

# NUEVOS REGISTROS DE POLARIDAD MAGNÉTICA EN LA CIUDAD DE LA PLATA, ARGENTINA.

## NEW RECORDS OF MAGNETIC POLARITY IN THE CITY OF LA PLATA, ARGENTINA.

*Yamile Rico<sup>1</sup>, Mauro Gómez Samus<sup>2</sup>, María S. Mendoza<sup>3</sup>, Ana M. Alfonso Ariza<sup>3</sup>.*

<sup>1</sup> *Profesional Adjunto CICPBA-LEMIT. geologia@lemit.gov.ar*

<sup>2</sup> *Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (UNTDF)*

<sup>3</sup> *Universidad Nacional de La Plata*

### RESUMEN

Se presentan resultados de un estudio geológico realizado en una cantera de la ciudad de La Plata (34°57'S - 57°53'O), Argentina. El perfil geológico expuesto, está constituido por sedimentos limosos del Pleistoceno y Holoceno, correspondientes a las formaciones Ensenada, Buenos Aires y en menor medida La Postrera. Se reconocen discontinuidades litológicas que separan niveles con distinto grado de pedogénesis; también se observan niveles carbonáticos y crotovinas. El comportamiento de la susceptibilidad magnética ( $\kappa$ ) indica variaciones en la concentración de minerales magnéticos que responden a cambios en la relación tasa de sedimentación / pedogénesis. El análisis paleomagnético permitió determinar la existencia de magnetozonas de polaridad normal e inversa que fueron asignadas a los crones Brunhes (< 0,78 Ma) y Matuyama medio-superior (1,78 - 0,78 Ma), cuyo límite inferior se estableció en base al hallazgo del subcron Olduvai (1,92 - 1,78 Ma). El cambio de polaridad Matuyama/Brunhes se registró en la formación Ensenada, tanto en el tope del Geosol Hisisa como en la base del loess que se halla por encima de este paleosuelo. Los registros de polaridad inversa más confiables se obtuvieron en los depósitos que presentaron los valores de susceptibilidad e intensidad magnética más elevados del perfil (en niveles de loess menos pedogenizados y rellenos laminares de crotovinas). Por el contrario, donde se registraron los valores más bajos de dichos parámetros (en horizontes Btg de paleosuelos), las muestras presentaron escasa o nula remanencia, por lo tanto, los registros paleomagnéticos obtenidos resultaron menos confiables o bien no permitieron determinar su polaridad; dicha respuesta es atribuida a la alteración de los minerales portadores de remanencia magnética, debido al exceso de agua en los suelos, durante períodos de tiempo prolongado.

**Palabras clave:** *loess, paleosuelos, Brunhes, Matuyama, Pleistoceno.*

## ABSTRACT

The results of a geological study carried out in a quarry in the city of La Plata (34°57'S - 57°53'O), Argentina, are presented. The exposed geological profile is formed by silty sediments from the Pleistocene and Holocene, which correspond mainly to the Ensenada and Buenos Aires formations, and in some sectors to the La Postrera formation. Lithological discontinuities are observed separating levels with different degrees of pedogenesis, carbonatics levels and krotovines. The behavior of the magnetic susceptibility ( $\kappa$ ) indicates variations in the concentration of magnetic minerals that respond to changes in the relationship between the sedimentation rate and pedogenesis. With the paleomagnetic analysis the existence of magnetozones with normal and reverse polarity was determined, which were assigned to the chrons Brunhes (< 0.78 Ma) and Matuyama medium-upper (1.78 - 0.78 Ma), and to the subchrons Jaramillo (0.99 - 1.07 Ma) and Olduvai (1.92 - 1.78 Ma). The change in a polarity assigned to Matuyama / Brunhes was recorded in the Ensenada formation, both at the top of the Geosol Hisisa and at the loess base that covers this paleosol. The most reliable reverse polarity records were obtained in the least pedogenized loess levels and in the laminar structure krotovines fills that have the highest values of susceptibility and magnetic intensity. In contrast, in the Btg horizons of paleosols, with low values of susceptibility and intensity, paleomagnetic records were less reliable or did not allow determining their polarity (little or no magnetic remanence). This response is attributed to the alteration of the titanomagnetites, due to excess water in the soil, for prolonged periods of time.

**Keywords:** loess, paleosuelos, Brunhes, Matuyama, Pleistoceno.

## INTRODUCCION

El presente trabajo muestra los resultados de un estudio realizado sobre una sucesión sedimentaria expuesta en la cantera "de Juárez", del barrio Aeropuerto (La Plata). El objetivo es, por un lado ampliar los registros de polaridad magnética obtenidos en la misma cantera por Bidegain y Rico (2004), cuando la profundidad de esta era inferior a la actual, así como establecer con mayor exactitud la posición del límite Matuyama/Brunhes (0,78 Ma) a través de un análisis paleomagnético detallado, pues las exposiciones cuaternarias del noreste de la provincia de Buenos Aires son portadoras del paleosuelo donde se registra dicho cambio de polaridad. Además se analizan los registros paleomagnéticos en función de las características del perfil paleopedológico, para determinar en qué niveles se obtienen los resultados más y menos confiables del perfil, interpretando a su vez, qué condiciones ambientales representan. Para ello se describen las características geológicas del perfil, se mide la susceptibilidad magnética ( $\kappa$ ) y se

realizan análisis paleomagnéticos.

Estudios de magnetismo ambiental realizados en distintas canteras de la ciudad de La Plata (Bidegain et al., 2001, 2002, 2005 y Bidegain y Rico, 2004), indican que la concentración de minerales magnéticos es más elevada en el material parental menos pedogenizado (valores de  $\kappa$  más elevados) y disminuye notablemente en horizontes Bt de paleosuelos, depósitos paleolagunares y niveles carbonáticos (valores de  $\kappa$  más bajos). La disminución magnética es atribuida a la destrucción de las titanomagnetitas por efecto de la pedogénesis, bajo condiciones climáticas de mayor humedad relativa (Orgeira et al., 1998; Bidegain et al., 2001; Orgeira et al., 2002). El mayor aporte de ferrimagnéticos detríticos (titanomagnetitas) se habría dado bajo condiciones climáticas de mayor aridez, cuando los vientos del oeste provenientes de la Cordillera de los Andes y del Norte de la Patagonia habrían soplado con

mayor energía. Tonni et al. (1999), indican que los paleosuelos de la región pampeana se habrían desarrollado bajo condiciones climáticas más húmedas y cálidas, mientras que los depósitos de loess bajo condiciones más frías y secas.

Estudios paleomagnéticos en depósitos de loess de la misma zona (Bobbio et al., 1986; Bidegain, 1991, 1998; Bidegain et al., 2002; Bidegain y Rico, 2004; Heil et al., 2010), permitieron determinar la presencia de niveles de polaridad normal e inversa que fueron asignados a los cronos Brunhes y Matuyama, e indican que el principal portador de la remanencia es la magnetita, aunque no se descarta el aporte de maghemita (Bidegain et al., 2001). Bidegain (1998), indica que en las canteras de Hernández y Gorina de La Plata, este cambio de polaridad se registra en diferentes posiciones, ya sea por debajo de la discontinuidad que separa al Geosol Hisisa (Nabel et al., 1993) del loess suprayacente, en coincidencia con la misma o bien por encima de ésta. Por su parte, Blassi et al. (2001), indican que como dicha discontinuidad es un contacto erosivo (hiatus), no sería posible afirmar que el cambio de polaridad Matuyama/Brunhes registrado en La Plata, pueda ser considerado isocrona paleomagnética de 0,78 Ma.

En cuanto al comportamiento de las muestras frente al proceso de desmagnetización AF, los autores mencionados indican distintas respuestas; algunas evidencian un comportamiento “duro” (mayor resistencia a ser desmagnetizadas) que es atribuido a la presencia de minerales altamente coercitivos del tipo hematita, y otras un comportamiento “blando” (se desmagnetizan fácilmente), característico de la magnetita. A su vez, señalan que el primer comportamiento (“duro”) es más evidente en los depósitos ensenadenses de la zona inversa de Matuyama, donde además las muestras presentan componentes viscosas que son eliminadas a campos bajos, mientras que el segundo (“blando”) es más frecuente en los sedimentos del bonaerense (Bidegain et al., 2002).

## 2- UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La cantera denominada informalmente “de Juárez”, debido al apellido de su dueño, se ubica en el sector sureste del casco urbano de La Plata, entre las calles 613bis, 619, 115 y 118; esta tiene una profundidad máxima de unos 16 m y se halla a una cota variable entre 15 y 17 m (Fig.1). En dicha zona se distinguen dos ambientes geomorfológicos de importancia, denominados por Fidalgo y Martínez (1983), Planicie Costera



Figura 1. Mapa de ubicación de la cantera de Juárez.

y Zona Interior. La planicie costera se halla a cotas bajas (< 3 m) y constituye un ámbito de descarga parcial del sistema subterráneo (Kruse et al., 2004) y dado el carácter muy arcilloso de las unidades superficiales, es común la presencia de encharcamientos y bañados. Por su parte, la Zona Interior, donde se encuentra emplazado el perfil geológico estudiado, se extiende entre las cotas de 5 y 25 m, se caracteriza por un relieve suavemente ondulado, con un sistema fluvial conformado por arroyos, muchos de ellos entubados en el casco urbano de la ciudad de La Plata.

Desde un punto de vista estratigráfico, los sedimentos expuestos en la cantera de Juárez corresponden en su mayoría a la Formación Ensenada y a la Formación Buenos Aires de acuerdo a Riggi et al (1986). Ambas están separadas por una discordancia erosiva y están constituidas por depósitos de loess de textura limosa, con presencia de paleosuelos arcillosos, depósitos carbonáticos, paleocauces, paleolagunas y crotovinas (paleocuevas con relleno sedimentario). Sólo en algunas partes de la cantera, se observa la Formación La Postrera con un espesor inferior a 1m.

## METODOLOGÍA, TÉCNICAS Y EQUIPOS

La metodología de trabajo comprendió el levantamiento geológico de la sucesión sedimentaria, medición de la susceptibilidad magnética de campo ( $\kappa$ ), extracción de muestras paleomagnéticas y su medición en laboratorio.

Las unidades fueron separadas en base al reconocimiento de discontinuidades; en cada caso se realizó la determinación de su color, textura al tacto, estructuras, grado de compactación, espesor, rasgos pedológicos.

La medición de la susceptibilidad magnética “in situ” o susceptibilidad volumétrica ( $\kappa$ ), se realizó mediante la utilización de un susceptibilímetro de campo MS2 Bartington Instruments Ltd, con sensor de campo MS2F; las medidas fueron

tomadas en superficie cada 5 y 10 cm de separación (a 3 mediciones por punto), por cuanto el valor proporcionado por el display fue multiplicado por 2, de acuerdo a las especificaciones del manual del equipo. En relación a este parámetro, cabe señalar que los valores de  $\kappa$  indicados para la Fm Buenos Aires y tope de Ensenada corresponden al trabajo de Bidegain y Rico (2004).

