaciones de óxidos de hierro (flecha naranja); c) esferulitas con textura fibroradiada (las flechas blancas marcan el centro de las mismas). Observaciones realizadas en corte micromorfológico con microscopio petrográfico.

diferentes grados de alteración (Fig. 9); en los niveles menos pedogenizados se registran cristales octaédricos de titanomagnetitas con sus caras cristalinas perfectamente conser-



**Figura 7.** Microfotografías de muestras de la unidad D (Protosol ándico): a) Revestimientos arcillosos (flechas amarillas) y moteados de hierro-manganeso concentrados en un canal (flecha roja) y dispersos en la masa basal, observados con lupa binocular; b) Fracción arena, donde se observa el predominio de los vitroclastos (sección delgada de grano suelto observada bajo microscopio petrográfico); c) Corte micromorfológico observado con microscopio petrográfico; obsérvese el esqueleto predominantemente vítreo (la flecha naranja señala un vitroclasto tipo pared de burbuja), la matriz limosa y la presencia de espacios vacíos con revestimientos arcillosos (flecha amarilla) y de concreciones de óxidos de hierro-manganeso dispersos en la masa basal (flecha roja).

vadas (Fig. 9a), mientras que en los horizontes más pedogenizados se observan con rasgos de alteración superficial (Fig.

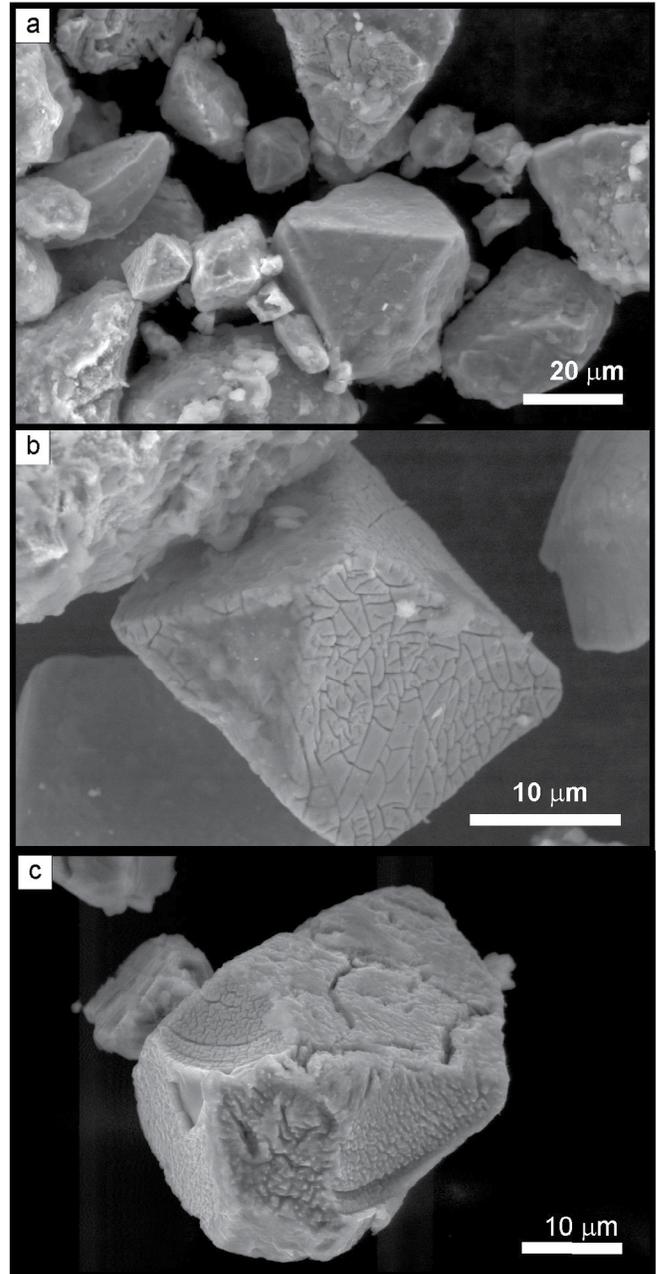


**Figura 8.** Concentrados magnéticos de las fracciones arena fina-muy fina (a) y limo grueso (b) observados con lupa binocular.

9b y 9c). El contenido de hierro y titanio en las tres muestras, se determinó a través del análisis de espectroscopia de energía dispersiva de rayos X (Fig. 10).

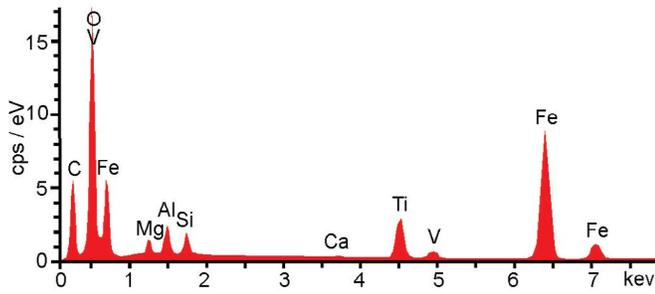
Los difractogramas de rayos X de la fracción menor a 4 µm (arcillas y coloides) indican la presencia de interestratificados de illita-esmectitas, cristales de illita, escasa proporción de caolinita, cuarzo, feldespatos y componentes amorfos (Fig. 11). Esta fracción se presenta formando parte de la masa basal y como revestimientos de espacios vacíos (superficies de agregados, fisuras, canales, cámaras), incrementándose su proporción en los niveles con mayor grado de pedalidad, mayor abundancia de óxidos y oxihidróxidos de hierro y menor concentración de granos ferrimagnéticos. Por microscopía de barrido electrónico fue posible apreciar revestimientos de material arcillo-coloidal con fisuras que evidencian procesos de expansión-contracción característicos de las esmectitas (Fig. 12).

**Silicofitolitos:** Los sedimentos analizados poseen silicofitolitos en la fracción granulométrica analizada (entre 15 y 125 µm), pero estos son más abundantes en las unidades más pedogenizadas (A, C, F y H). Estos corresponden a gramíneas C3 y C4 (angiospermas monocotiledóneas herbáceas), sin diferencias significativas a lo largo de todo el perfil y sin poder diagnóstico para determinar especies. No se evidencian signos de alteración o degradación producida por transporte o meteorización química, ya que no se encuentran redondeados, fracturados, ni corroídos; se preservan sus

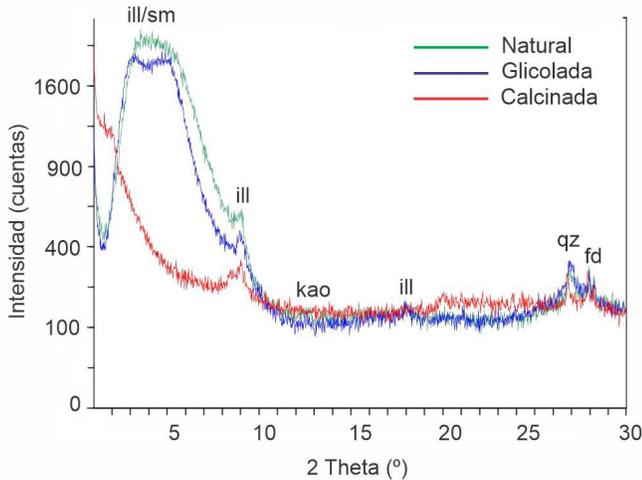


**Figura 9.** Clastos de titanomagnetitas observados con microscopio de barrido electrónico: a) Octaedros inalterados; b) Octaedro con rasgos de oxidación superficial en sus caras cristalinas (titano-maghemitización); c) Octaedro con rasgos de disolución química intensa.

estructuras más delicadas, lo que evidencia su procedencia autóctona. Los morfotipos presentes son del tipo bilobado simple, bilobado tipo Stipa, saddle (Doliolita), cónicos o redondeados (Estrobilolita), provenientes de pelos, ganchos y agujones (Aculeolithum), de células cortas buliformes (Flabelolithum) y de células largas (Macroprismatolithum), y originados en elementos de conducción (Fig. 13 y Fig. 14). Estos corresponden principalmente a gramíneas del tipo Panicoide (C3 y C4), Chloridoide (C4), Pooide (C3) y Stypoide (C3). También se encontraron frústulos de diatomeas, quistes de Crisostoma-



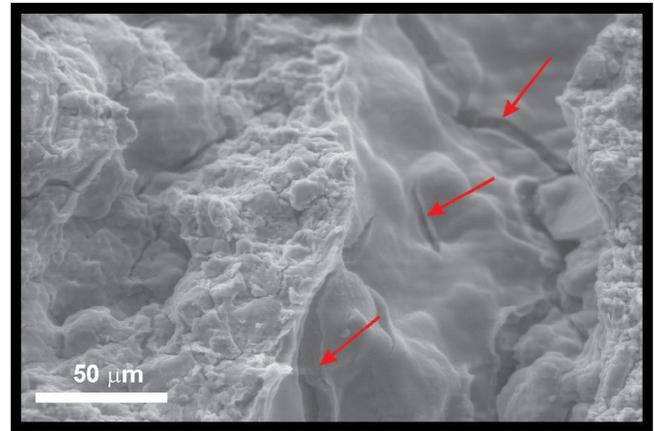
**Figura 10.** Espectro EDX de la superficie del octaedro de la titanomagnetita observada en la figura 9c, confirmando la presencia del mineral, a pesar de su evidente alteración.



**Figura 11.** Difractogramas de rayos X (DRX) de una muestra de la fracción arcilla (< 4 µm) de la unidad C (Gleysol). Las reflexiones indican presencia de componentes amorfos (evidenciada en la sobre-elevación del fondo del DRX), esmectitas (sm), illitas (il), interstratificados de ill/sm, caolinita (kao) en menor proporción, cuarzo (qz) y feldespatos (fd).

táceas y espículas de espongiarios en todas las unidades sedimentarias, aunque en menores cantidades que los fitolitos. En la unidad D se registraron componentes que corresponden a palmeras.

