

Magnetismo de rocas en sedimentos cenozoicos tardíos en San Antonio de Areco, provincia de Buenos Aires

Ana M. WALTHER, María J. ORGEIRA y Horacio F. LIPPAI

¹CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria Pab II, 1428 Buenos Aires. E-mail: walther@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Se realizó un estudio geológico y geofísico en sedimentos fluviales postpampeanos, en la margen derecha del río Areco. La secuencia estudiada está compuesta por el Miembro Guerrero y el Miembro Río Salado de la Formación Luján, donde hay desarrolladas tres unidades pedogenéticas. De los estudios efectuados surge que los procesos pedogenéticos afectaron al material parental empobreciéndolo en los minerales ferrimagnéticos detríticos (magnetita y/o titanomagnetitas) y generando neominerales de dos tipos: antiferromagnéticos y ferrimagnéticos. En el caso de los minerales ferrimagnéticos se trata de partículas de magnetita ultrafina (estado de dominio magnético superparamagnético, tamaño de grano aproximado en 0,01 μm) formados durante los períodos de excesos de agua. Los minerales antiferromagnéticos (hematita y/o goethita) se generaron en los períodos de grandes deficiencias hídricas. La presencia de estos minerales estaría indicando un clima cálido y húmedo con una marcada estación seca. El paleosuelo más antiguo se desarrolló sobre el Miembro Guerrero, se correlaciona con el Suelo Puesto Callejón Viejo el cual tendría una edad entre 10000 y 8000 años AP, en este perfil, mientras que el Miembro Río Salado y los dos paleosuelos en él desarrollados se habrían depositado y edafizado durante el período cálido denominado Megathermal entre los 9000 y los 7000 años AP.

Palabras clave: *Magnetismo ambiental, Magnetismo de rocas, Estratigrafía, Cuaternario, Paleoclimas*

ABSTRACT. *Rock magnetism in late Cenozoic sediments at San Antonio de Areco, Buenos Aires province.* A geological and geophysical study in fluvial post-pampean sediments cropping out on the right bank of the Río Areco was carried out. The sequence studied comprises the Guerrero and Río Salado members of the Luján Formation, in which three palaeosols are developed. The geophysical studies suggest an impoverishment of the detrital ferrimagnetic minerals (magnetite and titanomagnetite) in the parent material, due to the action of pedogenic processes, accompanied by the generation of two neominerales, one antiferromagnetic and the other ferrimagnetic. The ferrimagnetic mineral consists of particles of ultrafine magnetite (state of superparamagnetic domain, grain size approaching 0.01 μm) formed during periods of excess water. The antiferromagnetic minerals (hematite and/or goethite) were generated in periods of major water deficiency. The presence of these minerals would be indicating a warm and humid climate with a marked dry period. The oldest paleosol was developed on the Guerrero Member which correlates with the Puesto Callejón Viejo palaeosol that has an age between 10,000 and 8,000 years AP, in this profile. The Río Salado Member and the two paleosols developed on it would have developed during the warm period known as, Megathermal, between 9,000 and 7,000 years BP.

Key words: *Environmental magnetism, Stratigraphy, Quaternary, Paleoclimate*

Introducción

Se efectuó un estudio de magnetismo de rocas en sedimentos fluviales postpampeanos; el mismo se llevó a cabo en la margen derecha del río Areco, a 100 m aproximadamente de la ruta 8 en la ciudad de San Antonio de Areco, provincia de Buenos Aires (Fig. 1).

Los principales objetivos perseguidos en este trabajo fueron:

a) Determinar los parámetros magnéticos no direccionales de los sedimentos aflorantes en el perfil, caracterizando magnéticamente estos depósitos tan conspicuos en la llanura chacopampeana.

b) Efectuar una evaluación paleoclimática de la secuencia en estudio.

Antecedentes geológicos

En el área de San Antonio de Areco, afloran unidades de carácter regional correspondientes al Pleistoceno tardío y Holoceno. Las mismas están constituidas por sedimentos fluviales, del Lujanense y Platense *lato sensu* (Frenguelli 1950).