Las muestras paleomagnéticas se extrajeron con un sacatestigos de material no magnético (hidrobronce), orientadas respecto al norte magnético con brújula geológica, y niveladas en la horizontal con nivel de burbuja; luego se colocaron en portamuestras cúbicos (8 cm<sup>3</sup>), donde el material fue fijado con adhesivo vinílico para su posterior análisis en laboratorio. Los depósitos de la Formación Ensenada fueron muestreados con mayor detalle (cada 5 y 20 cm de separación) que los de la Formación Buenos Aires (cada 1 m de separación), desde el sector más profundo de la cantera hasta el paleosuelo que representa el tope del cron Matuyama de acuerdo a Bidegain y Rico (2004). Por otra parte, dentro de la misma cantera, este paleosuelo fue muestreado en 3 sectores distintos para establecer con mayor exactitud la posición del límite Matuyama/Brunhes y analizar los registros paleomagnéticos en función de las variaciones litológicas relacionadas con las características del depósito y su ambiente de formación.

La determinación de la polaridad magnética se efectuó en el LEMIT con un Magnetómetro rotativo de puerta de flujo Minispin, y un desmagnetizador por campos magnéticos alternos, blindado, ambos marca Molspin Ltd. El primero mide la intensidad (J) en mA/m, la declinación (D) y la inclinación (I) del magnetismo remanente de las muestras; el segundo, se utiliza para desmagnetizarlas mediante la aplicación de campos magnéticos alternos (AF). En primer lugar, se midieron las componentes del magnetismo remanente natural (MRN), es decir la D, I, J<sub>0</sub>; luego, para determinar el magnetismo remanente característico (MRC), las muestras fueron desmagnetizadas en varios pasos, aplicando

campos magnéticos desde 2,5 mT (militesla) hasta un máximo de 100 mT, a intervalos variables entre 2,5 - 5 y 10 mT. Este proceso se realizó con el fin de eliminar las magnetizaciones secundarias adquiridas posteriormente a la compactación del sedimento, y aislar la magnetización remanente primaria que permite determinar el MRC y en consecuencia la polaridad magnética. Los datos obtenidos fueron procesados mediante el software SUPER-IAPD-2000; este permitió representarlos en redes estereográficas, diagramas de Zijderveld y curvas de variación de intensidad ( $J/J_0$ ) en función del campo magnético aplicado ( $H$ ) y calcular las direcciones del MRC. En las redes estereográficas se representan los valores de  $D$  e  $I$ , y en los diagramas de Zijderveld la variación de estas componentes en función de  $J$ .

Las edades magnéticas son referidas a la Tabla Estratigráfica Internacional, editada por las ICS en 2016, para los últimos 2,7 Ma ([www.stratigraphy.org/upload/ISChart2016a.pdf](http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2016a.pdf)).

#### 4- PERFIL GEOLÓGICO

##### 4.1- Descripción general

La secuencia geológica expuesta en la cantera “de Juárez”, tiene un espesor máximo de 16 m. En la Fig.2 se indica el perfil geológico completo y en las figuras 3.1 y 3.2, fotografías de los distintos frentes de la cantera y de algunos rasgos a destacar. El perfil sedimentario está compuesto por facies eólicas correspondientes a loess y loessoides; estos últimos, vinculados principalmente a limos retrabajados por acción fluvial, o bien depositados en cuerpos lagunares. Las facies post-depositacionales están representadas por horizontes Bt de paleosuelos y depósitos carbonáticos; los primeros reconocibles en el perfil por la presencia de una hendidura en media caña, coloración castaño oscura y estructura prismática o en bloques angulares (Figura 3.1a, b, c; Figura 3.2g), y los segundos, por su color blanquecino y su estructura laminar o en rizoconcreciones (Figura 3.1f; Figura 3.2h). Los rasgos hidromórficos son relevantes a lo

largo de toda la secuencia, conformando pátinas, moteados, dendritas y concreciones de Fe-Mn, aunque cabe señalar que en niveles gris-verdosos y carbonáticos se registra un fuerte incremento de los mismos (Figura 3.1e).

Las unidades cj-A hasta cj-E inclusive, corresponden a la Formación Ensenada, la unidad cj-F a la Formación Buenos Aires, y la cj-G a la Formación La Postrema.

La exposición comienza con el afloramiento de horizontes Bt de paleosuelos que se observan a modo de hendidura en el frente de explotación más profundo de la cantera. El paleosuelo más antiguo,

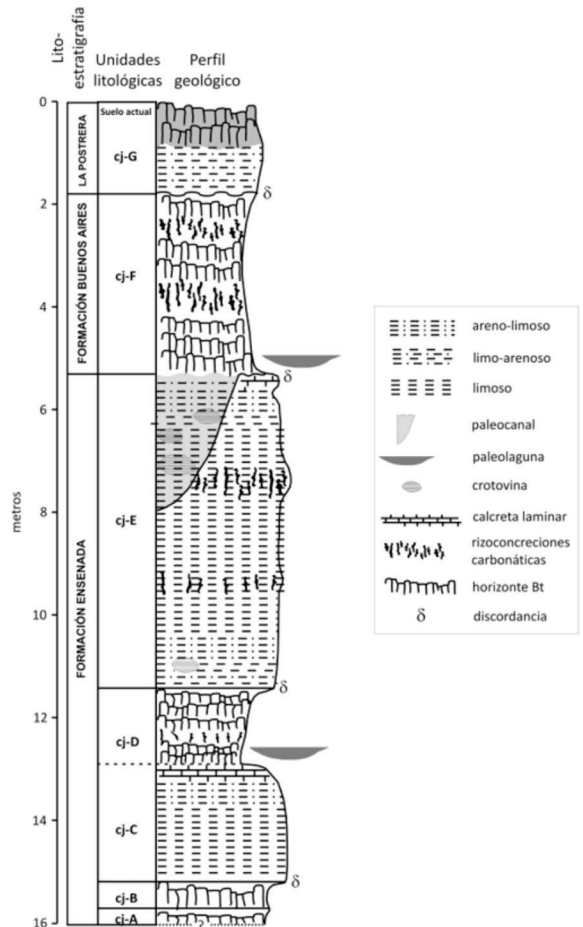


Figura 2. Perfil geológico de la cantera de Juárez de La Plata.

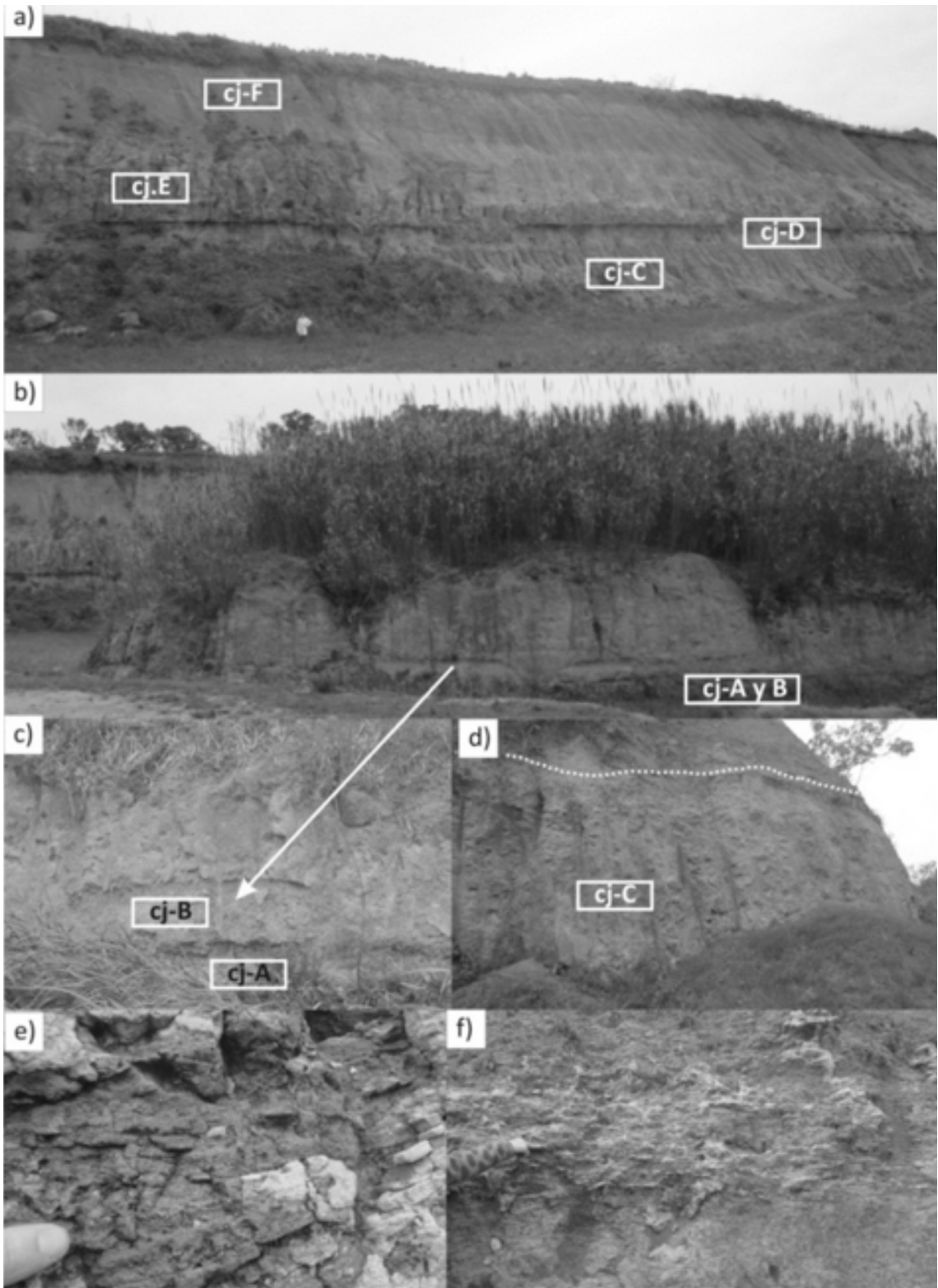


Figura 3.1. Fotografías de la cantera de Juárez de La Plata.

denominado cj-A (Figura 3.1b, c), no presenta expuesta su base, sólo afloran 0,25 m de espesor; el segundo, identificado como cj-B, tiene unos 0,55 m de espesor y presenta en su base una delgada capa correspondiente a un horizonte BC, que separa mediante concordancia neta y plana, ambos paleosuelos. Estos se encuentran estructurados en bloques angulares, presentan rasgos de iluviación argílica e hidromorfismo intenso (pátinas, concreciones y dendritas de óxidos de Mn).

La unidad cj-C tiene alrededor de 2 m de espesor en el sector muestreado (Figura 3.1d); es un depósito loésico de color castaño amarillento, que conforma un resalto de perfil recto y vertical en el frente de la cantera, es de textura limo-arenosa, masivo en el sector basal (no se observan estructuras), y laminado en su sección media-superior debido a la presencia de carbonatos laminares de gran dureza que alternan con capas arcillosas (Figura 3.1e, f).