**Parámetros magnéticos:** Los parámetros magnéticos



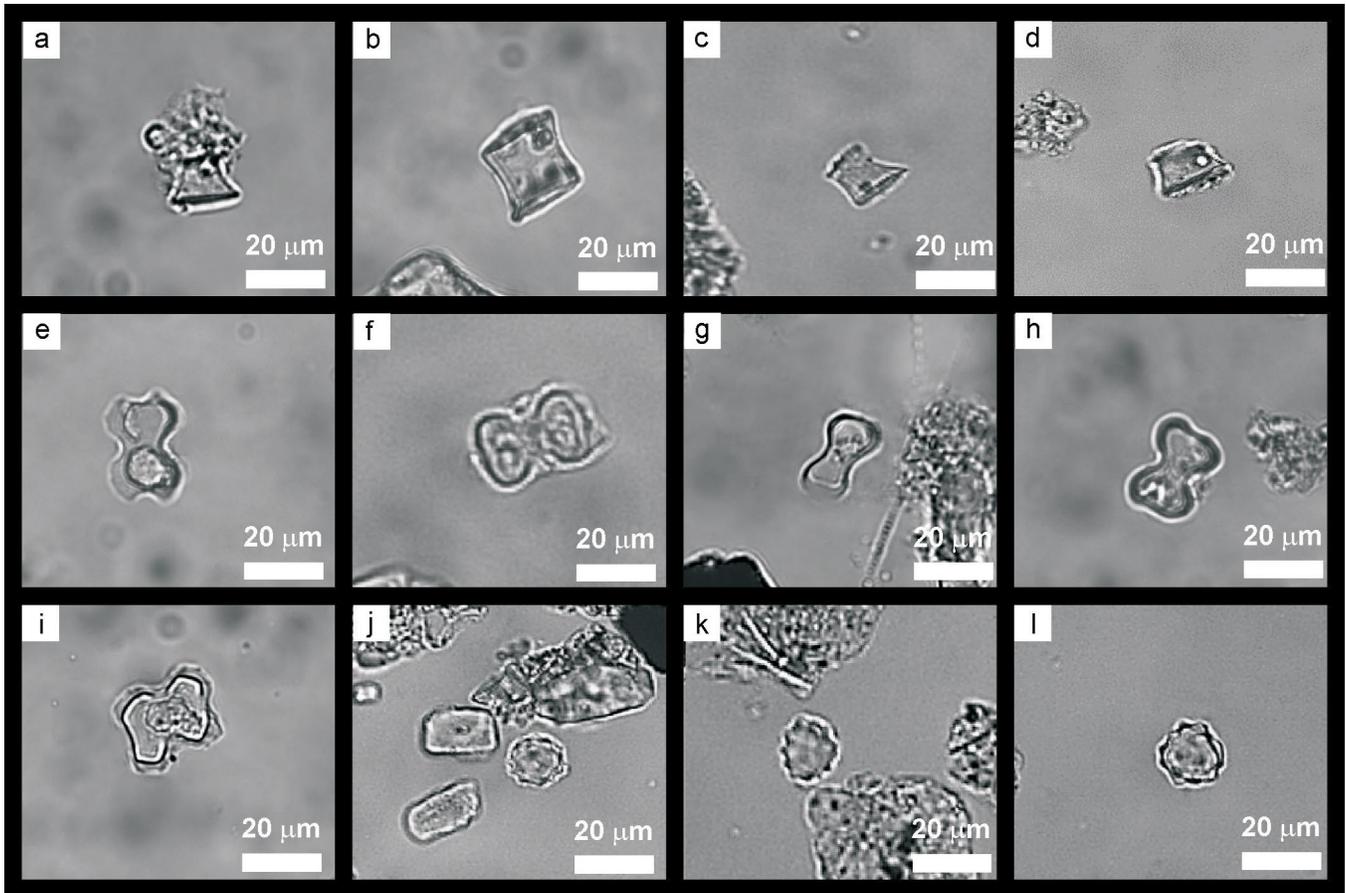
**Figura 12.** Revestimiento arcillo-coloidal con fisuras (flechas rojas) en un canal originado por bioturbación. Imagen obtenida con microscopio de barrido electrónico.

evidencian cambios en la concentración, tamaño y mineralogía de la fracción magnética de las distintas unidades sedimentarias (Fig. 15 y Cuadro 2).

Los parámetros magnéticos  $\chi$ , MRIS, MRA evidencian cambios en la concentración de los minerales magnéticos, mostrando una clara correspondencia entre picos (valores altos) y valles (valores bajos) a lo largo del perfil. Los valores más bajos se registran en las unidades más pedogenizadas (A, C, F y suelo actual). El grado de correlación lineal entre estos parámetros es alto ( $R \geq 0.92$ ), lo que evidencia que el comportamiento de  $\chi$  es controlado por la fase ferrimagnética detrítica que, debido a su fuerte señal, enmascara la de otros componentes magnéticos. El 80 % de las muestras presentó valores de  $F_{\%}$  entre 2 y 10 %, lo que indica un predominio de sedimentos con presencia de granos SP mezclados con otros no-SP de mayor tamaño. Las muestras con escasa o nula presencia de granos SP ( $F_{\%} < 1\%$ ) provienen de las unidades A, B e I, y las muestras con predominio de granos SP ( $F_{\%} > 10\%$ ) corresponden a las unidades C y F (Gleysols). Este parámetro presenta una baja correlación negativa con  $\chi$ , MRA

**Cuadro 2.** Valores mínimos, máximos, mediana y promedio de los parámetros magnéticos determinados en el perfil estudiado. Los valores de  $F_{\%}$  mayores a 14 % se consideran erróneos.

Parámetro magnético	Mínimo	Máximo	Mediana	Promedio
$\chi$ ( $\times 10^{-8}$ m <sup>3</sup> /kg)	10	235	78	89
MRIS ( $\times 10^{-3}$ Am <sup>2</sup> /kg)	1	41	11	13
MRA ( $\times 10^{-6}$ Am <sup>2</sup> /kg)	19	696	206	246
Factor $F_{\%}$	1	15	4.2	5.2
MRIS/ $\chi$ (kA/m)	6	22	14	13.6
MRA/MRIS (Adim)	0.01	0.03	0.018	0.019
MRA/ $\chi$ ( $10^2$ A/m)	1.1	4.5	2.5	2.6
$B_{cr}$ (mT)	27.5	90	44	47
$S_{300}$ (Adim)	0.72	1	0.91	0.89
HIRM (Adim)	0	0.26	0.04	0.05



**Figura 13.** Morfotipos de silicofitolíticos menores a 40 µm observados con microscopio óptico: a-d) Conos truncados provenientes de células cortas (Estrobilolita); e-i) Bilobados originados en células cortas en forma de pesa de gimnasia (Halteriolita); j-l) Globulares, esféricos equinados (Globulolita).

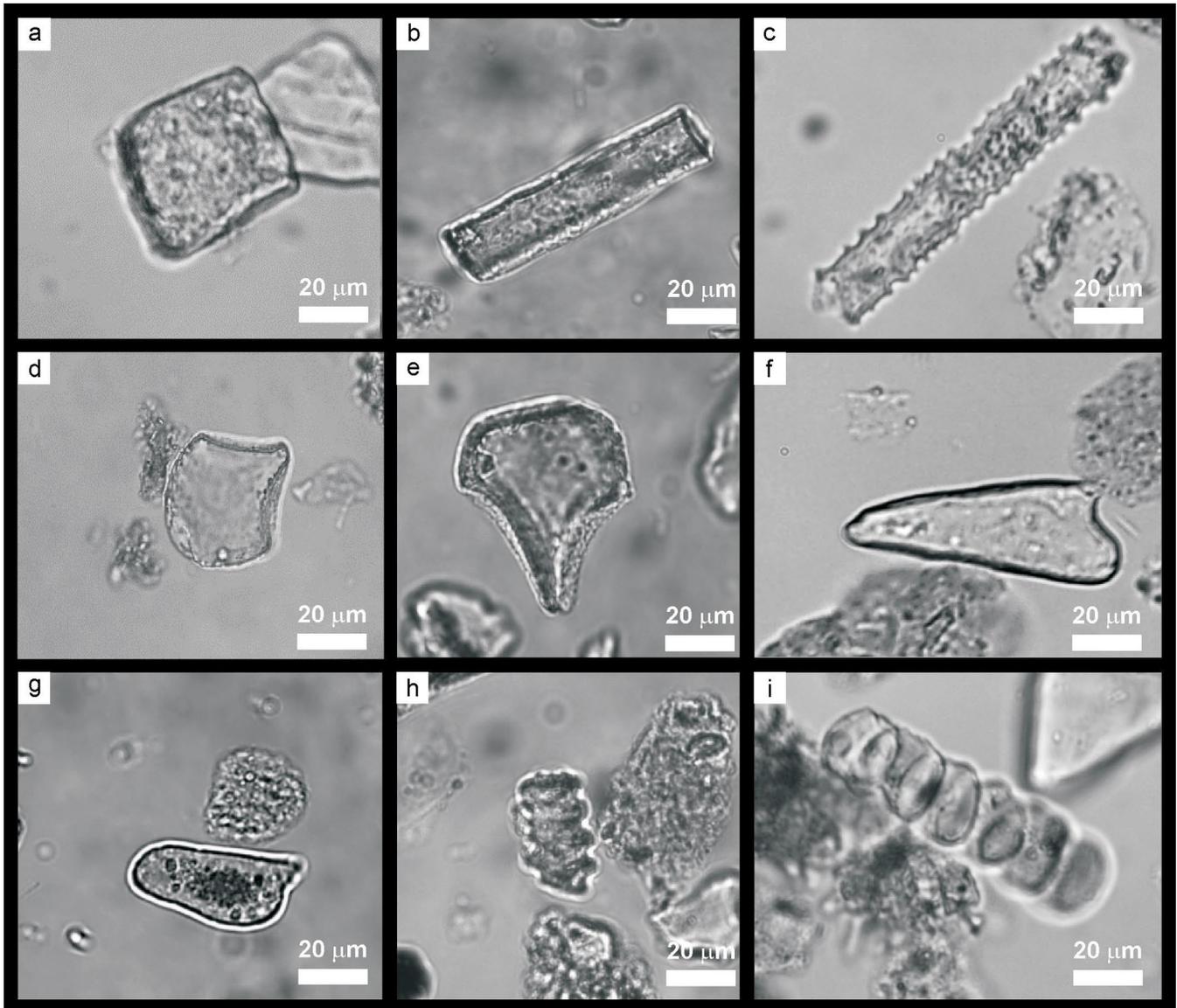
y MRIS ( $R \leq -0.40$ ), lo que demuestra que el comportamiento magnético de estos sedimentos es dominado por una fracción magnética más gruesa. Las muestras graficadas en el diagrama de Thompson y Oldfield (1986) indican que los granos ferrimagnéticos portadores de remanencia magnética tienen tamaños variables entre 4 y 16 µm (DPS) y se encuentran en proporciones inferiores a 0.1 % (Fig. 16).

Las relaciones  $MRA/\chi$ ,  $MRA/MRIS$  presentan el mismo comportamiento en profundidad; en la figura 8 sólo se grafica  $MRA/MRIS$  debido a cuestiones de espacio. Los picos de incremento a lo largo del perfil indican disminución del tamaño de grano de la fase ferrimagnética (mayor proporción de granos de magnetita dominio simple) en las unidades A, tope de C, D y H.

Los parámetros  $B_{cr}$ ,  $S_{300}$  y HIRM presentan alta correlación lineal entre sí ( $R$  entre 0.71 y 0.84). Sus valores, así como el diseño de las curvas de adquisición (Fig. 17a) y la ubicación de las muestras en el gráfico de Peters y Dekkers (2003) (Fig. 18), indican que la fase magnética dominante corresponde a especies ferrimagnéticas del tipo magnetita-titanomagnetita-maghemita, y que en los gleysoles (unidades C y F) y el tope del argilisol de la unidad A, se incrementa notablen-

te la abundancia relativa de minerales antiferromagnéticos como goethita y hematita (Fig. 15 y Fig. 17b).