Ameghino (1889) describe el Lujanense como constituido por arcillas blancas o amarillentas verdosas, a veces con un alto porcentaje de carbonato de calcio, presentando en algunos casos intercalaciones de tosquillas rodadas. Este investigador estudió exhaustivamente los numerosos restos fósiles de mamíferos cuaternarios contenidos en el mismo.

Posteriormente, Frenguelli (1928, 1950, 1957) describe

esta unidad como un horizonte principalmente cenagoso depositado en su mayor parte bajo condiciones de clima húmedo y frío, esto último indicado por el color gris verdusco de sus sedimentos. El Miembro Guerrero constituye para Frenguelli (1957) el límite superior del Pleistoceno argentino, dada la presencia de mamíferos extinguidos.

Fidalgo *et al.* (1973) denominaron a los depósitos del Lujanense y del Platense como Formación Luján y a los sedimentos eólicos Cordobense o Platense eólico como Formación La Postrera. En la Formación Luján se reconocen dos miembros, el inferior o Miembro Guerrero (Lujanense) y el superior o Miembro Río Salado (Platense) (Fidalgo *et al.* 1973).

Este autor ha reconocido en el tope del Miembro Guerrero una unidad edafoestratigráfica denominada Suelo Puesto Callejón Viejo (SPCV). Más tarde, Fidalgo (1992) propuso a éste como límite material entre el Pleistoceno y el Holoceno, ya que el mismo reflejaría el pasaje de condiciones climáticas semiáridas de épocas frías a condiciones climáticas húmedas y templadas.

Frenguelli (1945) realizó una detallada descripción del Platense. Se trata de limos de color gris ceniza claro, que a veces se hace oscuro, con una cantidad siempre elevada de sílice organizada, células silicificadas de gramíneas, esponjas de agua dulce y frústulas de diatomeas. En este miembro Fidalgo *et al.* (1973) han reconocido una unidad edafoestratigráfica denominada Suelo Puesto Berrondo (SPB).

Figini *et al.* (1998) efectuaron una serie de dataciones en la localidad de Salto de Piedra, sobre carbonato disperso, valvas dulciacuícolas y materia orgánica, que ubican al Miembro Guerrero superior entre los 29.000 y los 10.000 años AP y al Suelo Puesto Callejón Viejo entre los 10.000 y los 8900 años AP.

La cronología del Platense o Miembro Río Salado de la Formación Luján se basa en numerosas edades radiocarbónicas entre los 10.200 y 3300 AP (Johnson *et al.* 1998, Tonni *et al.* 1999), mientras que Figini *et al.* (1998) lo acota entre los 8900 y los 5000 años AP.

Bonadonna *et al.* (1999) dataron esta unidad en distintas localidades a saber :

9850 y 8810 años AP a lo largo del arroyo Talpaqué.

8670 a 5730 años AP en el Quequén Grande.

10.800 años AP a lo largo del Quequén Salado (Oriente).

10.800 a 8.240 años AP en el arroyo Toro en la cuenca del río Sauce Grande.

En la localidad de Luján se desarrolla un suelo enterrado holoceno tardío sobre el Miembro Río Salado de la Formación Luján. Las dataciones *Oxidizable Carbon Ratio* (OCR) efectuadas sobre la materia orgánica del mismo proporcionan una edad mínima de inicio de 2350 ± 70 AP y una edad máxima de sepultamiento de 285 ± 10 AP (Orgeira *et al.* 2002).

Los depósitos correspondientes al Pleistoceno tardío (Lujanense o Miembro Guerrero de la Formación Luján) registran diversos indicadores de condiciones áridas y frías (Prado *et al.* 1987, Bonadonna *et al.* 1995, Prieto 1996).