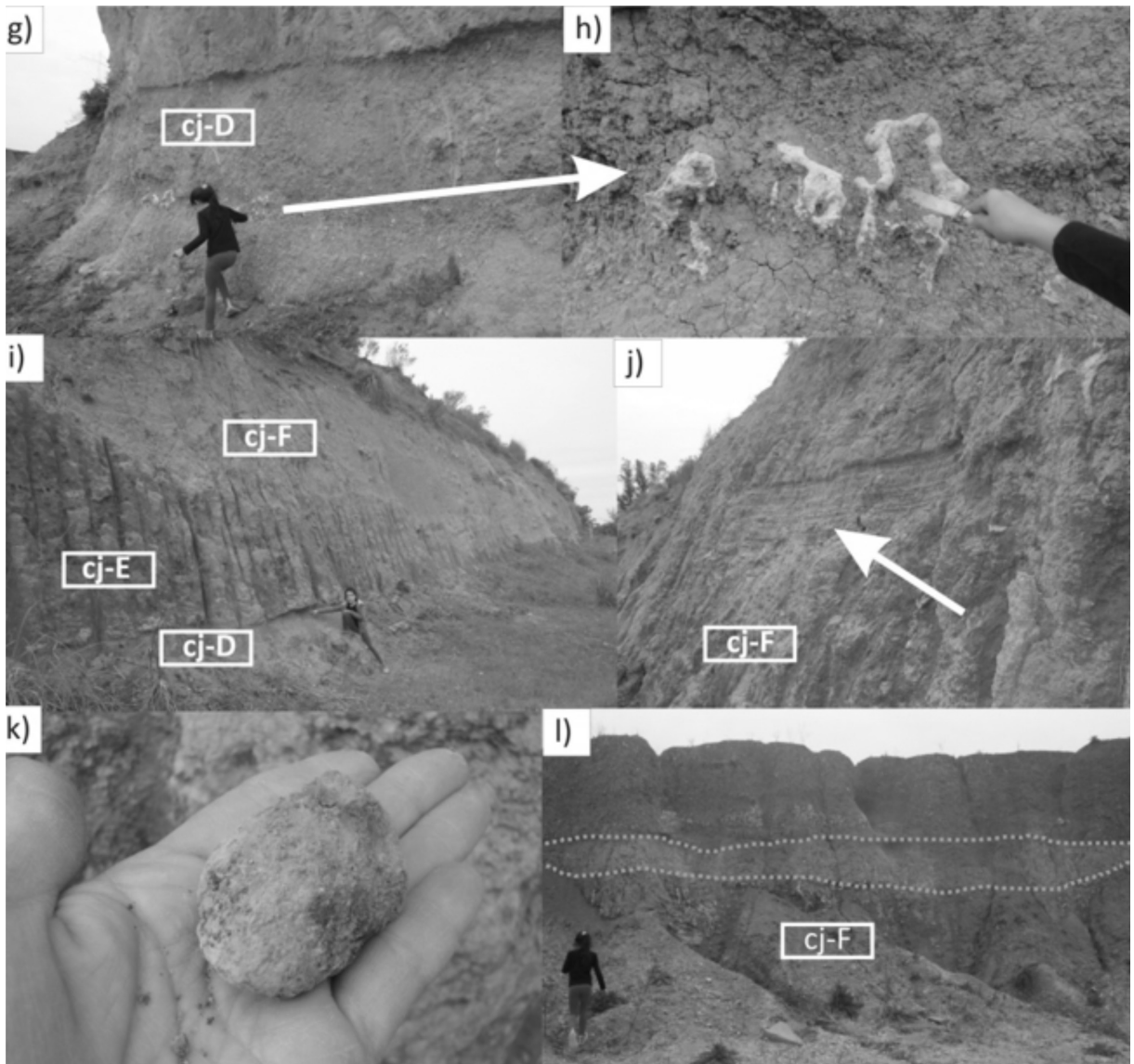


Figura 3.2. Fotografías de la cantera de Juárez de La Plata.

La unidad cj-D corresponde al paleosuelo del límite Pleistoceno Temprano - Pleistoceno Medio (Geosol Hisisa de acuerdo a Nabel et al., 1993), considerado horizonte guía de extensión regional para la ciudad de La Plata y alrededores por Bidegain et al. (2007). Se distingue por su característico perfil en media caña, su techo plano, neto y relativamente horizontal, su textura limo-arcillosa, y su estructura prismática bien desarrollada (Figura 3.1a y Figura 3.2g). Otras características, como los rasgos de hidromorfismo y la presencia de rizoconcreciones carbonáticas (Figura 3.2h), varían lateralmente desde escasos a muy abundantes. Considerando que el cambio de polaridad Matuyama/Brunhes ha sido consignado en relación a la presencia de este paleosuelo en la región de La Plata (Bidegain, 1998; Tonni et al., 1999) y que el registro paleomagnético puede ser modificado por los procesos pedogenéticos, se realizó un estudio detallado en tres perfiles diferenciados por sus características pedológicas: Perfil Zonal (PZ), Perfil Hidromórfico Leve (PHL) y Perfil Hidromórfico Intenso (PHI), conformados por la unidad cj-D y base de cj-E. El perfil PZ presenta un espesor de 120 cm; la unidad cj-D está constituida de base a techo por los horizontes 2BC, 2Bt, 2Btk y 2Bt, y la base de la unidad cj-E por un horizonte BC (Figura 8). En el perfil PHL, de 140 cm de espesor, la unidad cj-D es un paleosuelo intrazonal que está conformado de base a techo por los horizontes de 2BC, 2Bt y 2AB; por encima, se halla la unidad cj-E, en cuya base se diferenciaron los horizontes AC y C (el primero, con abundantes trazas de raíces y vermes) (Figura 10). En el perfil PHI, de 200 cm de espesor, la unidad cj-D está formada por un paleosuelo intrazonal constituido por los horizontes 3Bt<sub>gk</sub>-2BC-2Bt-2Bw, mientras que en la base de cj-E se distingue un horizonte AC de estructura migajosa, con marcas de raíces (Figura 12).

La unidad cj-E es semejante a la unidad cj-C; es un depósito de loess compacto, friable, de textura limo-arenosa en la base y limosa en el sector superior, de color castaño claro, masivo, con perfil vertical recto (Figura 3.1a y Figura 3.2i).

Su espesor es irregular a lo largo del frente de la cantera; en algunos tramos alcanza a conformar una pila sedimentaria de hasta 6m de espesor, y en otros se encuentra profundamente cortado por grandes crotovinas y paleocauces. En el tope, a modo de resalto, se distingue un paleosuelo de color castaño, con estructura laminar gruesa, pátinas de óxidos de Fe-Mn; no se reconocen rasgos de iluviación argílica, pero sí un intenso grado de bioturbación evidenciado por la presencia de trazas fósiles de raíces y lombrices (horizonte A?). Bidegain y Rico (2004), indican que este paleosuelo conforma el último registro geológico correspondiente a la Formación Ensenada, por lo tanto, de acuerdo a Nabel et al (1993) se trataría del Geosol "El Tala".

La unidad cj-F corresponde a la Formación Buenos Aires; esta se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Ensenada (contacto irregular y neto) (Figura 3.1a y Figura 3.2i); está constituida por una sucesión de paleosuelos soldados, con un espesor de entre 3 y 5 m, entre los cuales se intercalan facies paleolagunares gris-verdosas y 2 niveles de rizoconcreciones carbonáticas. En la unidad se identificaron grandes crotovinas de geometría ovalada o circular, rellenas por sedimento fino de estructura bandeada (Figura 3.2j); en su base, hay rodados de material loésico que evidencian acarreo fluvial (Figura 3.2k). Los paleosuelos presentan una marcada estructura pedogenética en bloques angulares (Figura 3.2l).

La unidad cj-G corresponde a los sedimentos de la Fm. La Postrera, la cual presenta un registro discontinuo en la región. En esta cantera, se observa en el frente norte de la misma, en discordancia erosiva sobre los depósitos de la Fm. Buenos Aires. Es un material loésico, de color castaño claro, textura limosa y carente de estructura primaria (masivo). El suelo actual de la zona, se desarrolla sobre esta unidad y también sobre la anterior; presenta horizontes iluviales con estructura prismática marcada y color pardo grisáceo con carbonato de calcio diseminado.

### 5- RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

A continuación se presentan los resultados paleomagnéticos del análisis de 115 muestras cúbicas extraídas del frente de explotación de la cantera de Juárez. Debido a los objetivos del trabajo, 39 muestras corresponden a las unidades que se encuentran por debajo del paleosuelo cj-D (unidades cj-A, cj-B y cj-C), 7 muestras fueron extraídas de las unidades cj-E y cj-F, y 69 del paleosuelo cj-D (Geosol Hisisa); este último, como ha sido indicado anteriormente, se analizó en tres perfiles diferenciados por sus características morfológicas: Perfil Zonal

(PZ), Perfil Hidromórfico Leve (PHL) y Perfil Hidromórfico Intenso (PHI).

En la Figura 4 se indican los resultados paleomagnéticos obtenidos en la sección media-inferior del perfil (Formación Ensenada), donde se realizó el muestreo más detallado. El diseño de la curva de  $\kappa$ , indica que la concentración de minerales magnéticos varía de un nivel a otro. Los registros más bajos ( $< 150 \times 10^{-5}$  SI) se obtienen en los horizontes de paleosuelos más pedogenizados (Bt, Btg, Btgk) y los más altos (entre 300 y 450  $\times 10^{-5}$  SI) en los depósitos de loess menos pedogenizados.