**Paleomagnetismo:** El análisis paleomagnético permitió determinar la presencia de sedimentos con distinta polaridad magnética. La intensidad del MRN ( $J_0$ ) varía entre 0.44 y 89.6 mA/m (miliamperes/metro), pero sólo el 15 % de las muestras presentó intensidades superiores a 20 mA/m, siendo el valor de la mediana de 7.5 mA/m. La variación de  $J_0$  refleja cambios en la concentración de los minerales ferrimagnéticos del mismo modo que ocurre con  $\chi$ , MRIS y MRA. El proceso de desmagnetización por campos magnéticos alternos evidencia la presencia de muestras unicomponentes y bicomponentes; estas últimas caracterizadas por presentar una componente viscosa que es eliminada a campos bajos (inferiores a 10 mT), y otra primaria o magnetismo remanente característico (MRC) por encima de 10 mT de campo pico (Fig. 19). Los especímenes extraídos de la base y sector medio de la unidad F fueron descartados, ya que no fue posible aislar una componente con un MDA menor a 20°; esto es consistente con el predominio de granos SP en su fracción magnética. El comportamiento "blando" de algunas muestras que alcanzan el campo medio destructivo (CMD) entre 5 y 20 mT, y pierden



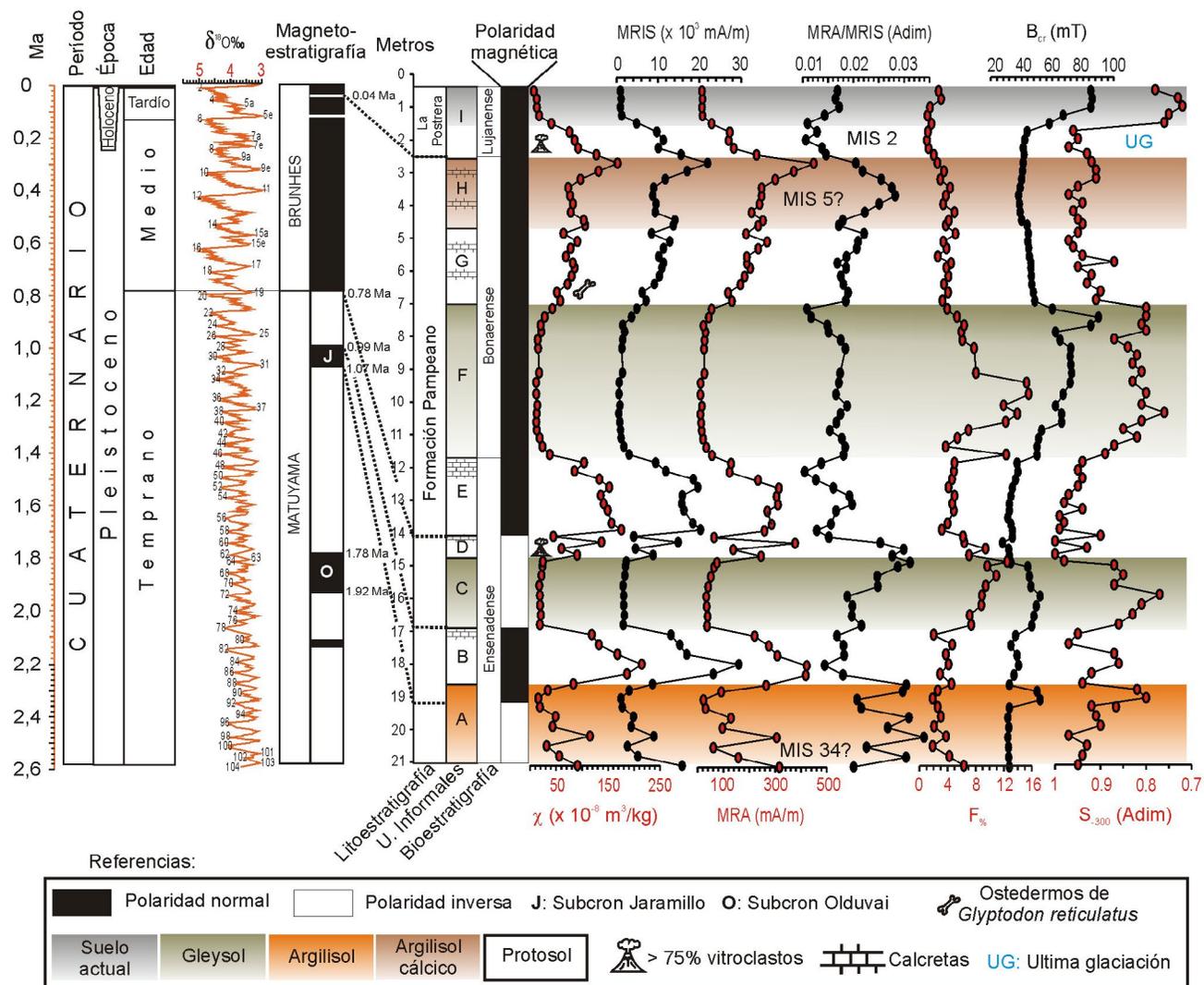
**Figura 14.** Morfotipos de silicofitolíticos mayores a 40 µm observados con microscopio óptico: a) Poliédrico; b) Elongado de bordes lisos (Prismatolita); c) Elongado de bordes ondulados (Prismatolita); d-e) Originados en células buliformes en forma de abanico o flabelformes (Flabellolita), f-g) Aciculares originados a partir de agujones (Aculeolita); h-i) elementos de conducción.

más del 90 % de su intensidad inicial alrededor de los 60 mT, se atribuye a la presencia de fases de baja coercitividad del tipo magnetita-titanomagnetita-maghemita. En algunos casos, la pérdida de J resulta gradual y en otros es abrupta; la primera se atribuye a la presencia de granos dominio pseudo-simple (DPS) y la segunda a granos multi-dominio (MD). El comportamiento “duro” de muestras que conservan más del 20 % de su intensidad inicial a campos altos, se asigna a una fase antiferromagnética del tipo hematita y/o goethita, lo cual es consistente con los valores de  $B_{cr}$ ,  $S_{300}$  y HIRM indicados anteriormente. Las direcciones medias de declinación (D) e inclinación (I) del MRC se indican en el Cuadro 3; éstas fueron determinadas para valores de k mayores a 15,  $\alpha$ -95 menores a 15 y MDA menores a 20°.

## ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Procedencia y mecanismos de transporte

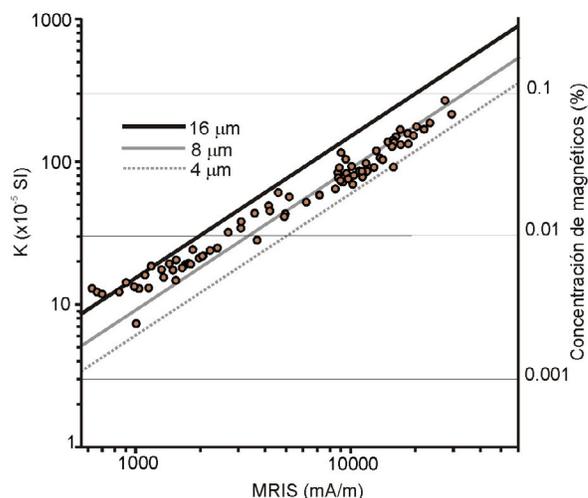
En coincidencia con lo hallado por otros autores que han estudiado el loess pampeano en la provincia de Buenos Aires (Teruggi et al. 1957, Tonni et al. 1999, Bidegain et al. 2001, 2002, Morrás 2003, 2020b, Etchichury y Tófaló 2004), en las fracciones arena y limo grueso de los sedimentos estudiados, predominan los componentes volcánico-clásticos y piroclásticos procedentes del sector andino y el norte de la Patagonia extraandina; otras áreas de aporte de menor importancia se encontrarían en la Cuenca del Paraná y el Cratón de Brasilia. Estos resultados contrastan con los obtenidos en el partido



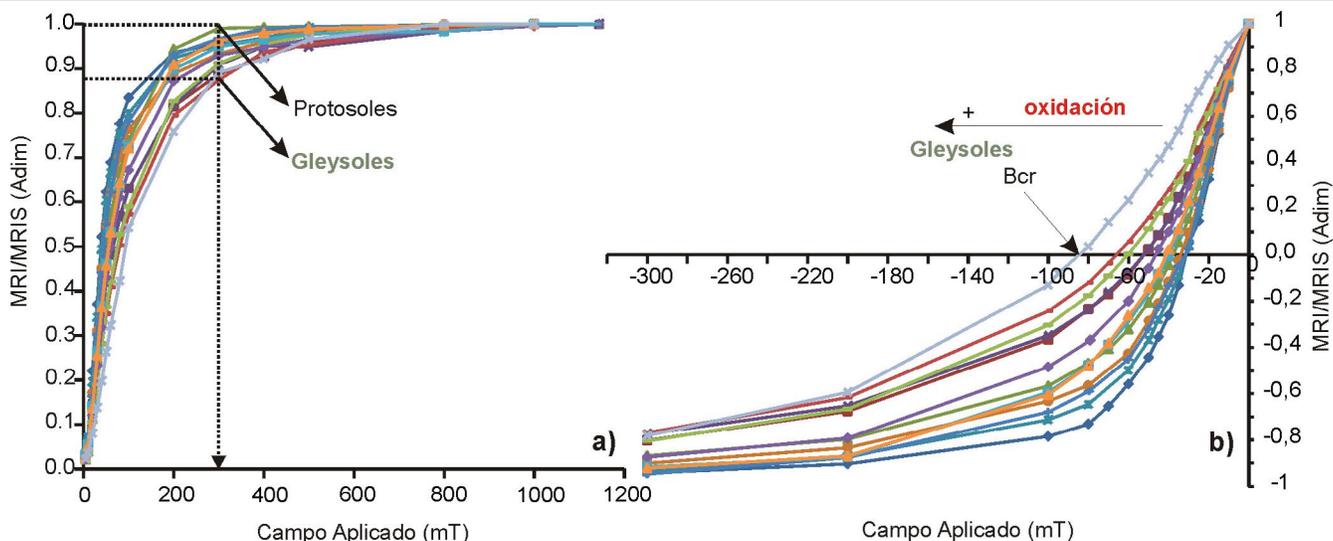
**Figura 15.** Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos del perfil geológico de la cantera de Coronel Brandsen. Las curvas de susceptibilidad magnética ( $\chi$ ), magnetismo remanente isotermal de saturación (MRIS) y magnetismo remanente anhístico (MRA) evidencian cambios en la concentración de minerales ferromagnéticos como las titanomagnetitas. Los parámetros MRA/MRIS y la susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $F\%$ ) denotan variaciones en el tamaño de los granos ferromagnéticos.

de La Plata por Blasi et al. (2001), quienes señalan un aporte mixto (volcánico, granítico y metamórfico), pero con predominio de componentes granítico-metamórficos.