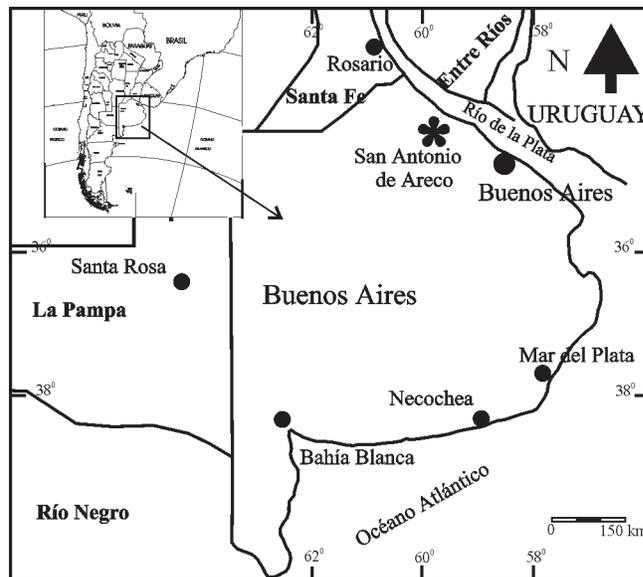


Figura 1: Mapa de ubicación.

Iriondo y García (1993) infirieron que durante el período de 8000 a 3500 años AP en la región pampeana el clima fue subtropical a tropical. Sin embargo, para Tonni *et al.* (1999) no hay evidencias de que el clima haya permanecido húmedo todo ese lapso.

Por otra parte, Orgeira *et al.* (2001) propusieron que el Suelo Puesto Callejón Viejo pudo haberse formado en el final del Anatermal en el lapso comprendido entre los 10.000 y los 9000 años AP y el Miembro Río Salado se habría depositado durante el período Megatermal, particularmente en el subperíodo Atlántico.

Estratigrafía

En la margen derecha del río Areco, se realizó una descripción macroscópica del perfil y se efectuó el muestreo correspondiente. En el mismo se diferenciaron cuatro unidades sedimentarias, tres paleosuelos y el suelo actual.

El perfil estudiado presenta una potencia de 3,70 m, está integrado por los sedimentos fluviales correspondientes al Miembro Guerrero y al Miembro Río Salado, de la Formación Luján (Fidalgo *et al.* 1973) (Fig. 2).

Para la determinación de colores se utilizó la cartilla de patrones cromáticos del *Rock Color Chart Committee* y se realizó sobre el sedimento seco.

La unidad inferior (A), tiene la base cubierta por las aguas del arroyo, se observan los 0,37 m superiores, está moderadamente consolidada y su límite superior es claro y suave (Fig. 2). Esta unidad está compuesta por sedimentos limo arcillosos de color castaño amarillento (7.5YR 5/4) y presenta manchas oscuras e irregulares y argilocutanes dispersos. A 3,60 m de profundidad se halla intercalado un banco ligeramente más arenoso, en el que predominan arenas fina a limo grueso con escasa materia orgánica.