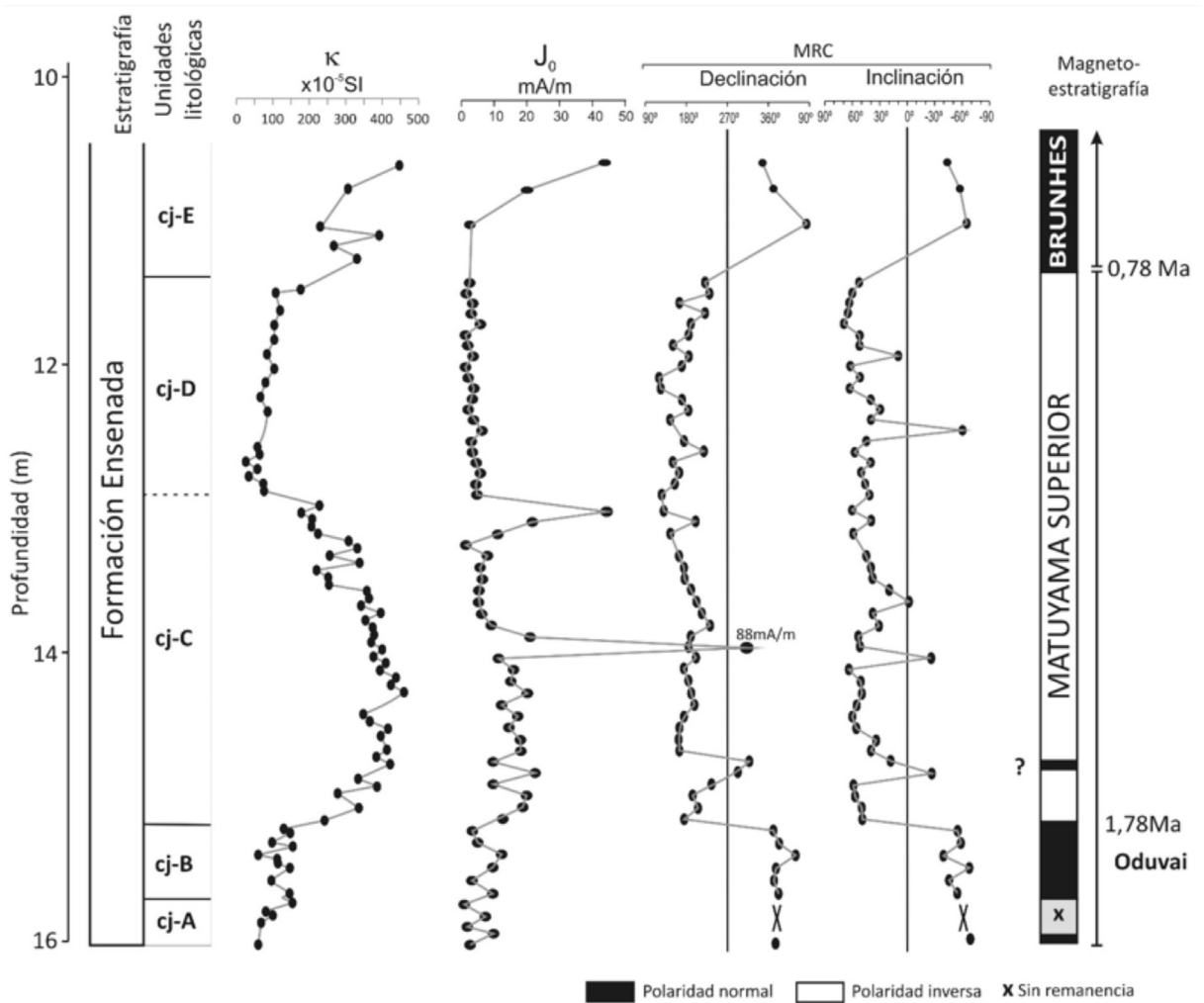
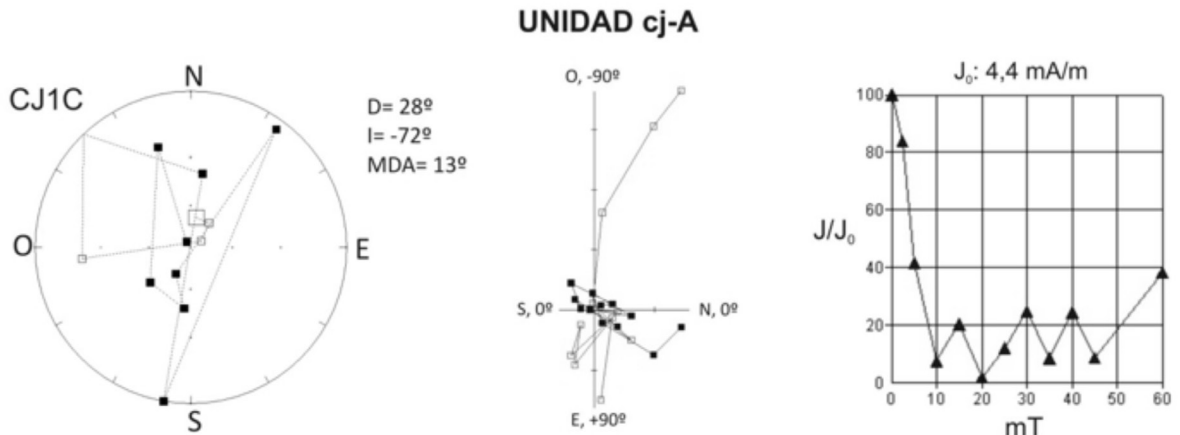


Figura 4. Resultados paleomagnéticos de la sección media-inferior del perfil estudiado.



**Figura 5.** Red estereográfica, diagrama de Zijderveld y curva de desmagnetización AF de una muestra extraída de la unidad cj-A.

Los valores de  $J_0$  varían entre 0,3 y 88 mA/m, aunque son en general inferiores a 20 mA/m; su comportamiento es semejante al de  $\kappa$ , lo cual evidencia que ambos parámetros se encuentran controlados por la concentración de granos ferrimagnéticos.

El análisis paleomagnético permitió determinar la presencia de zonas de distinta polaridad magnética, excepto en algunos horizontes hidromórficos donde las muestras tienen escasa o nula remanencia magnética.

Las muestras del paleosuelo de la base del perfil (cj-A) tienen valores de  $J_0$  muy bajos y al ser sometidas al proceso de “lavado magnético” evidencian una abrupta caída de  $J$  a 10 mT ( $J/J_0 < 10\%$ ). Si bien entre 0 y 10 mT se define una componente de direcciones normales, no es posible confirmar que se trate de la componente característica o primaria, pues podría corresponder a la remanencia de una componente viscosa; por encima de 10 mT, se registran sucesivos picos de incremento y disminución de  $J$  (algunos más notables que otros) y una gran dispersión de las direcciones de magnetización remanente, con lo cual no sería posible determinar con buen grado de confiabilidad su MRC (Figura 5; muestra CJ1C).

El paleosuelo cj-B y el loess cj-E de la Formación Ensenada, proporcionaron direcciones de polaridad predominantemente normales, al igual que las muestras de la unidad cj-F de la Formación Buenos Aires (Figura 6). Los valores de  $J_0$  para las mismas varían entre 2,5 y 12,8 mA/m en la primera, entre 22 y 44 mA/m en la segunda, y entre 16 y 73 mA/m en la tercera, correspondiendo el valor más alto a la muestra extraída del relleno laminar de una paleocueva, donde se obtuvieron muy buenos registros de polaridad. Frente al proceso de desmagnetización AF (Figura 6), las muestras extraídas de estas unidades evidencian generalmente un decaimiento progresivo de  $J$  con el aumento del campo aplicado, presentando una componente de magnetización que se define entre 0 y 15 o 30 mT; a campos más elevados la dispersión de direcciones obtenidas indica que las muestras han perdido su remanencia.

Las muestras de la unidad cj-C, son en su mayoría de polaridad inversa; sólo unas pocas proporcionaron direcciones normales o anómalas (Figura 4). Los valores de  $J_0$  varían entre 4,5 y 88 mA/m; los valores más elevados corresponden al relleno de una crotovina y al nivel de carbonatos laminares que se observa en el tope de dicha unidad. Las muestras presentan generalmente dos componentes de magnetización: una viscosa de

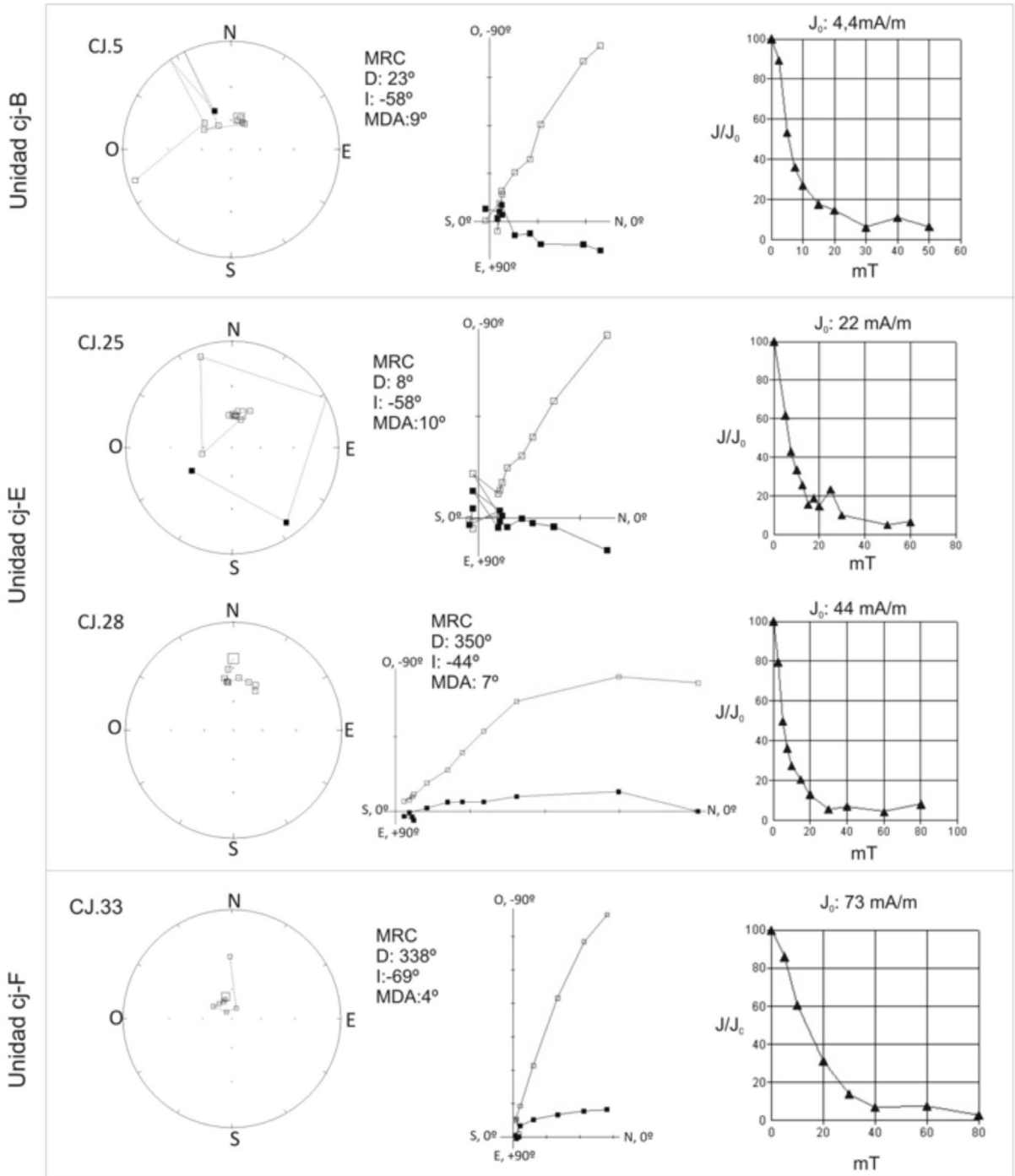


Figura 6. Representación gráfica del comportamiento paleomagnético de muestras correspondientes a las unidades cj-B, cj-E y cj-F.