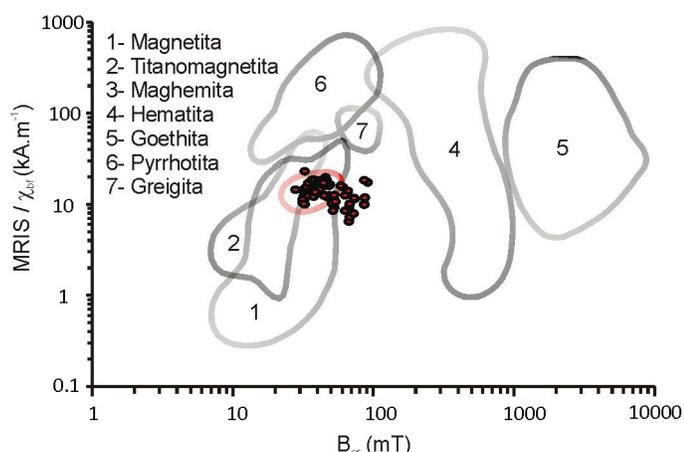
El análisis textural de las muestras evidencia que los clastos habrían sido transportados por el viento en suspensión y en menor medida por saltación (Pye 1987), sin embargo, la presencia de estratificación o laminación fina en algunas unidades, denota la acción del agua en etapas posteriores. Al igual que en los depósitos loésicos de la ciudad de La Plata (Tonni et al. 1999, Bidegain et al. 2001, 2002, Bidegain y Rico 2004) y de algunas localidades de Entre Ríos (Kröhling 1999), la fracción limo es predominante en el perfil estudiado. Esto contrasta con el predominio de la fracción arena muy fina determinado en los depósitos loésicos del sur y el oeste de la provincia de Buenos Aires (Zárate y Blasi 1991, Rico 2018) y es consistente con el gradiente granulométrico S-N y



**Figura 16.** Muestras graficadas en el diagrama de Thompson y Oldfield (1986). Se aprecia que la fracción ferrimagnética presenta tamaños variables entre 4 y 16  $\mu\text{m}$  en proporciones inferiores a 0.1 %.



**Figura 17.** Gráficos que muestran las curvas de adquisición magnética desde 5 a 1180 mT (militeslas) (a) y de Campo Inverso hasta -300 mT (b).



**Figura 18.** Las muestras graficadas en el diagrama de Peters y Dekkers (2003) indican que la fracción magnética predominante está compuesta por granos de magnetita, titanomagnetita y maghemita. En abscisas se representan los valores de  $B_{cr}$  (coercitividad de la remanencia expresada en militeslas) y en ordenadas la relación entre MRIS (magnetismo remanente isotermal de saturación) y  $\chi_{bf}$  (susceptibilidad magnética en baja frecuencia).

O-E indicado por otros autores para el loess de la región Chaco-Pampeana (Sayago et al. 2001, Bidegain et al. 2009).

### Lluvia de cenizas volcánicas

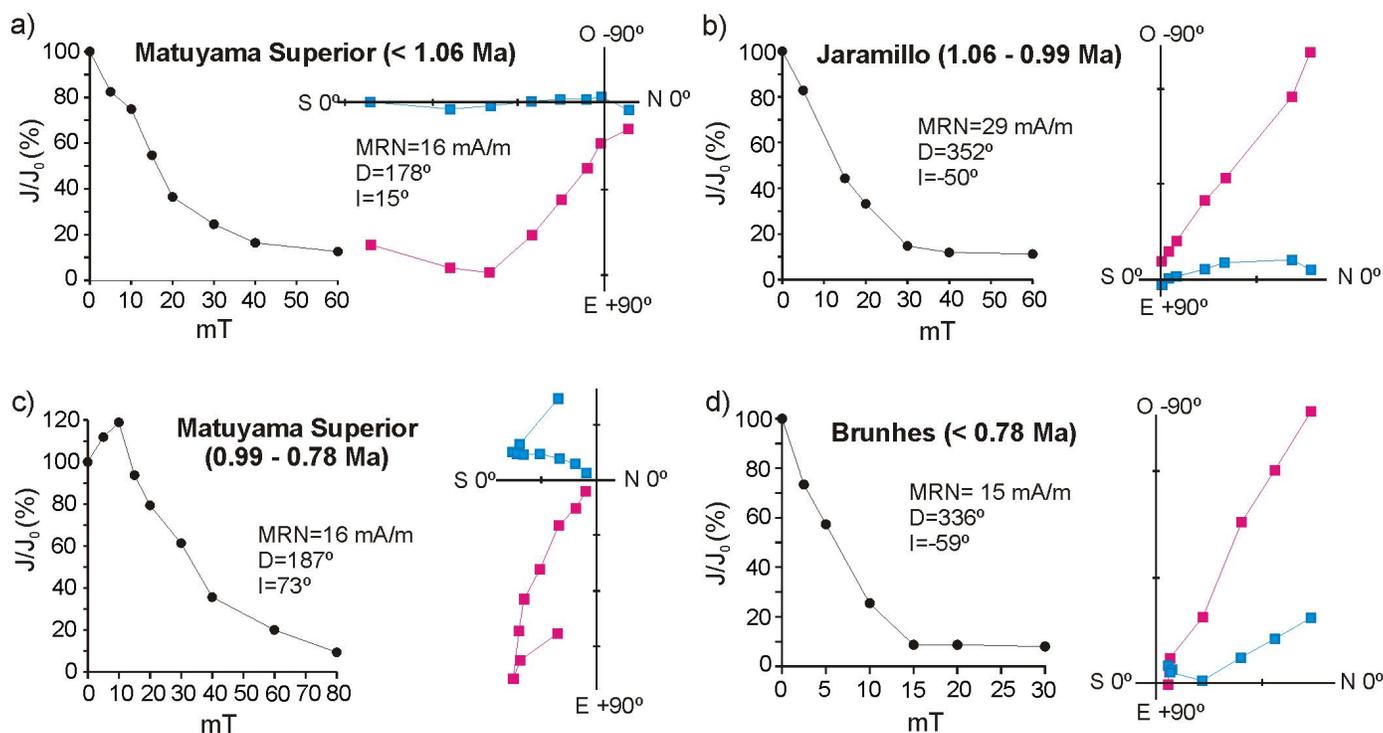
La presencia de niveles de ceniza volcánica es frecuente en las sucesiones loésicas de Argentina (González Bonorino 1965, Teruggi e Imbellone 1987, Tonni et al. 1999, Gentile y Ribot 2001, Zárate y Orgeira 2007). El contenido de vidrio volcánico fresco y anguloso evidencia el aporte directo de lluvias de cenizas desde el sector cordillerano. Una importante fuente de cenizas se encontraría en la Depresión de los Huarpes ubicada en el norte de la Provincia Basáltica Payenia (Polanski 1954) entre los 33° 40' S y 38° S, al oeste de la zona de

estudio, donde se consignan numerosos conos piroclásticos del Pleistoceno y el Holoceno (Cortés y Sruga 1998, Folguera et al. 2009 en Llambías et al. 2010). De acuerdo con los resultados obtenidos en este y otros estudios realizados en la Pampa Ondulada, la intensidad de los eventos piroclásticos durante el Cuaternario habría sido mayor en dos oportunidades; evidencia de ello es la presencia de dos niveles que presentan mayores proporciones de vidrio volcánico que el resto de las unidades. Uno se registra en la Formación La Postrera, y el otro en la Formación Pampeano; en esta última, por encima de un episodio de erosión fluvial que se registra en el tope del Gleysol de polaridad inversa, a menos de 1

**Cuadro 3.** Magnetismo remanente natural (MRN), intensidad del MRN ( $J_0$ ), magnetismo remanente característico (MRC), número de especímenes (n), parámetro de precisión (k), parámetro de confianza ( $\alpha-95$ ), y ángulo de desviación media (MDA en inglés).

Unidad	PALEOMAGNETISMO						
	MRN	MRC		n	k	$\alpha-95$	MDA Promedio
	$J_0$ Promedio (mA/m)	Declinación media	Inclinación media				
I	18.5	15°	-55°	6	29	4.8	6.5°
H	20.2	22°	-58°	8	54	2.6	8.0°
G	13.3	27°	-51°	10	23	6.2	9.0°
F	3.6	*40°	*-53°	*5	*209	*0.6	*5.4°
E	11.0	345°	-58°	6	23	6.3	6.0°
D	7.6						
C	1.2	172°	46°	8	29	5.0	12.0°
B	49.5	343°	-59°	5	34	4.2	8.5°
A	8.8	180°	48°	5	255	0.5	16.0°

\* Valores correspondientes sólo al techo de la unidad F; en el resto de la unidad no fue posible aislar una componente de magnetización remanente con valores de MDA inferiores a 20°.



**Figura 19.** Comportamiento de las muestras paleomagnéticas frente a la aplicación de campos magnéticos alternos crecientes. Muestras de polaridad inversa bicomponentes (a, c) y de polaridad normal unicomponentes (b, d). MRN: Magnetismo Remanente Natural, D: declinación del magnetismo remanente característico (MRC), I: inclinación del MRC,  $J/J_0$ : porcentaje de intensidad que conserva la muestra luego de cada paso de desmagnetización.

m por debajo del cambio de polaridad Matuyama/Brunhes. Estos dos niveles (unidades D e I) se correlacionarían con las secciones basales de las unidades Pu-4 y Pu-1 definidas por Blasi et al. (2001) en el perfil de la cantera de Gorina de La Plata ( $34^\circ 54' 8.75'' S - 58^\circ 1' 55.37'' O$ ), mientras que, en una cantera del Barrio Aeropuerto de la misma ciudad ( $34^\circ 57' S - 57^\circ 53' O$ ), un nivel de cenizas hallado recientemente por el Dr. Fucks por encima del paleosuelo de polaridad inversa determinado por Bidegain y Rico (2004) y Rico et al. (2019), se correlacionaría con el nivel tobaceo (unidad D) registrado en la Formación Pampeano.

### La fracción arcilla del loess pampeano

La composición de la fracción arcilla es constante a lo largo de todo el perfil expuesto en la cantera de Coronel Brandsen. En esta fracción predominan los interestratificados de illita-esmectitas, tal como ocurre en otros paleosuelos de la región (Camilión 1993). Teniendo en cuenta a Retallack (2001), se interpreta que la presencia de estos argilominerales estaría indicando un clima templado-húmedo a subhúmedo, con estacionalidad marcada en las precipitaciones. A diferencia de lo indicado por Gonzáles Bonorino (1965) para la "zona superior" de la Formación Pampeano, y por Camilión (1993) para los depósitos de loess primario, no se registra

predominio de illita sobre esmectita en ningún caso. Algunos autores consideran que las esmectitas presentes en los suelos pampeanos se habrían formado durante la pedogénesis a partir de la alteración de las trizas vítreas (Iturri y Buschiazzo 2014, Iturri et al. 2020) y otros, que las diferencias mineralógicas entre suelos illíticos y esmectíticos de la Pampa Ondulada están dadas por la distinta composición de los materiales parentales (Morrás y Moretti 2016). Teniendo en cuenta que la proporción de arcilla iluviada en suelos actuales resulta escasa (Soil Survey Staff 1960 en Imbellone et al. 2010), podría interpretarse que el incremento de la fracción arcilla en los niveles más pedogenizados no sólo es de origen pedogenético, sino también sedimentario (arcillas detríticas). Durante los períodos de menor intensidad eólica, mayor temperatura y humedad (períodos interglaciales), los materiales transportados por el viento habrían sido más finos (material parental de los suelos), al mismo tiempo que los procesos pedológicos habrían favorecido el proceso de argiluvación.