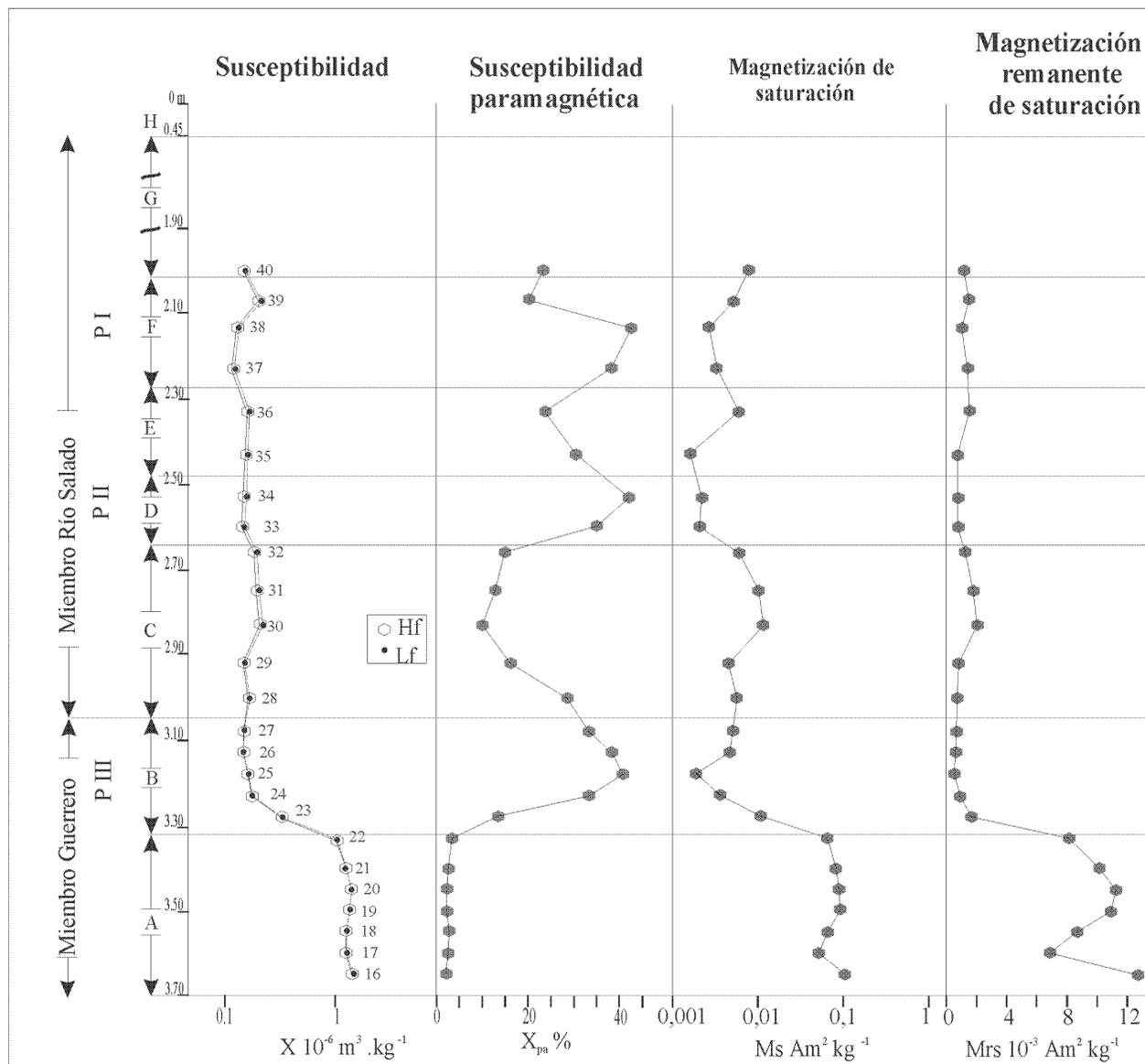


Figura 2: X (susceptibilidad magnética específica medida a 470 Hz y 4700 Hz), X paramagnética porcentual, magnetización de saturación y magnetización remanente de saturación vs. la posición estratigráfica de los especímenes.

La unidad B o Paleosuelo III (Fig. 2), tiene 0,25 m de desarrollo vertical, el contacto superior es abrupto y ondulado, es friable, está constituida por limos arcillosos de color castaño claro (7.5YR 5/1) en los primeros 0,10 m y gris amarillento (2.5YR 5/1) en el sector superior. Presenta estructura en bloques prismáticos, abundante materia orgánica, nódulos de carbonato y moldes de raíces revestidos por argilo y ferrocitanes. Los procesos edáficos se intensifican hacia el techo de la unidad.

La unidad C (Fig. 2), con un espesor de 0,42 m, está compuesta por sedimentos areno limosos, poco consolidados, de color castaño rojizo (5YR 5/1) con abundantes nodulitos de carbonato, está ligeramente estructurado, su contacto superior es gradual y ondulado.