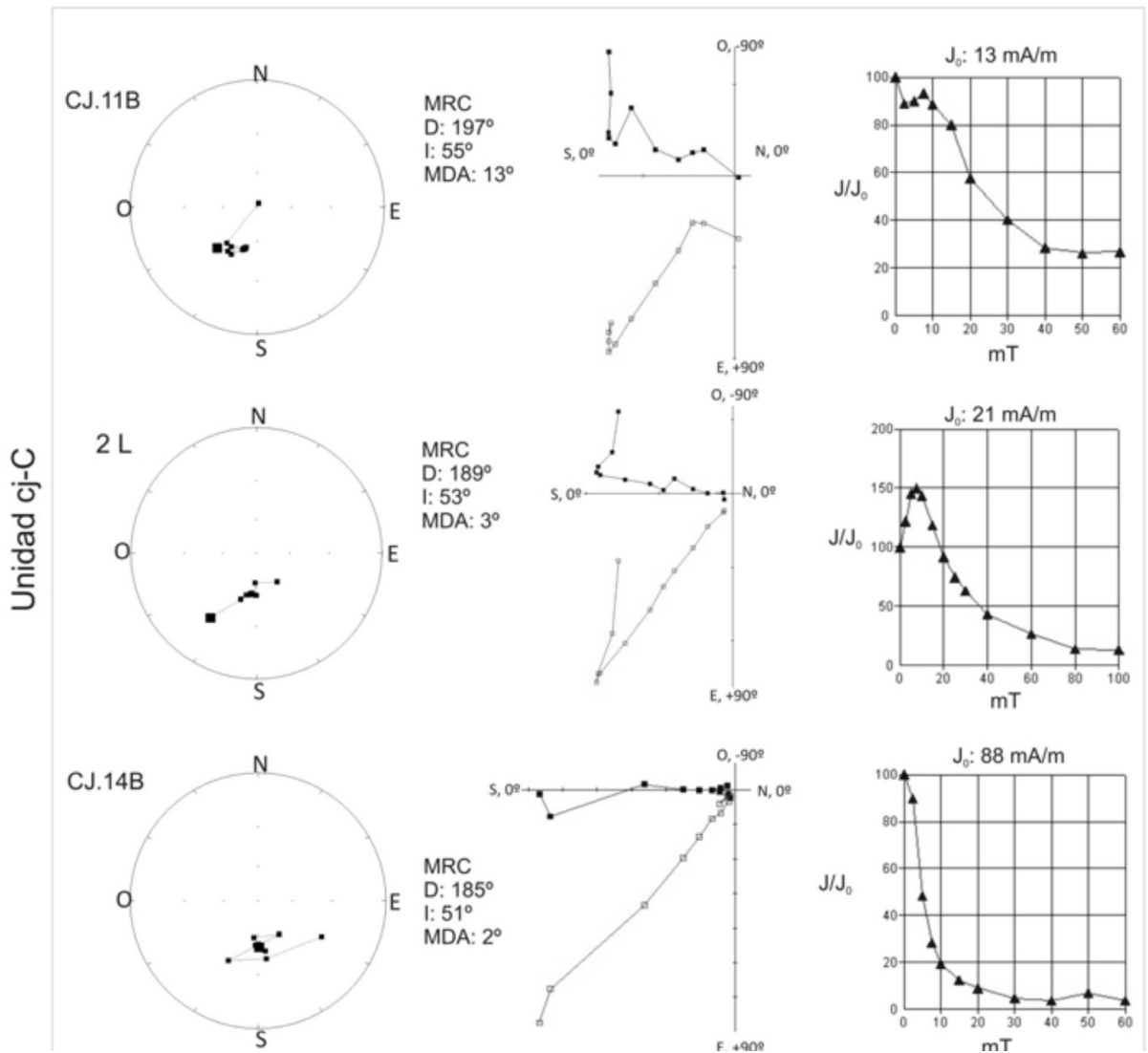


Figura 7. Representación gráfica del comportamiento paleomagnético de muestras de la unidad cj-C.

bajo campo que es eliminada a 10 mT o menos, y una principal en dirección al origen, con valores de declinación e inclinación que se mantienen estables entre 10 y 30 mT o hasta 40 mT (Figura 7); generalmente  $J$  se incrementa entre 2,5 y 10 mT (Figura 7, muestras CJ.11B y 2L), luego disminuye gradualmente, aunque por encima de 30 mT, la mayoría de las muestras conserva entre un 20 y 30% de  $J_0$ , evidenciando la presencia de componentes de alta coercitividad (posiblemente hematita). Por el contrario, otras muestras se

desmagnetizan gradualmente, habiendo perdido a 30 mT, más del 90% de su intensidad (Figura 7, muestra CJ.14B).

En el paleosuelo cj-D, los valores de susceptibilidad ( $\kappa$ ) son en general inferiores a  $100 \times 10^{-5}$  SI en los tres perfiles analizados; en las figuras 4 y 8 (en la segunda con mayor detalle gráfico), se indican los resultados obtenidos en el perfil zonal PZ, y en las figuras 10 y 12, los obtenidos en los perfiles intrazonales PHL y PHI. Estos

bajos valores contrastan significativamente con los registrados en las unidades cj-C y cj-E que se hallan inmediatamente por debajo y por encima de dicho paleosuelo, donde  $\kappa$  es 2, 3 o hasta 4 veces superior a la de este último. De igual modo, la intensidad del magnetismo remanente natural ( $J_0$ ) es generalmente muy baja en este paleosuelo, es por ello que los resultados paleomagnéticos en esta unidad no resultan óptimos en la mayoría de las muestras. En el perfil PZ, el 75% de las muestras tiene valores de  $J_0 \leq 3$  mA/m, sólo en la base de este perfil este parámetro es notablemente superior ( $\sim 70$  mA/m), igual que la susceptibilidad magnética (Figura 8). En el perfil PHL la intensidad del magnetismo remanente varía entre 0,5 y 15 mA/m en los horizontes de la unidad cj-D y se incrementan en los menos pedogenizados correspondientes a la base de la

unidad cj-E (Figura 10). Por otro lado, en el perfil PHI, los valores de  $J_0$  son inferiores a 7 mA/m, siendo en los horizontes más pedogenizados (con rasgos de intenso hidromorfismo) inferiores a 1 mA/m (Figura 2).

En el perfil PZ, las curvas de desmagnetización presentan en general un diseño quebrado dado por la alternancia de picos de incremento y disminución de  $J$  (algunos más marcados que otros), que evidencian la presencia de varias componentes magnéticas y una fuerte resistencia a la desmagnetización (Figura 9).

Además, cabe destacar, que si bien el comportamiento de  $J$  frente a la aplicación de AF, impide la visualización de la componente principal en los diagramas de Zijderveld, las direcciones de

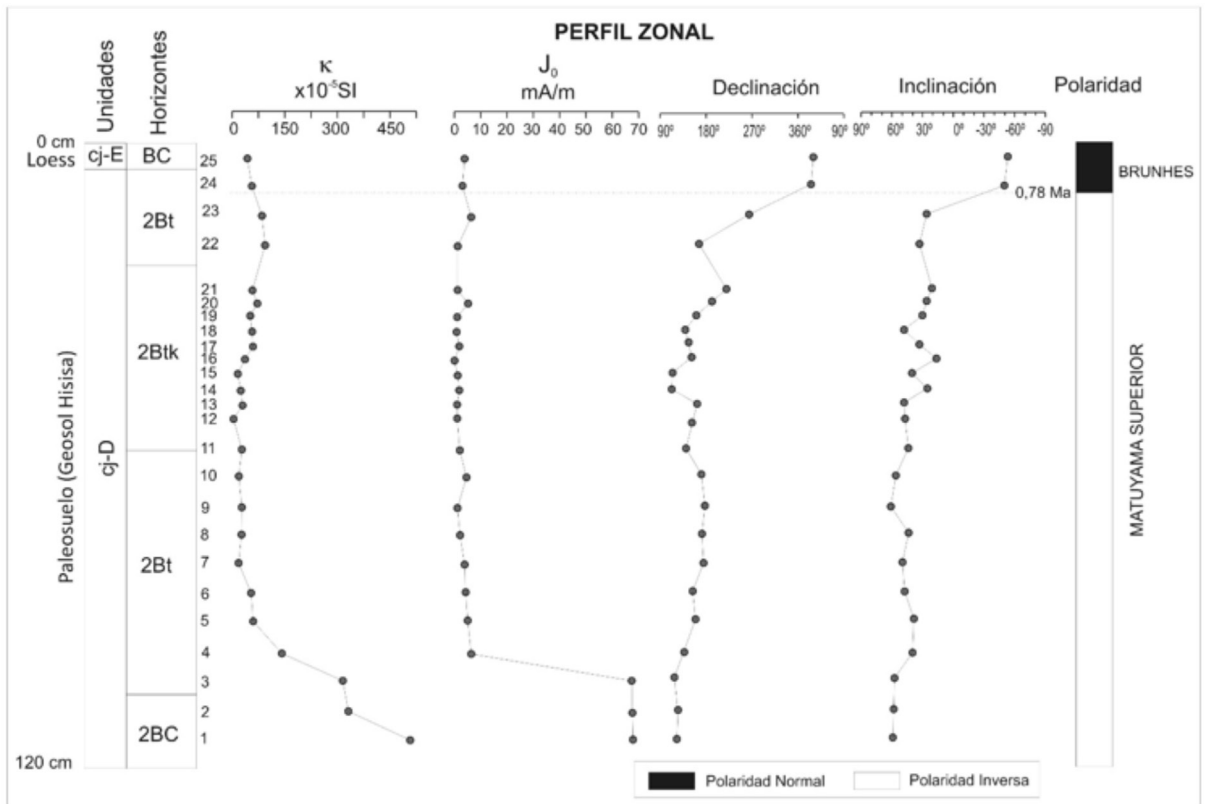


Figura 8. Resultados paleomagnéticos del perfil zonal PZ.

PERFIL ZONAL

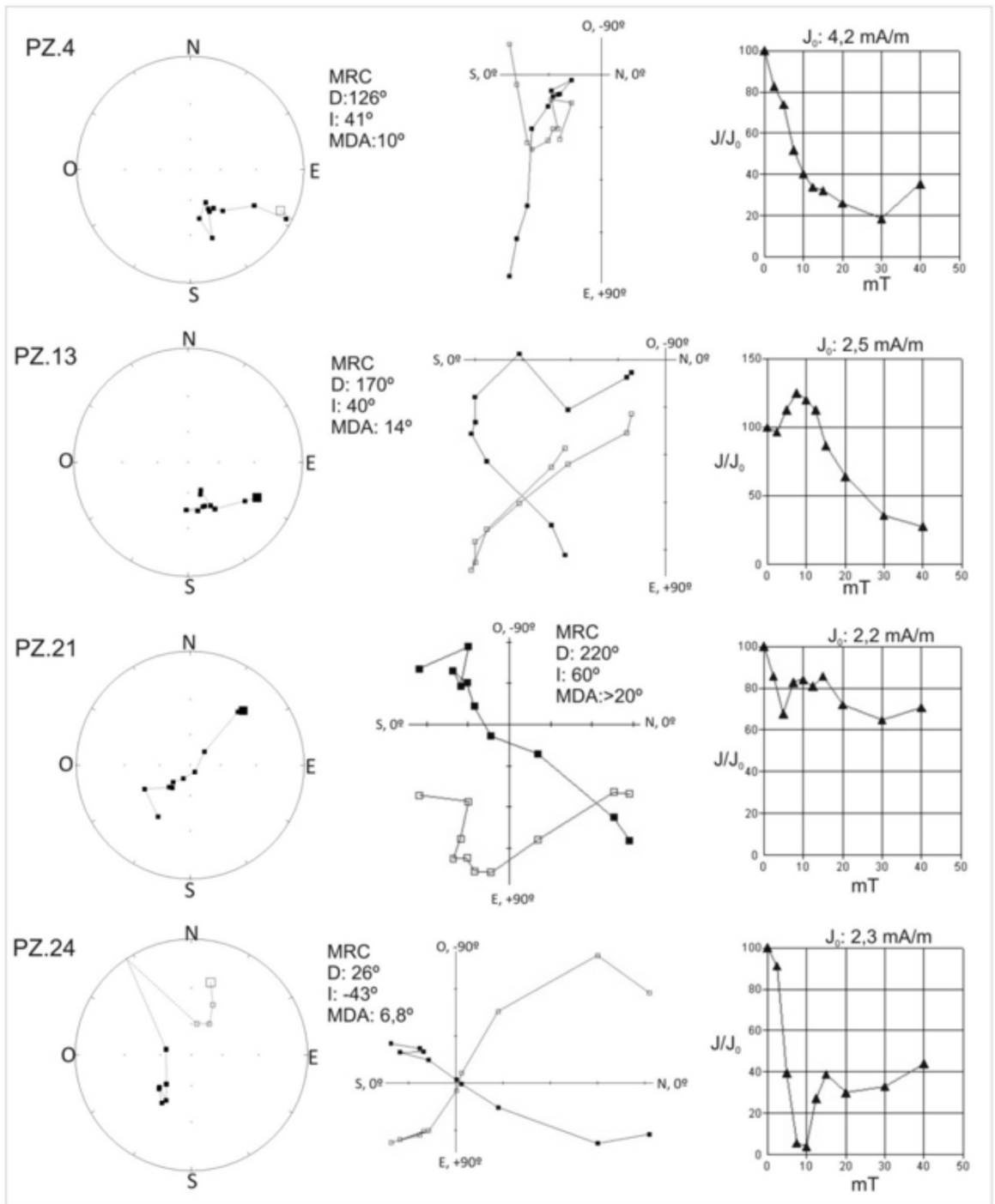


Figura 9. Representación gráfica del comportamiento de muestras extraídas del Perfil Zonal.