### Los pastizales de la Pampa Ondulada

El perfil estudiado contiene abundantes silicofitolitos, al igual que otros perfiles de la Región Pampeana (Osterrieth et al. 2016). En contraposición a lo observado por Borrelli y Osterrieth (2001) en Argiudoles Típicos de la provincia de

Buenos Aires, los silicofitolitos de la zona de estudio no presentan signos de alteración, pues se encuentran preservadas estructuras vegetales muy delicadas. A lo largo de la sucesión sedimentaria, la asociación de silicofitolitos no presenta variaciones, en todas las unidades coexisten morfotipos correspondientes a gramíneas C3 y C4 que son acompañadas por cantidades menores de frústulos de diatomeas, quistes de crisotomatáceas, espículas de espongiarios y en un solo caso por componentes correspondientes a palmeras. Esto evidencia la existencia de un ambiente abierto/semiabierto de tipo pradera o estepa, semejante al actual, con cuerpos de agua de escasa profundidad (someros, posiblemente temporarios), cercanos a las márgenes de un sistema fluvial o lacustre, dominado por pastizales mesotérmicos (*sensu* Burkart 1975) que se desarrollaron bajo un clima templado/cálido, con una marcada alternancia entre períodos húmedos y secos (Morrás et al. 2007). Al mismo tiempo, su presencia en casi toda la columna estratigráfica, fortalece la propuesta de Blasi et al. (2001) sobre la continuidad de los procesos de formación de suelos a expensas del polvo eólico acumulado sobre el pastizal pampeano y que, si bien durante los períodos más fríos y secos la cubierta vegetal habría disminuido, ésta habría sobrevivido a los cambios climáticos del Cuaternario.

### El ritmo de la sedimentación y los procesos de pedogénesis

Las diferencias registradas en el grado de desarrollo pedogenético de los paleosuelos evidencian la ocurrencia de procesos de acreción formacional y de acreción regresiva. De acuerdo a Imbellone et al. (2010), la acreción formacional (*“developmental upbuilding”*) consiste en la incorporación de materiales alóctonos sobre la superficie del suelo a un ritmo suficientemente lento como para que la pedogénesis no se interrumpa durante largos períodos de tiempo, dando lugar a la formación de suelos cumúlicos con buen grado de desarrollo (unidades A, C, F y H). Por el contrario, la acreción regresiva (*“retardant upbuilding”*) consiste en la incorporación rápida de materiales al suelo, de manera que los procesos pedológicos no pueden ser asimilados al perfil, originando suelos menos desarrollados (unidades B, D, E, G, I). Si bien se registran superficies de truncamiento (erosión), el proceso de formación de suelos habría sido continuo como se indicó anteriormente, por tal motivo, en el sentido Kemp y Zárate (2000), el perfil estudiado es considerado una sucesión pedo-sedimentaria, en la cual los procesos pedológicos mejor representados son la argiluvación, el hidromorfismo, la bioturbación y la precipitación de carbonato de calcio; no se registran rasgos vérticos como los indicados por Mack et al. (1993) y por Imbellone et al. (2010) para Vertisoles (contenidos de arcilla iguales o

superiores a 30 %, presencia de planos de fricción o *slickensides*, agregados cuneiformes y grietas de más de 1 cm de ancho).

El patrón de comportamiento magnético es coincidente con el modelo de “Los Fuertes Vientos modificado por Pedogénesis” indicado por Bidegain y Rico (2004) al estudiar una sucesión de loess/paleosuelos de la ciudad de La Plata. Las variaciones registradas en la concentración y el tamaño de los minerales ferrimagnéticos reflejan cambios en la competencia del principal agente de transporte que es el viento y en la intensidad de los procesos pedológicos. Durante los períodos más fríos y secos del Cuaternario (períodos glaciales), los fuertes vientos del oeste y suroeste habrían transportado importantes volúmenes de sedimentos con elevadas proporciones de minerales pesados como las titanomagnetitas, dando lugar a suelos menos desarrollados y fuertemente magnéticos. Por el contrario, durante los períodos de clima templado/cálido y húmedo, el aporte eólico habría disminuido significativamente, dando lugar a materiales parentales más finos y menos magnéticos que los formados en períodos glaciales, al mismo tiempo que la pedogénesis habría provocado (entre otros fenómenos) la alteración de las titanomagnetitas detríticas.

En los gleysoles, el hidromorfismo habría actuado sobre la fracción magnética produciendo la reducción de su tamaño de grano, en algunos casos hasta producir su completa transformación química a otro mineral (posiblemente goethita). En estos paleosuelos se registran los contenidos más altos y más bajos de magnetita ultrafina ( $< 0.030 \mu\text{m}$ ) del perfil (ver valores de  $F_{\%}$  en la Fig. 15); en el primer caso, el hidromorfismo habría producido la reducción del tamaño de las titanomagnetitas, pero en el segundo caso, la alteración habría sido tan intensa que éstas se habrían transformado por completo (Bidegain y Rico 2004, Bidegain et al. 2009). La presencia de goethita inferida a través de los valores de  $B_{cr}$  y  $S_{-300}$ , podría estar asociada a la alteración de la magnetita (Orgeira et al. 1998, 2002, Bidegain et al. 2002, Bartel et al. 2005, Ma et al. 2013). Las imágenes obtenidas por microscopía de barrido electrónico evidencian la alteración de granos de titanomagnetitas en estos paleosuelos (Fig. 9). En la Formación Buenos Aires y en horizontes A, AB y  $B_t$  de suelos actuales de la provincia de Buenos Aires, la presencia de goethita ha sido relacionada a ciclos climáticos húmedos con períodos de desecación corta (Orgeira et al. 1998, 2002, 2008, Bidegain et al. 2002, Bartel et al. 2005). Su falta de detección a través de la técnica de difracción de rayos x, se debería a su bajo grado de cristalinidad. En una primera instancia, las titanomagnetitas detríticas se habrían oxidado superficialmente a maghemita (Buggle et al. 2014, Wacha et al. 2018) provocan-

do el "agrietamiento" de las caras de los cristales (Fig. 9b). En un estado más avanzado de alteración, el agua y los ácidos húmicos habrían favorecido la disolución química del mineral (Bidegain et al. 2001 y Orgeira et al. 2002) a través de las microgrietas (Fig. 9c), dando lugar a la reducción del tamaño de los granos detríticos (incremento de granos magnéticos finos y ultrafinos) y a la formación de goethita.

El Argilisol de la base del perfil (unidad A) también presenta bajas concentraciones de magnetita, sin embargo, a diferencia de los Gleysoles, los granos SP son escasos y la precipitación de antiferromagnéticos también; estos últimos sólo se incrementan en el tope de la unidad. Los estudios realizados por Bartel et al. (2005) en suelos actuales, indican que estas diferencias no estarían dadas por condiciones climáticas distintas sino por la posición topográfica. En éste sentido, los Gleysoles del perfil estudiado (unidades C y F) son interpretados como paleosuelos intrazonales que se habrían formado en las zonas deprimidas del paisaje, donde el drenaje resultó ser deficiente, mientras que el Argilisol de la base del perfil (unidad A) se interpreta como un paleosuelo zonal formado en las zonas elevadas del paisaje (lomadas), donde el drenaje fue moderado.

En la unidad H, interpretada como un Argilisol cálcico, la abundancia de precipitaciones de carbonato de calcio evidencia condiciones de semiaridez, en un ambiente de llanura con escaso aporte clástico y cubierto por vegetación (de acuerdo a Alonso-Zarza 2003). Las rizoconcreciones carbonáticas denotan una importante actividad de sistemas de raíces verticales, la presencia de micro-filamentos carbonáticos evidencian la actividad de hongos, y las esferulitas fibroradiadas, la actividad de cianobacterias que viven en la interfaz calcreta-atmósfera (Alonso-Zarza 2003). El incremento de granos de magnetita fina en esta unidad (aumento de la relación MRA/MRIS) podría relacionarse en parte, con la formación de estos carbonatos, pues Maher (1998) interpreta que los cambios intermitentes de humedad y sequía en suelos bien drenados favorece la neoformación de magnetita dominio simple (DS). Asimismo, Rico (2018) señala el incremento de granos de magnetita fina en algunos niveles carbonáticos del sureste de la provincia de Buenos Aires (zona de acantilados marinos).

Las calcretas laminares desarrolladas en el tope de la unidad E clasificada como un Protosol cálcico, también habrían evolucionado bajo condiciones de clima semiárido, sin embargo, su morfología evidencia un origen relacionado con la actividad de sistemas de raíces horizontales (Wright 1994) en respuesta a un nivel freático cercano a la superficie (Alonso-Zarza 2003).

## Correlación tentativa con los estadios de isótopos marinos (MIS)

Los análisis paleomagnéticos permitieron determinar la presencia de sedimentos con distinta polaridad magnética. Teniendo en cuenta la edad de las arenas fluviales de la Formación Puelches (Plio-Pleistocena) que infrayacen a los sedimentos pampeanos en la zona de estudio (Auge et al. 2002), el contenido de fauna bonaerense en la sección media del perfil (osteodermos de *Glyptodon reticulatus*) y el marco magnetoestratigráfico de la región (Rico 2018 y trabajos allí citados), los registros de polaridad normal se asignan al Cron Brunhes (< 0.78 Ma) y al subcron Jaramillo (1.07 - 0.99 Ma), y los de polaridad inversa al Cron Matuyama Medio-Superior (1.78 - 0.78 Ma). Asimismo, teniendo en cuenta que el Cron Matuyama Medio no se encuentra totalmente representado y el subcron Jaramillo se ubica cerca de la base de la cantera, se propone una edad aproximada de 1.1 Ma para los depósitos más antiguos de este perfil.

Rabassa et al. (2005) determinaron que la Gran Glaciación Patagónica (GGP) tuvo lugar a finales del Pleistoceno Temprano, entre 1.168 y 1.016 Ma (MIS 30-34), y a partir de entonces ocurrieron entre 14 y 16 eventos climáticos fríos (glaciales) que alternaron con otros eventos cálidos (interglaciales). En el perfil estudiado se encuentran representados 5 eventos fríos y 4 templados/cálidos. Teniendo en cuenta la magnetoestratigrafía determinada, la base del perfil se correlacionaría con los MIS 34, 33 o 32. Considerando que el tope de la unidad A y toda la unidad B se depositaron durante el subcron de polaridad normal Jaramillo (1.07 - 0.99 Ma) estos se habrían formado en algún momento, entre el MIS 31 y el MIS 28. De esta manera, las unidades A y B podrían correlacionarse en parte, con la Gran Glaciación Patagónica. Las unidades C y D de polaridad inversa asignadas al Cron Matuyama Superior (0.99 - 0.78 Ma) se correlacionarían con alguno de los eventos ocurridos entre el MIS 27 y el MIS 19. Por su parte, ya con más certezas, la unidad H podría correlacionarse con el MIS 5, pues en la provincia de Buenos Aires, Kemp et al. (2006) proponen una edad OSL (en inglés *Optical Stimulated Luminescence*) comprendida entre  $114.300 \pm 7.200$  años y  $55.200 \pm 9200$  años, para un pedocomplejo descrito en la localidad de Baradero (a 200 km al noroeste de la zona de estudio) entre los 2.5 y 5 m de profundidad, de características semejantes esta unidad. Si esto es correcto, también se correlacionaría con la sucesión de paleosuelos soldados de la localidad de Zárate (135 km al noroeste de la zona de estudio), que Tófaló et al. (2011) asignaron al interglacial MIS 5 (más seco que el actual y fuertemente estacional), y con los sedimentos de las canteras de La Plata que

se encuentran inmediatamente por debajo de la Formación La Postrera o Post-Pampeano (Bidegain et al. 2001, 2005, Blasi et al. 2001, Bidegain y Rico 2004, Rico et al. 2019). El interstadial MIS 3 no estaría representado en esta sucesión; según Zárate et al. (2009) este evento climático está frecuentemente ausente en la región debido a un episodio erosivo ocurrido antes de los 29 ka, que coincidiría con el contacto erosivo que separa a las unidades H e I del perfil estudiado. La unidad I se habría depositado durante el MIS 2. El resto de las unidades (E, F y G) depositadas durante el Cron Brunhes (< 0.78 Ma) se correlacionarían con alguno de los eventos climáticos ocurridos entre el MIS 18 y el MIS 4. La posibilidad de acceder a financiamiento económico para obtener dataciones numéricas permitirá ajustar esta interpretación.