La unidad D o Paleosuelo II (Fig. 2), tienen un desarrollo vertical de 0,13 m, el mismo está constituido por material

pelítico con neto predominio del material arcilloso, de color gris claro (10YR 5/1) en el que se observan abundantes moldes de raíces revestidos por argilo y ferrocitanes. El límite superior es claro y suave.

La unidad E (Fig. 2), tiene una potencia de 0,20 m, el límite superior es claro y ondulado. Está compuesta por sedimentos limo arcillosos, de color castaño claro rojizo amarillento (2.5Y 6/1), poco consolidado y estructurado en bloques prismáticos mal definidos, hacia el techo estos bloques son más nítidos y se observan ferrocitanes.

La unidad F o Paleosuelo I (Fig. 2), es de 0,35 m de espesor. Presenta un incremento en el contenido de arcillas y es de color gris oscuro (2.5Y 5/1). Exhibe bioturbación y son comunes los moldes de raíces, cutanes y estructuras edáficas prismáticas bien definidas.

La unidad G (Fig. 2), tiene 1,40 m de potencia, está inte-

Cuadro 1: Síntesis de los parámetros magnéticos medidos

Unidad	Muestra	X_{Hf} m ³ / kg	X_{Lf} m ³ / kg	Kpa m ³ / kg	$X_{fd\%}$	Ms Am ² / kg	Mrs Am ² / kg	Hc mT	Hcr mT	S ratio
F	40	1,49E-07	1,52E-07	3,54E-08	2,00%	7,68E-03	1,16E-03	11,36	50,97	0,73
	39	2,04E-07	2,09E-07	4,23E-08	2,24%	5,23E-03	1,49E-03	11,89	48,12	0,79
	38	1,27E-07	1,32E-07	5,61E-08	3,34%	2,68E-03	1,03E-03	19,93	70	0,61
	37	1,18E-07	1,22E-07	4,65E-08	3,24%	3,26E-03	1,40E-03	21,39	72,17	0,5
E	36	1,58E-07	1,64E-07	3,89E-08	4,19%	6,01E-03	1,54E-03	14,39	58,06	0,59
	35	1,53E-07	1,61E-07	4,88E-08	4,85%	1,64E-03	7,40E-04	14,84	60	0,56
D	34	1,48E-07	1,55E-07	6,51E-08	5,07%	2,20E-03	7,65E-04	13,43	65	0,6
	33	1,44E-07	1,51E-07	5,29E-08	4,66%	2,09E-03	7,71E-04	15,46	62	0,62
C	32	1,86E-07	1,94E-07	2,91E-08	4,28%	6,02E-03	1,24E-03	11,62	46,92	0,68
	31	1,91E-07	2,02E-07	2,59E-08	5,18%	1,01E-02	1,78E-03	10,66	45	0,68
	30	2,06E-07	2,16E-07	2,20E-08	4,72%	1,15E-02	2,03E-03	10,99	41,33	0,75
	29	1,47E-07	1,51E-07	2,43E-08	2,21%	4,50E-03	8,11E-04	11,92	50	0,67
	28	1,64E-07	1,65E-07	4,71E-08	0,44%	5,70E-03	7,31E-04	11,01	53,64	0,71
B	27	1,49E-07	1,49E-07	4,90E-08	0,06%	5,03E-03	6,67E-04	12,92	57,5	0,64
	26	1,48E-07	1,49E-07	5,57E-08	0,10%	4,75E-03	5,69E-04	11,6	62,5	0,78
	25	1,62E-07	1,63E-07	6,57E-08	0,47%	1,90E-03	5,65E-04	11,52	52,22	0,74
	24	1,77E-07	1,77E-07	5,91E-08	0,13%	3,64E-03	9,35E-04	9,76	55,83	0,7
	23	3,23E-07	3,27E-07	4,40E-08	0,99%	1,07E-02	1,67E-03	8,07	46,94	0,69
A	22	1,03E-06	1,04E-06	3,66E-08	1,38%	6,45E-02	8,10E-03	8,17	34,29	0,85
	21	1,24E-06	1,25E-06	3,27E-08	1,11%	8,11E-02	1,02E-02	8,3	34,49	0,83
	20	1,38E-06	1,39E-06	3,09E-08	1,04%	8,87E-02	1,12E-02	7,55	32,64	0,84
	19	1,34E-06	1,36E-06	3,04E-08	1,41%	9,03E-02	1,10E-02	8,23	34,67	0,86
	18	1,25E-06	1,27E-06	3,62E-08	1,47%	6,45E-02	8,68E-03	8,86	34,73	0,87
	17	1,25E-06	1,27E-06	3,08E-08	1,42%	5,12E-02	6,62E-03	8,5	33,98	0,83
	16	1,42E-06	1,44E-06	3,01E-08	1,57%	1,03E-01	1,27E-02	8,38	34,35	0,82