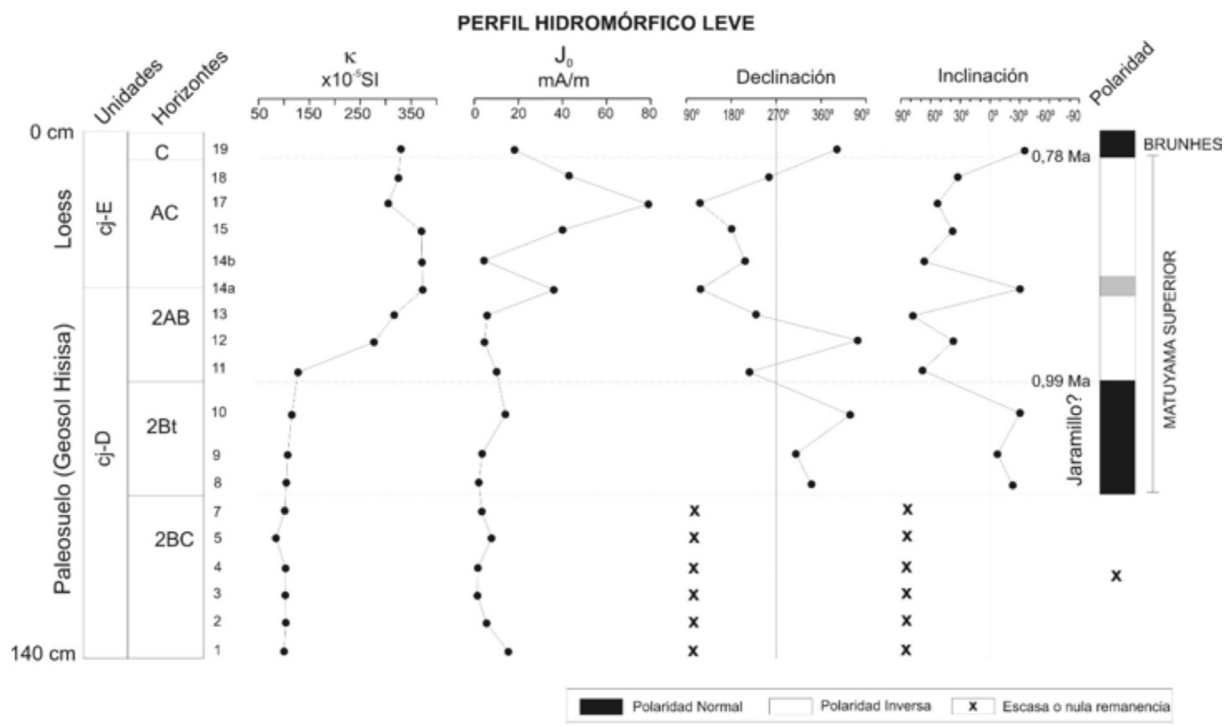


Figura 10. Resultados paleomagnéticos del Perfil Hidromórfico Leve.

magnetización obtenidas se mantienen estables en el campo inverso a partir de los 7,5 y 10 mT, lo cual puede ser observado en las redes estereográficas, donde los valores de declinación e inclinación obtenidos entre 10 y 20 mT, se concentran alrededor de un punto. En este perfil, el cambio de polaridad Matuyama/Brunhes se registra en el tope del paleosuelo cj-D (Figura 8).

En el perfil PHL, se determinó la presencia de horizontes de polaridad normal e inversa, excepto en los horizontes más pedogenizados de su base donde no fue posible determinar su polaridad (Figura 10). Estas últimas (Figura 11, muestra PHL.5), evidencian una abrupta pérdida de J<sub>0</sub> a 15 mT (> 90%); en estos casos se define una componente normal entre 0 y 15 mT, sin embargo, es posible que corresponda a una componente secundaria (viscosa) adquirida por procesos de óxido-reducción durante la pedogénesis. En el horizonte 2Bt predominan las muestras de polaridad

normal (Figura 10; Figura 11, muestra PHL.10); en estas, J también decae significativamente a campos bajos, sin embargo las direcciones de magnetización se mantienen estables entre 0 y 20 mT, evidenciando la presencia de un vector de direcciones normales que es interpretado como la componente principal (subcron Jaramillo?). En el horizonte 2AB del tope de la unidad cj-D, las muestras son de polaridad inversa y generalmente presentan una caída gradual de J con el incremento de AF (Figura 11, muestra PHL.11). En el horizonte AC de la base de la unidad cj-E, las muestras también son de polaridad inversa (Figura 11, muestra PHL.18) y en el C son normales (Figura 11, muestra PHL.19), con lo cual, el cambio de polaridad asignado a Matuyama/Brunhes en este perfil PHL, se registra en la base del loess (cj-E). Estas pierden el mayor porcentaje de intensidad a campos bajos, sin embargo, algunas evidencian incrementos anómalos de J por encima de 15 y 20 mT.

PERFIL HIDROMÓRFICO LEVE

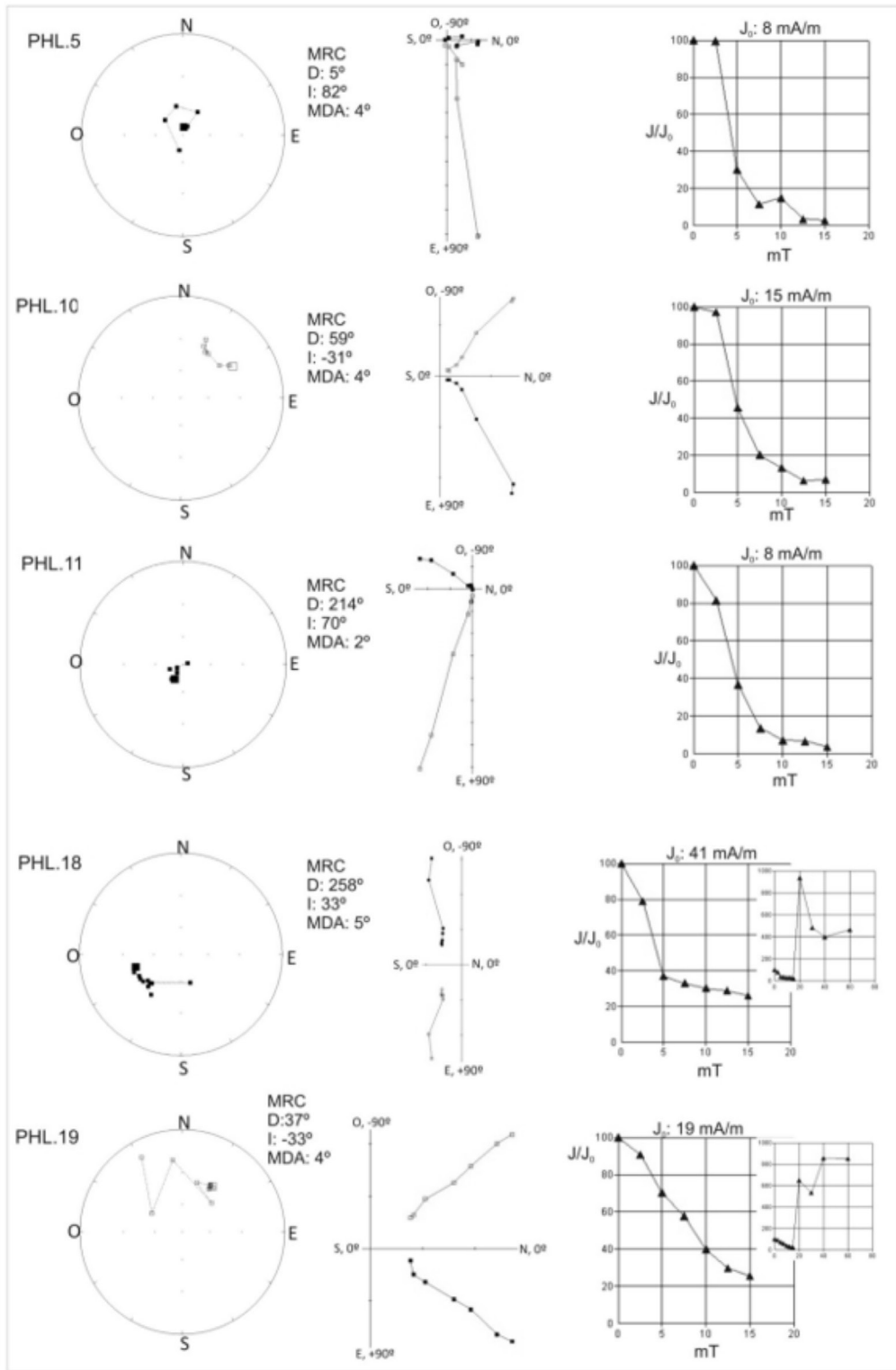


Figura 11. Estereogramas, diagramas de Zijderveld y curvas de  $J/J_0$  (H) del Perfil Hidromórfico Leve.

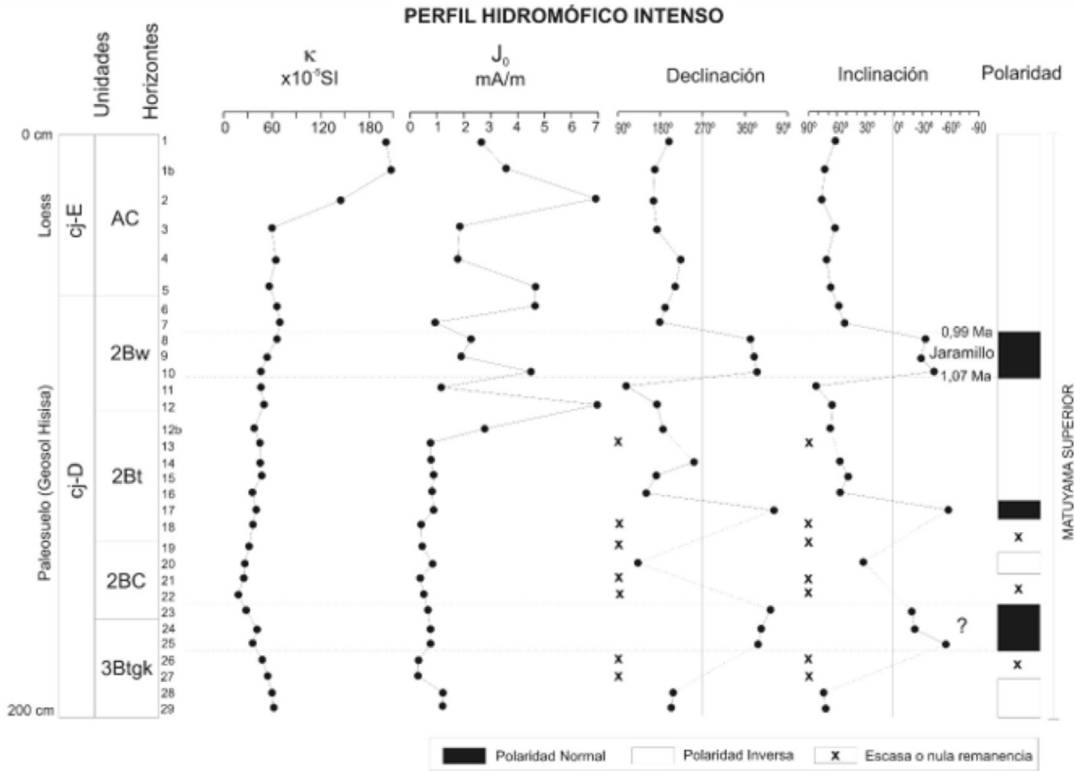


Figura 12. Resultados paleomagnéticos del Perfil Hidromórfico Intenso.