## CONCLUSIONES

El perfil estudiado constituye una sucesión pedo-sedimentaria integrada por Gleysoles, Argilisoles y Protosoles. Los procesos pedológicos mejor representados son la argiluvación, el hidromorfismo, la bioturbación y la precipitación de carbonato de calcio. Los componentes detríticos que constituyen el material original de estos paleosuelos provienen principalmente del sector andino y el norte de la Patagonia; en éstos, la fracción limo es predominante, por lo que se interpreta que el viento ha sido el principal agente de transporte. La fracción arcilla está compuesta principalmente por interestratificados de illita-esmectitas que evidencian una marcada estacionalidad en las precipitaciones (alternancia de condiciones de sequía y humedad).

La evolución de esta sucesión ocurrió durante el Cron Brunhes (< 0.78 Ma), una parte del Cron Matuyama Medio a Superior (1.78 - 0.78 Ma) y el Subcron Jaramillo (1.07 - 0.99 Ma), lo que permite correlacionarla con los últimos dos subciclos de la sedimentación continental cenozoica (tercero y cuarto) propuestos por Zárate (2005), y acotarla temporalmente al intervalo finales del Pleistoceno Temprano – Holoceno.

Durante este intervalo de tiempo, el extremo oriental de la Pampa Ondulada recibió, entre otros componentes, el aporte directo de lluvias de cenizas volcánicas, sin embargo, en dos oportunidades, este habría sido mayor, lo que evidencia la ocurrencia de eventos piroclásticos de gran magnitud en el sector cordillerano, posiblemente ocurridos en la Payenia. Uno habría tenido lugar a finales del Pleistoceno Temprano (antes del cambio de polaridad Matuyama/Brunhes registrado en la Formación Pampeano), y el otro en el Pleistoceno Tardío (durante la depositación de la Formación La Postrera).

La presencia de abundantes silicofitolitos correspondientes a gramíneas C3 y C4 en los sedimentos estudiados evidencian un paisaje semejante al actual, caracterizado por un ambiente abierto/semiabierto de tipo pradera o estepa, dominado por pastizales mesotérmicos, con cuerpos agua de escasa profundidad, cercanos a las márgenes de un sistema fluvial.

El patrón de comportamiento magnético es coincidente con el modelo de “Los Fuertes Vientos modificado por Pedogénesis” propuesto por Bidegain y Rico (2004). Las variaciones en la concentración, tamaño y mineralogía de la fracción magnética se relacionan con cambios climáticos y ambientales.

En los Protosoles desarrollados bajo condiciones de clima semiárido, la pedogénesis no habría alterado la fracción magnética detrítica.

Las bajas concentraciones de titanomagnetitas que se registran en los Gleysoles y algunos Argilisoles no sólo son el producto de su alteración “*in situ*” durante la pedogénesis, sino que también son debidas a la presencia de materiales originales más finos y menos magnéticos. Los procesos de oxidación superficial y disolución química que afectaron a los granos magnéticos han sido más intensos en los gleysoles. Estos últimos corresponden a suelos intrazonales desarrollados bajo condiciones de drenaje deficiente en las zonas deprimidas del paisaje, donde el hidromorfismo favoreció la alteración de los granos magnéticos, dando lugar a la reducción de su tamaño (aumento de la abundancia relativa de granos SP < 0.03  $\mu\text{m}$ ) y a la neoformación de antiferromagnéticos, posiblemente goethita. El origen bacteriano de los granos SP no ha sido comprobado en este trabajo, pero no se descarta.

La presencia de carbonato de calcio pedogenético y el concomitante incremento de granos de magnetita dominio simple (DS) en el paleosuelo soldado asignado al MIS 5, evidencian la alternancia de períodos húmedos y secos bajo condiciones de clima semiárido a subhúmedo.

## AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Claudia Susana Gogorza por permitirnos el uso de los equipos del laboratorio de Paleomagnetismo del CIFI-CEN-UNICEN de Tandil. Al Lic. Alejandro Ribot del LEMIT y a la Dra. Mabel Elena Lanfrancini del INREMI por facilitarnos el uso de los microscopios petrográficos. A la Dra. Adriana Blasi por el uso del equipo de difracción de rayos X de la División de Mineralogía del Museo de Ciencias Naturales de La Plata. Al Dr. Alfredo Eduardo Zurita por su colaboración en la identificación de un resto fósil. A la Dra. María Elena Canafoglia de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata y

al Ing. Juan Manuel Echarri de la Facultad de Ingeniería de la UNLP por facilitarnos el uso del microscopio de barrido electrónico del Laboratorio de Investigaciones de Metalurgia Física "Gregorio Cusminsky". A la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires y a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP por permitir llevar adelante esta investigación. A los revisores del trabajo por las valiosas sugerencias y comentarios.

## REFERENCIAS

- Aguirre, E. y Pasini, Q. 1985. The Pliocene - Pleistocene Boundary. *Episodes* 8: 116-120.
- Alonso-Zarza, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60: 261-298.
- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales Museo Nacional de Buenos Aires, Serie 3a X*: 843-428.
- Anderson, N.J. y Rippey, B. 1988. Diagenesis of magnetic minerals in the recent sediments of a eutrophic lake, *Limnol. Oceanogr.* 33 (6, part 2): 1476-1492.
- Auge, M., Hernández, M. y Hernández L. 2002. Actualización del conocimiento del Acuífero semiconfinado Puelche en la Provincia de Buenos Aires, Argentina. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress. *Actas*: 629-633. Mar del Plata, Argentina.
- Bartel, A.A., Bidegain, J.C. y Sinito, A.M. 2005. Propiedades magnéticas de diferentes suelos del partido de La Plata, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 591-598.
- Bartel, A.A., Bidegain, J.C. y Sinito, A.M. 2011. Magnetic parameter analysis of a climosequence of soils in the Southern Pampean Region, Argentina. *Geofísica Internacional* 50 (1): 9-22.
- Bartington Instruments Ltd. 1994. Operation manual. Environmental magnetic susceptibility- Using the Bartington MS2 system. Chi Publishing, 54 p. UK.
- Baumgart, P., Hambach, U., Meszner, S. y Faust, D. 2013. An environmental magnetic fingerprint of periglacial loess: records of Late Pleistocene loess-palaeosol sequences from Eastern Germany. *Quaternary International* 296: 82-93.
- Begét, J.E. y Hawkins, D.B. 1989. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposits in Central Alaska. *Nature* 337: 151-153.
- Beilinson, E. 2011. Estratigrafía secuencial de alta resolución y análisis arquitectural de cuerpos en sistemas fluviales de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Barrancas de Miramar a Mar del Plata. Tesis doctoral 1142, Universidad de La Plata (inédita), 320 p., La Plata.
- Bertoldi de Pomar, H. 1975. Los silicofitolitos: Sinopsis de su conocimiento. *Darwiniana* 19: 173- 206.
- Bidegain, J.C. 1998. New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernández-Gorina Quarries, north-west of the city of La Plata, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 11(12): 207-229.
- Bidegain, J.C. y Rico, Y. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 451-461.
- Bidegain, J.C., Van Velzen A.J. y Rico, Y. 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico Tardío en la Cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (4): 503-516.
- Bidegain, J.C., Pittori, C., Cortelezzi, C. y Rico, Y. 2002. Estudio paleomagnético y paleontológico en sedimentos loessoides del Pleistoceno-Holoceno en el "Estadio Ciudad de La Plata", provincia de Buenos Aires. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 404-414.
- Bidegain, J.C., Evans, M.E. y Van Velzen, A.J. 2005. A magnetoclimatological investigation of Pampean Loess, Argentina. *Geophysical Journal International* 160: 55-62.
- Bidegain, J.C., Rico Y., Bartel, A., Chaparro, M.A.E. y Jurado S.S. 2009. Magnetic parameters reflecting pedogenesis in Pleistocene Loess deposits of Argentina. *Quaternary International* 209: 175-186.
- Blasi, A M., Zárate, M.A. y Kemp, R.A. 2001. Sedimentación y pedogénesis cuaternaria en el noreste de la pampa bonaerense: la localidad Gorina como caso de estudio. *Asociación Argentina de Sedimentología* 8 (1): 77-92.
- Borrelli, N. y Osterrieth, M. 2001. Contenido de silicofitolitos y su posible rol en el ciclo biogeoquímico de la sílice en Argiudoles típicos de Laguna de Los Padres, Buenos Aires, Argentina. IIº Encuentro de Investigaciones Fitofíticas del Cono Sur, Mar del Plata. *Actas de resúmenes, versión electrónica, Fitofíticas (GEFACS)* 4: 5.
- Bradák, B., Seto, Y., Stevens, T., Újvari, G., Fehérf, K. y Koltringer, C. 2021. Magnetic susceptibility in the European Loess Belt: New and existing models of magnetic enhancement in loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 569: 1-18.
- Buggle, B., Hambach, U., Müller, K., Zoller, L., Markovic, S.B. y Glaser, B. 2014. Iron mineralogical proxies and Quaternary climate change in SEEuropean loess-paleosol sequences. *Catena* 117: 4-22.
- Buol, S.W., 2006. Pedogenic processes and pathways of horizon differentiation. En: *Soils: basic concepts and future challenges*. Certini, G., Scalenghe, R. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK: 11-21.
- Burkart, A. 1975. Evolution of grasses and grasslands in South America. *Taxon* 24 (1): 53 -66.
- Cabrera, A.L. 1971. Fitogeografía de la República Argentina. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 14:1-42.
- Cabrera, A.L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. *Enciclopedia*