$X_{fd\%} = 100 (X_{lf} - X_{hf}) / X_{lf}$	$S \text{ ratio} = -IRM_{-300} / IRM_{4000}$
---	--

grada por material arenoso limoso de color castaño claro a rojizo (2.5Y 6/1).

La unidad H (Fig. 2), constituye los 0,45 m superiores y en ella se desarrolla el suelo actual.

La sucesión sedimentaria que comprende las unidades A y B corresponden al Miembro Guerrero Superior y las unidades superiores corresponden al Miembro Río Salado de la Formación Luján (Fidalgo *et al.* 1973).

La presencia de materia orgánica, moldes revestidos por cutanes y estructuras prismáticas, observados a lo largo de todo el perfil y más intensamente en los tres paleosuelos, indican la acción de fenómenos edáficos en todas las litofacies de grano fino, lo que estaría vinculado a la existencia de un clima benigno que habría permitido el desarrollo de vegetación. La existencia de nódulos carbonáticos indica que estas unidades se depositaron bajo un clima húmedo con una estación seca predominante.

En el paleosuelo III del perfil en estudio, se efectuaron dataciones OCR (TRM) sobre materia orgánica. La misma proporciona una edad mínima de 8000 años (Nami comunicación verbal) debido al continuo aporte de materia orgánica que se adiciona a la que ha ido madurando en el perfil del suelo.

Estudio de magnetismo de rocas

Se obtuvieron 25 muestras sucesivas desde el pelo de agua hasta el techo de la unidad sedimentaria F. Del sector superior del perfil no se tomaron muestras. La distancia entre niveles es de 5 a 7 centímetros..

En el laboratorio se secaron las muestras a temperatura ambiente, luego el material se desagregó, cuarteó y fueron preparadas varias fracciones de un mismo nivel para los diferentes ensayos.

En el Instituto de Geofísica Daniel A. Valencio (INGEODAV) se efectuaron las mediciones de la susceptibilidad magnética total en dos frecuencias con un susceptibilímetro Bartington MS2 y se realizaron los ensayos de magnetización remanente isotérmica (IRM). Esta experiencia consiste en aplicar un pulso de campo magnético en pequeños pasos sucesivos y crecientes desde 5 mT hasta 4 teslas; después de cada etapa se mide la magnetización remanente isotérmica de cada espécimen en un magnetómetro Spinner Schönstedt Modelo SSM-2D.

Los ciclos de histéresis y las curvas de IRM a 1 T fueron medidos con un *vibrating sample magnetometer* (VSM) Molspin del Instituto Astronómico y Geofísico de la Universidad de San Pablo y un VSM de iguales característi-