En el perfil Perfil Hidromórfico Intenso, se determinó la presencia de horizontes de polaridad normal e inversa, sin embargo, un número considerable de muestras presentó escasa o nula remanencia magnética (Figura 12). Estas últimas son frecuentes en la base de esta unidad, donde se determinó la presencia de un horizonte profundamente hidromorfizado (3Btgk). En estos niveles, las muestras evidencian una fuerte resistencia a la desmagnetización ( $J$  aumenta y disminuye sucesivamente con la aplicación de AF) y proporcionan valores de declinación e inclinación muy dispersos, lo cual hace imposible la determinación de su polaridad (Figura 13; muestra PHI.21).

En la sección media e inferior de este perfil, se obtuvieron algunas muestras de polaridad normal (Figura 13, muestra PHI.10) alternando entre niveles de polaridad inversa. En los horizontes

superiores de la unidad cj-D y en la base de cj-E, donde los rasgos de hidromorfismo disminuyen y los valores de  $J_0$  se incrementan levemente (2 a 7 mA/m), las muestras son de polaridad inversa, por lo tanto, si bien no fue posible registrar el cambio de polaridad Matuyama/Brunhes en este caso, se constata que la base del loess cj-E es de polaridad inversa. Algunas de estas muestras presentan 2 o más componentes de magnetización: una componente viscosa ( $< 10$  mT) caracterizada por un notable incremento de  $J$  a campos bajos y una componente principal donde  $J$  evidencia una disminución progresiva con el incremento de  $H$  (Figura 13; muestra PHI.6), sin embargo, cabe destacar, que la mayoría de la muestras de polaridad inversa de este paleosuelo, si bien presentan valores de declinación e inclinación estables, no es posible visualizar en los diagramas de Zijderveld su componente principal de magnetización debido al comportamiento de  $J$  (Figura 13; muestra 29).

PERFIL HIDROMÓRFICO INTENSO

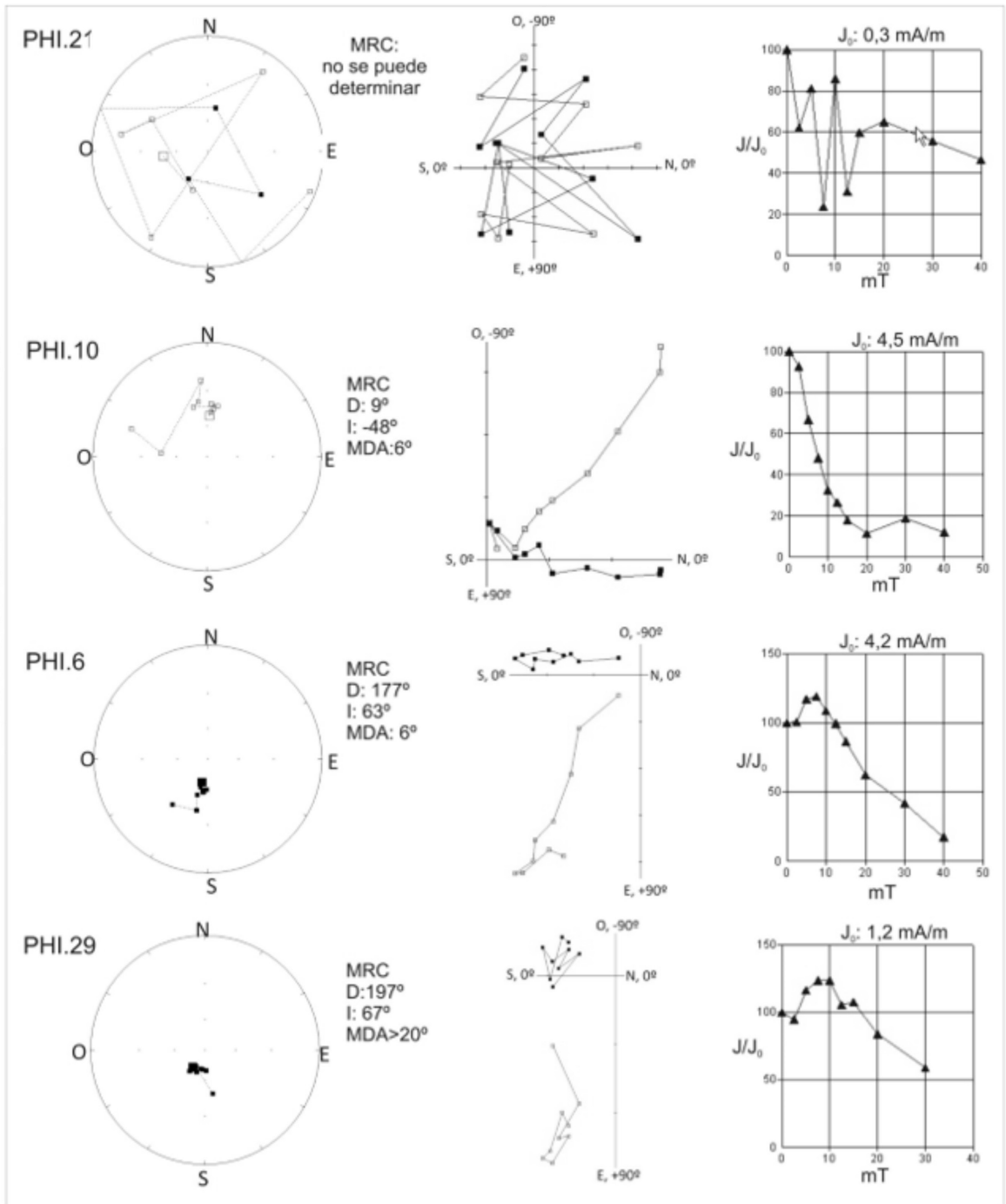


Figura 13. Estereogramas, diagramas de Zijderveld, curvas de  $J/J_0$  (H) del Perfil Hidromórfico Intenso.

## ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

El comportamiento de la susceptibilidad magnética en la cantera de Juárez es coincidente con el registrado en las sucesiones loess-paleosuelo del noreste de la provincia de Buenos Aires (Nabel y Valencio, 1981; Nabel, 1993; Bidegain, 1998; Bidegain et al., 2001, 2002, 2004, 2005; Bidegain y Rico, 2004; Orgeira et al., 2002; entre otros), así como en la mayoría de los suelos actuales de esta región (Orgeira et al., 2004; Bartel et al., 2005; Orgeira y Compagnucci, 2006; Bartel, 2009). Esto es, valores elevados en los niveles menos pedogenizados, y más bajos en los horizontes de paleosuelos y niveles carbonáticos. En los paleosuelos arcillosos, la disminución de susceptibilidad magnética es interpretada como el resultado de la alteración química de la magnetita por efecto de la pedogénesis (Maher, 1998), cuando las condiciones de drenaje habrían sido deficientes (Bidegain et al., 2001), o bien cuando el contenido de vidrio volcánico y/o materia orgánica se habrían incementado (Orgeira et al., 2002). En los niveles carbonáticos, dicha disminución es producida por el incremento de calcita diamagnética con susceptibilidad negativa, la cual al incrementarse en volumen, genera la dilución de la señal ferrimagnética (Gómez Samus, 2016). En los depósitos de loess menos pedogenizados, el incremento de los valores de susceptibilidad denota una mayor concentración de granos de titanomagnetitas dada por el aumento en la tasa de sedimentación del loess y la concomitante disminución de la pedogénesis. Este fenómeno se habría dado en períodos de mayor aridez, cuando los vientos provenientes del oeste, habrían transportado y depositado en la región, un mayor volumen de granos de magnetita (Bidegain, 1998).

El análisis paleomagnético permitió ampliar el registro de polaridades pre-existente en la cantera de Juárez y determinar la presencia de unidades sedimentarias de polaridad normal e inversa que se asignaron a los cronos Brunhes, y Matuyama Medio y Superior. Esto último se fundamenta en el hallazgo de dos niveles de polaridad normal

dentro de la magnetozona inversa de Matuyama, que podrían corresponder a los subcronos Jaramillo (1,07-0,99 Ma) y Olduvai (1,92-1,78 Ma), como ha sido determinado en la excavación del Teatro Argentino de La Plata (Bobbio et al., 1986) y en las canteras de Hernández y Gorina de la misma ciudad (Bidegain, 1991, 1998; Tonni et al., 1999; Heil et al., 2010). La presencia del subcron Olduvai, estaría dada por el registro de un paleosuelo arcilloso de polaridad normal en el sector más profundo de la cantera. Por su parte, en coincidencia con Tonni et al. (1999), los horizontes de polaridad normal asignados al subcron Jaramillo fueron registrados dentro del Geosol Hisisa, aunque únicamente dentro de los perfiles definidos como intrazonales. De esta manera, la edad de los depósitos más antiguos de esta cantera queda acotada a un mínimo de 1,78 Ma.

El cambio de polaridad Matuyama/Brunhes se registra dentro de la Fm. Ensenada, como ha sido indicado en trabajos anteriores (Bidegain y Rico, 2004), sin embargo el estudio realizado en 3 perfiles distintos dentro de la misma cantera, indica que no siempre se registra en la misma posición estratigráfica. En el perfil zonal, este se registra en el tope del Geosol Hisisa, sin embargo, en los perfiles intrazonales, se registra en la base del loess que se halla por encima de este último. Esto es coincidente con lo hallado por Bidegain (1998) en las canteras de Hernández y Gorina de La Plata, donde este cambio de polaridad también se registra en diferentes posiciones y ambientes sedimentarios (Figura 14), lo cual permite inferir, que el cambio de polaridad puede coincidir en algunos sectores con la isócrona paleomagnética de 0,78 Ma en la ciudad de La Plata, pues esta no coincide exactamente en todos los casos, con la superficie de truncamiento que se halla en el tope del Geosol Hisisa (Blassi et al., 2001), ni con otra discontinuidad que pueda apreciarse en el campo e indique ausencia de registro sedimentario. Por lo tanto, esto permitiría inferir que los horizontes de polaridad inversa del Geosol Hisisa podrían ser sincrónicos con los depósitos de loess que

constituyen la base de la unidad que se halla directamente por encima.