- Argentina de Agricultura y Jardinería, 2da Edición. Tomo II. Fase1 ACME, Buenos Aires, 85 p.
- Camilión, MC. 1993. Clay mineral composition of pampean loess (Argentina). *Quaternary International* 1: 27-31.
- Chlachula, J., Evans, M.E. y Rutter, N.W. 1998. A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/palaeosol record in Siberia. *Geophysical Journal International* 132: 128-132.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico Superior de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. En: de Barrio, R.E. Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (edit.): *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVIº Congreso Geológico Argentino*. La Plata, 2005, Cap. XI: 183-200.
- Cita, M.B., Gibbard, P.L., Head, M.J. y la ICS Subcommission on Quaternary Stratigraphy 2012. Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleistocene Series, Quaternary System). *Episodes* 35: 388-397.
- Cortés, C. H. y Sruoga, P. 1998. Zonas de fracturas cuaternarias y volcanismo asociado en el piedemonte de la Cordillera Frontal (34°30'LS), Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 116-121, Buenos Aires.
- Craine, M. J., Wolkovich, E. M., Towne, E. G. y Kembel, S. W. 2011. Flowering phenology as a functional trait in a tallgrass prairie. *New Phytologist* 193: 673-682.
- Duchaufour, P. H. 1977. *Pedogenese et classification*. Masson, Paris, 477 p.
- Dunlop, D.J. 1973. Superparamagnetic and single-domain threshold sizes in magnetite. *Journal Geophysical Research*. 78: 1780-1793.
- Erra, G., Zucol, A.F. y Kröhlhing, D.M. 2011. Análisis fitolítico de la Formación Tezanos Pinto (loess del Pleistoceno Tardío– Holoceno Temprano) en el sector noroeste de su área de distribución en la provincia de Entre Ríos (Argentina). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28: 298-312.
- Etchichury, M.C. y Tófaló, R. 2004. Mineralogía de arenas y limos en suelos, sedimentos fluviales y eólicos actuales del sector austral de la cuenca Chacoparanense. Regionalización y áreas de aporte *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (2): 317-329.
- Evans, M.E. y Heller, F. 2003. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. International Geophysics Series 86, Academic Press, 299 p.
- Fernández Honaine, M., De Rito, M. y Osterieth, M. 2018. Análisis de los silicofitolitos presentes en especies de las familias Cannabaceae, Moraceae y Urticaceae del SE bonaerense y estudio comparativo de losistolitos. *Bol. Soc. Argent. Bot.* 53 (2): 227-237.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, JM Cobo y Monasterio (Pcia de Buenos Aires). Vº Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R. 1975. Geología superficial de la Llanura bonaerense. En: *Geología de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio VI Congreso Geológico Argentino*: 103-138. Buenos Aires.
- Fisher, R. A. 1953. Dispersion on a sphere. *Philos. Trans. R. Soc. London Serie A* 217: 295-305.
- Folk, R.L. 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology* 62 (4): 344-359.
- Folguera, A. y Zárata, M.A. 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extra-andino de Argentina central. *Revista de la asociación Geológica Argentina* 64 (4): 692-712.
- Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y, Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V. A. 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35° 30' S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 169-185.
- Francia, A., Zurita, A. E. y Carlini, A. 2015. How Marine Isotope Stage 3 (MIS3) is reflected in northern Mesopotamia faunal assemblage of Argentina: The *Xenarthra Cingulata* case. *Quaternary International* 377: 126-139.
- Frechen, M., Seifert, B., Sanabria, J. y Argüello, G.L. 2009. Chronology of Late Pleistocene Pampa loess from the Córdoba area in Argentina. *Journal of Quaternary Sciences* 24 (7): 761-772.
- Frenguelli, J. 1928. Observaciones geológicas en la región costera sur de la Provincia de Buenos Aires, en *Anales de la Facultad de Ciencias de la Educación II*: 1-145. Paraná.
- Frenguelli, J. 1955. Loess y limos Pampeanos. *Univ. Nac. de La Plata. Fac. de Cs. Nat y Museo de La Plata. Serie Técnica y Didáctica N° 7*. La Plata.
- Fucks, E. y Deschamps, C.M. 2008. Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 326-343.
- Fucks, E.E., Pisano, F., Carbonari, J. y Huarte, R. 2012. Aspectos geomorfológicos del sector medio e inferior de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25 (1-2): 107-118.
- Fucks, E.E., Pisano, M.F., Huarte, R.A., Di Lello, C.V., Mari, F. y Carbonari, J.E. 2015. Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires Province: Lithology, Chronology and Paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences* 60: 129-139.
- Gentile, O. y Ribot, A. 2001. Niveles de tefras en sedimentos continentales del Pleistoceno Tardío-Holoceno (Provincia de Buenos Aires). *Intersecciones en Antropología* 2: 47-59.
- Gibbard, P.L. y Head, M.J. 2010. The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. *Episodes* 33: 152-158.
- Giraldo Cañas, D. 2014. Riqueza y Distribución Altitudinal de Gramíneas C3 y C4 en la Guayana Venezolana. *Revista Ciencia en Desarrollo* 5: 77-84.

- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Ohlendorf, C., Kastner, S. y Zolitschka, B. 2011. Paleosecular variation and paleointensity records for the last millennium from southern South America (Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina). *Phys. Earth Planet. Inter.* 184: 41-50.
- Gomes Coe, H.H., Osterrieth M. y Fernández Honaine, M. 2014. Phytoliths and their applications. In: Gomes Coe, H. and Osterrieth M. (Eds.), *Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)*: 1-26. Series Botanical Research and Practices. Nova Science Publishers, Inc.
- Gómez Samus, M.L. 2016. Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos en sedimentos del Cenozoico Tardío del sector Tandil-Balcarce-Mar del Plata. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 430 p., La Plata, Buenos Aires.
- Gómez Samus, M.L., Rico, Y. y Bidegain, J.C. 2016. Señal magnética en suelos del centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23 (2): 93-110.
- Gómez Samus, M.L., Rico, Y. y Bidegain, J.C. 2017. Magnetostratigraphy and Magnetic Parameters in Quaternary Sequences of Balcarce, Argentina. A Contribution to Understand the Magnetic Behaviour in Cenozoic Sediments of South America. *Geo. Res. J.* 13: 66-82.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de la fracción arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 67-148.
- Head, M.J. 2019. Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions. *Quaternary International* 500: 32-51.
- Heller, F., Shen, C.D., Beer, J., Liu, X.M., Liu, T.S., Bronger, A., Suter, M. y Bonani, G. 1993. Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and paleoclimatic implications. *Earth Planetary Science Letters* 114: 385-390.
- Imbellone, P.A. y Cumba, A. 2003. Una sucesión con paleosuelos superpuestos del Pleistoceno medio tardío-Holoceno, zona sur de la Plata, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10 (1): 3-22.
- Imbellone, P.A., Gimenez J.E. y Panigatti, J.L. 2010. Suelos de la región Pampeana: procesos de formación. Ediciones INTA, 320 p.
- Iñiguez, A.M. y Scoppa, C.O. 1970. Los minerales de arcillas en los suelos zonales, ubicados entre los ríos Paraná y Salado, Provincia de Buenos Aires. *Revista de Investigaciones Agropecuarias, INTA, Serie 3 VII (1)*: 1-41.
- Iriondo, M. 1990. Map of South American plains – its present state. *Quaternary South American and Antarctic Peninsula* 6: 297-308.
- Iriondo, M., 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 71-79.
- Iriondo, M. y Kröhling, D.M. 1995. El sistema eólico pampeano. Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino".
- Iturri, L.A. y Buschiazzo, D.E. 2014. Cation exchange capacity and mineralogy of loess soils with different amounts of volcanic ash. *Catena* 121: 81-87.
- Iturri, L.A., Isasti, J.J. y Buschiazzo, D.E. 2020. Material piroclástico en suelos de la Región Pampeana Argentina y sus efectos sobre propiedades físico-químicas En: Imbellone, P. y Barbosa, O. (eds.), *Suelos y Vulcanismo. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo, Buenos Aires, Capítulo 7*: 185-202. Edición digital.
- Kemp, R.A. y Zárata, M.A. 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47: 3-14.
- Kemp, R.A., Toms, P.S., Sayago, J.M., Derbyshire, E., King, M. y Wagoner, L. 2003. Micromorphology and OSL dating of the basal part of the loess–paleosol sequence at La Mesada in Tucumán province, Northwest Argentina. *Quaternary International* 106/107: 111–117.
- Kemp R.A., Zárata M., Toms P., King M., Sanabria J. y Arguello G. 2006. Late quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research* 66: 119-132.
- King, J. y Channell, J.E.T. 1991. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy, in U.S. National Report to the International Union of Geodesy and Geophysics 29: 358-370, AGU, Washington, D. C.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal Astronomical Society* 62: 699-718.
- Kraglievich, J.L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. Resumen preliminar *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales de Mar del Plata* 1 (1): 8-37.
- Kröhling, D.M. 1999. Sedimentological maps of the typical loessic units in North Pampa, Argentina. *Quaternary International* 62: 49-55.
- Liu, X., Burras, C.L., Kravchenko, Y.S., Duran, A., Huffman, T., Morrás, H., Studdert, G., Zhang, X., Cruse, R.M. y Yuan, X. 2012. Overview of Mollisols in the world: Distribution, land use and management. *Can. Jour. of Soil Sci.* 92 (3): 383-402.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I. 2010. El volcanismo Cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (2): 278-300.
- Ma, M., Liu, X., Hesse, P.P., Lü, B., Guo, X. y Chen, J. 2013. Magnetic properties of loess deposits in Australia and their environmental significance. *Quaternary International* 296: 198-205.
- Mack, G.H., James, W.C. y Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin* 105: 129-136.
- Maher, B.A. 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic palaeosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 25-54. Maher, B.A., Thompson, R. y Zhou, L.P. 1994. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach. *Earth Planetary Science Letters* 125: 461-471.
- Maher, B.A., Alekseev, A. y Alekseeva, T. 2003. Magnetic mineralogy of

- soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 201: 321-341.
- Morrás, H. 2003. Distribución y origen de sedimentos superficiales de la Pampa Norte en base a la mineralogía de arenas. Resultados preliminares. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10 (1): 53-64.
- Morrás, H. 2020a. El material parental de los suelos de la Región Pampeana en base a la mineralogía de arenas. Aplicaciones a la interpretación de procesos pedológicos. En: Imbellone, P. y Barbosa, O (eds.). *Suelos y Vulcanismo. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo, Buenos Aires, Capítulo 6: 169-184 (edición digital).*
- Morrás, H. 2020b. Modelos composicionales y áreas de distribución de los aportes volcánicos en los suelos de la Pampa Norte (Argentina) en base a la mineralogía de arenas. En: Imbellone, P. y Barbosa, O. (eds.). *Suelos y Vulcanismo. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo, Buenos Aires, Capítulo 5: 127-167 (edición digital).*
- Morrás, H. y Delaune, M. 1985. Caracterización de áreas sedimentarias del norte de la provincia de Santa Fe en base a la composición mineralógica de la fracción arena. *Ciencia del Suelo* 3: 140-151.
- Morrás, H. y Moretti, L. 2016. A New Soil-Landscape Approach to the Genesis and Distribution of Typic and Vertic Argiudolls in the Rolling Pampa of Argentina. En: Zinck J.A. et al. (eds.), *Geopedology Chapter 11: 193-209.*
- Morrás, H., Moretti, L., Hatté, H. y Zech, W. 2007. Perfiles de isótopos estables del Carbono en materiales Cenozoicos de las regiones Pampeana y Subtropical de la Argentina. In: Lázari y Videla (eds), *Isótopos estables en agroecosistemas. Ed. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca: 157-162.*
- Orgeira, M.J. 1991. Correlación magnetoestratigráfica de secuencias cenozoicas tardías de la República Argentina y Bolivia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (1-2): 127-135.
- Orgeira, M.J. y Compagnucci, R. 2006. Correlation between paleosol-soil magnetic signal and climate. *Earth, Planets and Space, Special Issue "Paleomagnetism and Tectonics in Latinamerica"* 58 (10): 1373-1380.
- Orgeira, M.J. y Compagnucci R. 2010. Uso de la señal magnética de suelos y paleosuelos como función climática. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (4): 612-623.
- Orgeira, M.J., Walter, A.M., Vásquez, C.A., Di Tommasi, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu, Y. y Vilas, J.F. 1998. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina), *Journal of South America Earth Sciences* 11 (6): 561-570.
- Orgeira, M.J., Walthner, A.M., Tófaló, R. O., Vásquez, C. A., Berquó, T., Favier Doboys, C. y Böhnell, H. 2002. Magnetismo ambiental en un paleosuelo desarrollado en la Formación Luján (Luján, provincia de Buenos Aires). Comparación con otras áreas de la provincia; consideraciones paleoclimáticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 451-462.
- Orgeira, M.J., Pereyra, F.X., Vásquez C., Castañeda, E. y Compagnucci, R. 2008. Environmental magnetism in present soils, Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 217-224.
- Orgeira, M.J., Egli, R. y Compagnucci, R. 2011. A quantitative model of magnetic enhancement in loessic soils. Chapter in *Earth Magnetic Interior (IAGA special Sopron book series). Springer* 25: 361-368.
- Osterrieth, M. 2000. Silicofitolitos una herramienta para la comprensión de procesos pedológicos del Cuaternario. En: *Actas XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, en CD-Rom, 4 p.*
- Osterrieth, M. 2004. Biominerales y Biomineralizaciones. In: García Calderón N. (ed.) *Cristalografía de Suelos: 206 - 218. Sociedad Mexicana de Cristalografía. México.*
- Osterrieth, M., Álvarez, M.F. y Madella, M. 2004. Paleosuelos loésicos en secuencias sedimentarias del Cuaternario Tardío de la planicie fluvio-eólica bonaerense. *Actas X Reunión Argentina de Sedimentología: 123-124.*
- Osterrieth, M., Fernández Honaine, M., Borrelli, N. y Álvarez, M.F. 2014. Silicophytoliths in representative soils of the southeast Pampean Plains, Argentina. In: Gomes Coe, H. and M. Osterrieth (eds.), *Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina): 215-241. Series Botanical research and practices, Nova Science Publishers, Inc.*
- Osterrieth, M., Álvarez, M.F., Fernández Honaine M. y Erra G. 2016. Silicophytolith studies in South America and Argentina: scope and limitations for paleoenvironmental reconstruction of the marine isotope stage 3 (MIS3). In: G.M. Gasparini, J. Rabassa, C. Deschamps and E. Tonni (eds). *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America: 321-352. Springer.*
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D. y Tonni, E. 1965. Las edades del cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención en aquellas del territorio bonaerense. *Anales Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires* 6: 165-193.
- Pereyra, F.X. y Ragas, D.B. 2021. Los suelos de la pampa ondulada. Características, clasificación, distribución y génesis. Provincia de Buenos Aires. Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, *Anales* 60: 51 p. Buenos Aires.
- Peters, C. y Dekkers, M.J. 2003. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth* 28: 659-667.
- Piperno, D. 2006. Phytoliths. *A Comprehensive Guide for Archaeologist and Paleoecologist. Altamira Press, 248 p.*
- Pommarés, N.N., Fucks, E.E., Pisano, M.F., Luengo, M.S., Ramos, N.A. y Di Lello, C.V. 2021. Late Pleistocene-Holocene paleoenvironments in the middle basin of the Salado River, province of Buenos Aires, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 105: 1-17.
- Pye, K. 1987. *Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, 334 p.*
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones Económi-

- cas y Tecnológicas, Cuadernos de Investigaciones y Estudios 4: 4-10. Mendoza.
- Rabassa, J., Coronato, A.M. y Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 81-103.
- Retallack, G.J. 2001. *Soil of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Blackwell Science Ltd, 393 p. Oxford.
- Rico, Y. 2018. Paleomagnetismo y magnetismo ambiental en sucesiones continentales del Cenozoico Tardío entre Chapadmalal y Necochea, provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo - UNLP, Tesis doctoral (inérita): 367 p. Tomos I y II.
- Rico, Y., Gómez Samus, M.L., Mendoza, M.S. y Alfonso Ariza, A.M. 2019. Nuevos Registros de Polaridad Magnética en la ciudad de La Plata, Argentina. *Revista de Ciencia y Tecnología de los Materiales. La Plata. LEMIT* 9: 29-51.
- Rico, Y., Gómez Samus, M.L. y Bidegain, J.C. 2020. Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos de los acantilados de San Eduardo del Mar, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77 (1): 104-131.
- Riggi, J., Fidalgo, F., Martínez, O. y Porro, N. 1986. Geología de los "sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLI (3-4): 316-333.
- Roberts, A.P., Cui, Y. y Verosub, K.L. 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems, *Journal of Geophysical Research* 100: 17.909-17.924.
- Sandgren, P. y Snowball, I.F. 2001. Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. En: W. M. Last and J. P. Smol (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments* 2 (Cap.8): 1-21. *Physical and Chemical Techniques*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Sayago, J. 1995. The Argentine neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews* 14: 755-766.
- Sayago, J., Collantes, M., Karlson, A. y Sanabria, J. 2001. Genesis and distribution of the late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation. *Quaternary International* 76 (77): 247-257.
- Schultz, P., Zárate, M., Hames, B., Koeberl, C., Bunch, T., Storzer, D., Renne, P. y Wittke, J. 2004. The Quaternary impact record from the Pampas, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 219: 221-238.
- Scoppa, C. 1976. La mineralogía de los suelos de la llanura pampeana en la interpretación de su génesis y distribución. VII Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Bahía Blanca. *IDIA Suplemento* 33: 659-673.
- Soibelzon, E., Prevosti, F.J., Bidegain, J.C., Rico, Y., Verzi, D.H. y Tonni, E.P. 2009. Correlation of late Cenozoic sequences of southeastern Buenos Aires province: Biostratigraphy and Magnetostratigraphy. *Quaternary International* 210 (1-2): 51-56.
- Soil Survey Staff 1960. *Soil classification, a comprehensive system*. 7th approximation. USDA. Washington. 503 p.
- Spalletti, L. 1992. El loess y el problema de la identificación de las loessitas. *Revista del Museo de La Plata, nueva serie, Geología* XI: 45-56.
- Suganuma, Y., Okada, M., Head, M.J., Kameo, K., Haneda, Y., Hayashi, H., Irizuki, T., Itaki, T., Izumi, K., Kubota, Y., Nakazato, H., Nishida, N., Okuda, M., Satoguchi, Y., Simon, Q., y Takeshita, Y. 2021. Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: The Chiba Section, Japan. *Episodes* 44: 317-347.
- Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (3): 322-332.
- Teruggi, M.E., Etchichury, M.C. y Remiro, J. 1957. Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*. *Ciencias Geológicas* 4 (2): 167-250.
- Teruggi, M.E. 1982. *Diccionario Sedimentológico*. Volumen I: Rocas Clásticas y Piroclásticas. Editorial Científica Argentina Librart, 104 p. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A. y Andreis, R.R. 1978. Rocas Piroclásticas. Interpretación y Sistemática. *Asociación Geológica Argentina. Publicación especial. Serie B* (5): 45 p. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E. e Imbellone, P.A. 1987. Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno superior-Holoceno de la región de La Plata. *Provincia de Buenos Aires. Argentina. Ciencia del Suelo* 1 (2): 173-188.
- Thompson, R. y Oldfield, F. 1986. *Environmental Magnetism*. London: Allen and Unwin.
- Tófaló, O.R., Orgeira, M.J., Ramos, A.M. y Alonso, M.S. 2008. Sucesión sedimento-pedológica del Cenozoico Tardío de Zárate (Buenos Aires): Registro continental del MIS 5 e intervalos interglaciales más antiguos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 430-441.
- Tófaló, O.R., Orgeira, M.J., Compagnucci, R., Alonso, M.S. y Ramos, A. 2011. Characterization of a loess-paleosol section including a new record of the last interglacial stage in Pampean plain, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 81-92.
- Tonni, E.P., Nabel, P., Cione, A.L., Etchichury, M., Tófaló, R., Scillato Yané, G., San Cristóbal, J., Carlini, A. y Vargas, D. 1999. The Ensenada and Buenos Aires formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 273-291.
- Torsvik, T.H., Briden, J.C. y Smethurst, M.A. 2000. Super-IAPD interactive analysis of palaeomagnetic data <http://www.geodynamics.no/software.htm>.
- Verosub, K.L. y Roberts, A.P. 1995. Environmental magnetism: Past, present, and future. *Journal of Geophysical Research* 100 (B2): 2175-2192.
- Wacha, L., Rolf, C., Hambach, U., Frechen, M., Galovic, L. y Duchoslav, M. 2018. The last Glacial aeolian record of the Island of Susak (Croatia) as seen from a high-resolution grain-size and rock magnetic analysis. *Quaternary International* 494: 211-224.
- Walden, J., Oldfield, F. y Smith, J.P. 1999. *Environmental magnetism: a practical guide*. Technical Guide 6. Quaternary Research Association, 243 p. London.

- Walker, M., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S.O. y Weiss, H. 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/ subseries. *Episodes* 41: 213-223.
- Wright, V.P. 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews* 35: 367-395.
- Wright, V.P. y Marriott, S.B. 1996. A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its applications to the Old Red Sandstone of Britain. *Journal of the Geological Society of London* 153: 907-913.
- Zárate, M.A. 1989. Estratigrafía y Geología del Cenozoico Tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Colonia Chapadmalal, partido General Pueyrredón, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Museo de La Plata (inédita), 220 p., La Plata.
- 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 *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*, editado por R. de Barrio, R. Etcheverry, M. Caballé y E. Llambías, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino, Quick Press: 139-149. La Plata.
- Zárate, M.A. y Blasi, A. 1991. Late Pleistocene and Holocene deposits of the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Geojournal* 24 (2): 211-220.
- Zárate, M.A. y Blasi, A. 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 Mehl, A. 2020. Materiales parentales de los suelos de la Llanura Pampeana: el aporte volcánico andino. En *Suelos y vulcanismo: Argentina*. Editores: P. Imbellone y O.A. Barbosa. 1a ed. Ciudad Autónoma de Buenos Aires. AACCS. Libro digital, PDF. Capítulo 3: 71-87. Edición digital.
- Zárate, M.A. y Orgeira, M.J. 2007. Sedimentación y edades magnéticas del cenozoico tardío continental de Argentina. En: *Escenarios de cambio ambiental: registros del Cuaternario en América Latina*, Fondo de Cultura Económico por iniciativa de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y Unión Mexicana de Estudios del Cuaternario (UMEC), 40 p.
- Zárate, M.A., Kemp, R. y Toms, P. 2009. Late quaternary landscape reconstruction and geochronology in the northern Pampas of Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 27: 88-99.
- Zeeden, C., Hambach, U., Veres, D., Fitzsimmons, K., Obrecht, I., Bosken, J. y Lehmkuhl, F. 2018. Millennial scale climate oscillations recorded in the lower Danube loess over the last glacial period. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 509: 164-181.