Otro aspecto que cabe resaltar, es que la calidad del registro paleomagnético varió con el grado de pedogénesis. En tal sentido, se comprobó que los depósitos de loess menos pedogenizados y el relleno laminar de las crotovinas, proporcionan registros de polaridad magnética más confiables que los paleosuelos más pedogenizados. Estos últimos presentaron en general valores de intensidad magnética muy bajos y su comportamiento frente al proceso de desmagnetización AF evidenció la ocurrencia de procesos de oxidación secundaria (dados por la presencia de componentes viscosas y fases altamente coercitivas). En el

Geosol Hisisa, si bien las muestras de polaridad inversa proporcionaron valores de declinación e inclinación estables entre 10 y 30 mT, en la mayoría de los casos no fue posible visualizar la componente primaria de magnetización en los diagramas de Zijderveld. A su vez, donde este paleosuelo presentó rasgos de intenso hidromorfismo, las direcciones de magnetización obtenidas no permitieron determinar su polaridad magnética, pues su remanencia es escasa o nula. Esto es atribuido a la alteración u oxidación de la magnetita en condiciones de drenaje deficiente (Maher, 1998), tal como ha sido indicado por Orgeira et al. (1998) y Bidegain et al. (2001) en horizontes Bt de paleosuelos de la región pampeana.

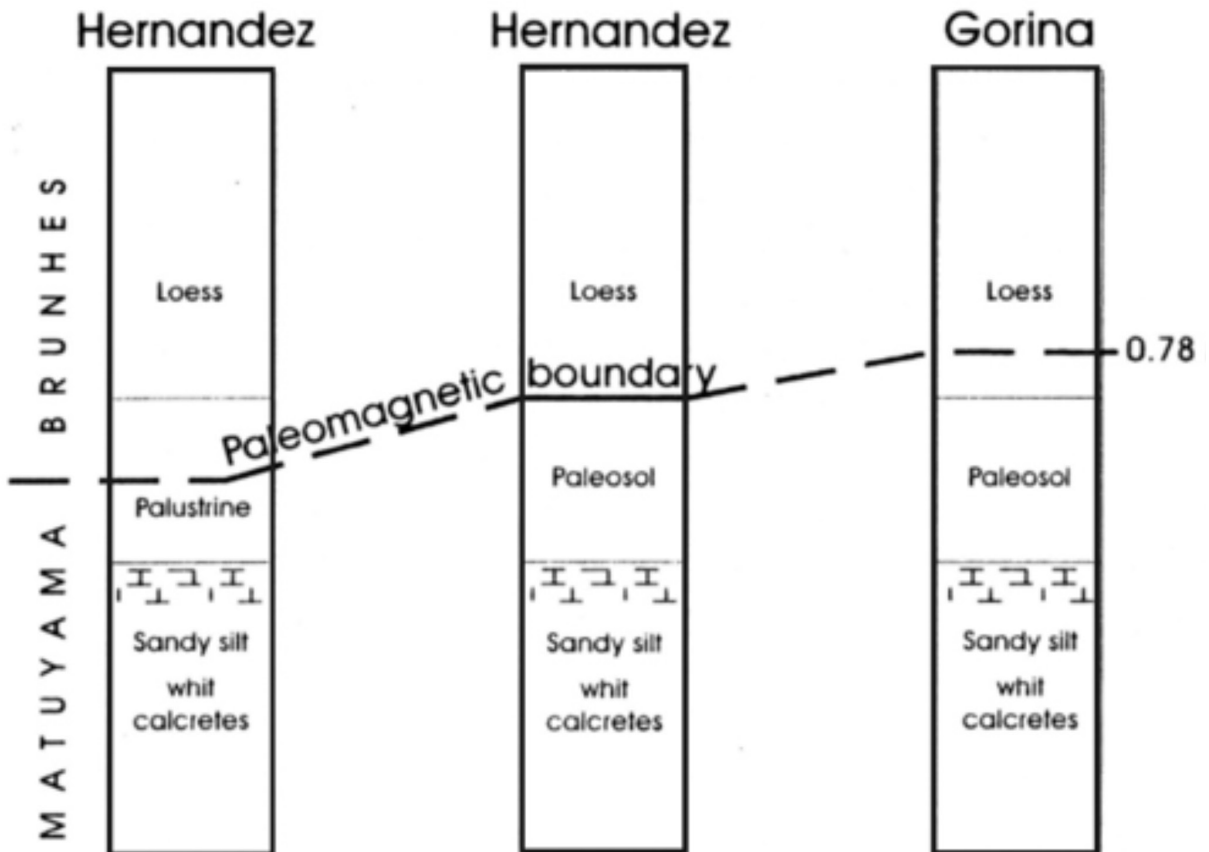


Figura 14. Distintas posiciones del cambio de polaridad Matuyama/Brunhes en La Plata. Tomada de Bidegain (1998).

## CONCLUSIONES

En la cantera de Juárez, el comportamiento de la susceptibilidad magnética es consistente con el registrado en la mayoría de las sucesiones de loess/paleosuelos de la región pampeana. Esto es, más elevada en los depósitos de loess menos pedogenizados, y más baja en los horizontes Bt de paleosuelos y niveles carbonáticos.

La disminución de la susceptibilidad magnética en horizontes Bt es interpretada como el resultado de la alteración química de la magnetita por efecto de la pedogénesis, cuando el aporte de sedimentos habría disminuido (por ejemplo, en períodos interglaciales) y las condiciones de drenaje habrían sido deficientes.

El incremento de los valores de susceptibilidad evidencia un aumento de la tasa de sedimentación en detrimento de la pedogénesis, y se vincula a períodos de mayor aridez (glaciaciones).

Los análisis paleomagnéticos realizados en los depósitos de loess menos pedogenizados y en el relleno laminar de las crotovinas, proporcionan los registros de polaridad magnética más confiables. Los paleosuelos que presentan rasgos

de intenso hidromorfismo, presentaron escasa o nula remanencia magnética; en estos casos, no fue posible determinar su polaridad o bien los resultados fueron poco confiables. Dicha respuesta es atribuida a la alteración de los minerales portadores de remanencia magnética, debido al exceso de agua en los suelos, durante períodos de tiempo prolongado (drenaje deficiente).

La posición del límite Matuyama/Brunhes en la cantera de Juárez se relaciona con la presencia del Geosol Hisisa, sin embargo, dicho límite paleomagnético no coincide exactamente con el contacto superior de dicho paleosuelo, sino que se registra dentro del paleosuelo o bien en el loess suprayacente, permitiendo inferir a su vez, que al menos la sección superior e inferior de ambas unidades respectivamente, habrían sido sincrónicas.

Dentro de la magnetozona inversa de Matuyama se determinó la presencia de los subcronos Jaramillo (1,07-0,99 Ma) y Olduvai (1,92-1,78 Ma). Ambos se registran en paleosuelos arcillosos; el primero, en la base de la cantera, permite acotar la edad de los depósitos más antiguos a un mínimo de 1,78 Ma; el segundo, se registra dentro del Geosol Hisisa.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al LEMIT, a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires y a la Universidad Nacional de La Plata.

## REFERENCIAS

- 1.- Bartel, A.A., 2009. Caracterización magnética de una climosecuencia de suelos entre el sureste de la provincia de La Pampa y el litoral atlántico. Universidad Nacional del Sur, p 325. Ph.D. thesis unpublished.
- 2.- Bartel, A.A., Bidegain, J.C., Sinito, 2005. Propiedades magnéticas de diferentes suelos del partido de La Plata, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60, 591–598.
- 3.- Bidegain, J.C., 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and séquence of events of the late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Ph.Dr.Thesis. Paleogeophysics and

Geodinamics, Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University, Stockholm, Sweden, ISBN-91-7146-915-X. Akademitryck A.B., Edsbruk, pp.1-128.

4.- 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, A. A. Balkema, Rotterdam, Vol. 11, 12:207-229.

5.- 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.

6.- Bidegain J.C y Rico Y., 2002. Geología y registros de susceptibilidad magnética en sedimentos de polaridad Normal (Brunhes) y Reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, Partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires; Argentina. XV° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina.

7.- 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.

8.- 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.

9.- Bidegain, J.C., van Velzen, A.J., Rico Y., 2007. The Brunhes/Matuyama boundary and magnetic parameters related to climatic changes in Quaternary sediments of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 23:17-29. +

10.- Blasi, A.M., Zárate, M.A., 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, Revista 8: 77-92.

11.- Bobbio, M.L., Devincenzi, S.M., Orgeira M.J., Valencio D.A., 1986. La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de La Plata, su significado geológico, Revista de la Asociación Geológica Argentina 51 (1-2):7-22. Buenos Aires.

12.- Fidalgo, F. y Martínez, O.R., 1983. Algunas características geomorfológicas dentro del partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, XXXVIII (2), 263–279.

13.- Gómez Samus, M.L., 2016. Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos en sedimentos del Cenozoico Tardío del sector Tandil-Balcarce-Mar del Plata. Universidad Nacional de La Plata. p430. Ph.D. Unpublished.

14.- Heil, C.W., King, J.W., Zárate, M.A., Schultz, P.H., 2010. Climatic interpretation of a 1.9 Ma environmental magnetic record of loess deposition and soil formation in the central eastern Pampas of

Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 29: 2705-2718.

16.- Kruse, E.; Varela L.; Laurencena P.; Deluchi M.; Rojo A., Carol, E., 2004. Modificaciones del ciclo hidrológico en un área del noreste de la Provincia de Buenos Aires. Argentina. En el libro: *El Agua y la Ciudad Sostenible: Hidrogeología urbana. Serie Hidrogeología y aguas subterráneas*: 11, p 342. Instituto Geológico Minero de España. ISBN 84-7840-539-9. Madrid. Pag: 131-139.

Maher, B.A, 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic peleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 25-54.

17.- Nabel, P. E. y Valencio, D. A. 1981 La magnetoestratigrafía del ensenadense de la ciudad de Buenos Aires: su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXXVI (I): 7-18.

18.- Nabel, P., 1993. The Brunhes–Matuyama boundary in Pleistocene sediments of Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary Int.* 17, 79–85.

19.- Nabel, P.E., Camilión, M.C., Machado, G.A., Spiegelman, A., Mormeneo, L., 1993. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLVIII, 193±206.

20.- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vásquez, C.A., Di Tommaso, I.M., Alonso, S., Sherwood, G., Yuang Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vasquez, C.A., Di Tommaso, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu, Y. and Vilas, J.F., 1998. Magnetismo ambiental: Loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (1): 91-100.

21.- Orgeira, M. J., A. M. Walther, R. Tófalo, C. A. Vásquez, T. Berquó, C. Favier Dubois, and H. Böhnel, 2003. Environmental magnetism in fluvial and loessic Holocene sediments and paleosols from the Chacopampean Plain (Argentina), *J. South Am. Earth Sci.*, 16, 259–274.

22.- Orgeira, M.J., Wlather, A.M., Tófalo, R., Vásquez, C.A., Berquó, T., Favier Dobois, C., Böhnel, 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.

23.- Orgeira, M. J., F. X. Pereyra, C. Vásquez, E. Castañeda, and Compagnucci, R., 2004. Señal magnética en suelos actuales de la provincia de Buenos Aires, Argentina: su relación con el clima, *Rev. Españ. Geo-Temas* 6: 311–314.

24.- Orgeira, M.J. y Compagnucci, R; 2006. Correlation between paleosol-soil magnetic signal and climate. *Earth, Planets and Space (EPS)*, Special Issue “Paleomagnetism and Tectonics in Latinamerica”; 58 (10) : 1373-1380.

25.- Riggi, J.C., Fidalgo, F., Martinez, O., Porro, N., 1986. Geología de los “Sedimentos Pampeanos” en el partido de La Plata. *Asociación Geológica Argentina, Revista* XLI (3–4), 316–333.

26.- Tonni, E.P., Nabel, P., Cione, A.L., Etchichurry, M., Tófalo, R., Scillato Yané, G., San Cristóbal, J., Carlini, A., 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.