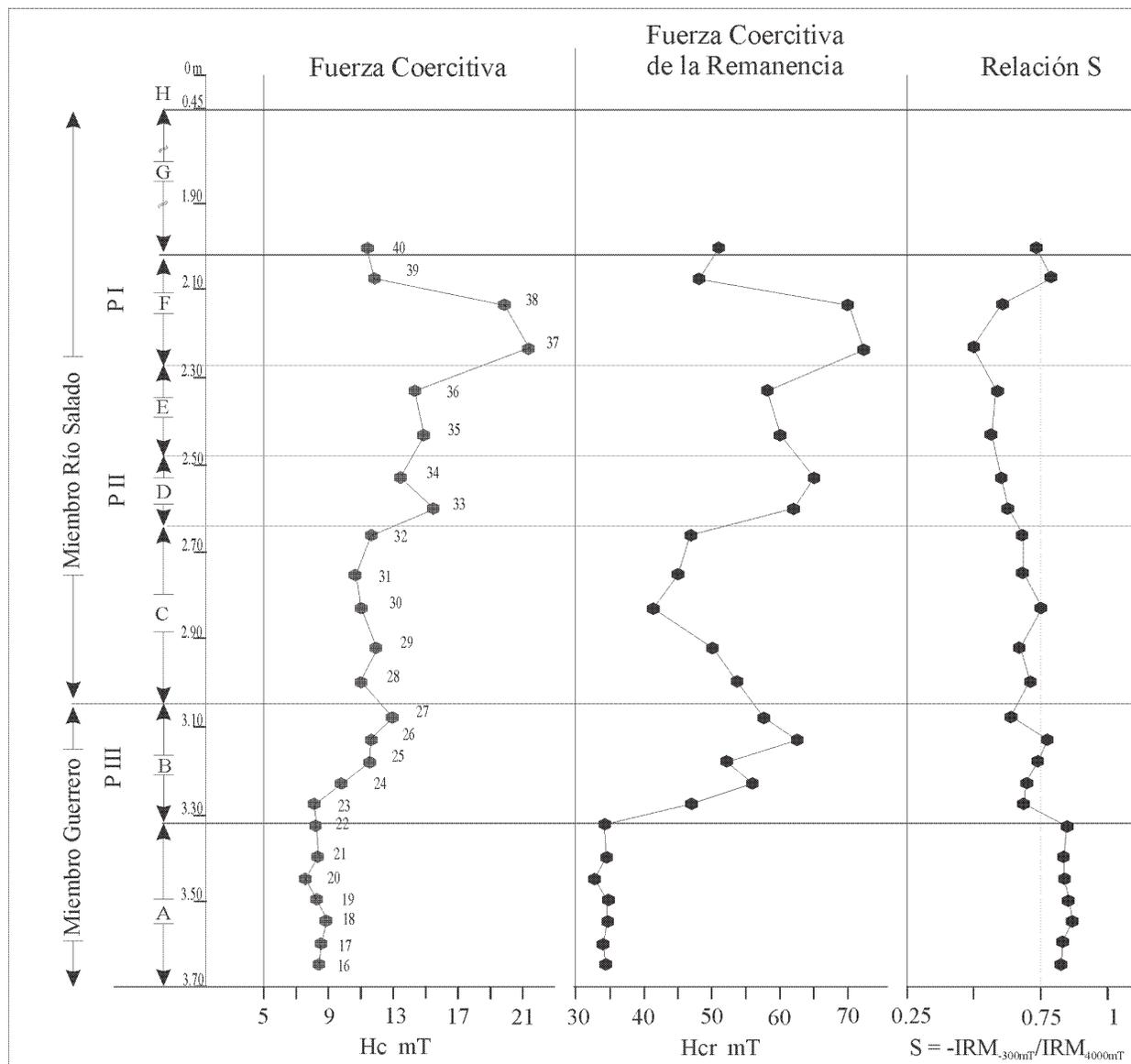


Figura 3: Fuerza coercitiva, fuerza coercitiva de la remanencia y relación S vs. la posición estratigráfica de los especímenes.

cas del Laboratorio de Anisotropía Magnéticas y Magnetismo de Roca del Instituto de Geociencias de la misma universidad. De estos ciclos se obtuvieron los parámetros magnéticos no direccionales tales como: magnetización de saturación (Ms), magnetización remanente de saturación (Mrs), fuerza coercitiva (Hc), fuerza coercitiva de la remanencia (Hcr) y la susceptibilidad paramagnética (X_{pa}).

Resultados del estudio de magnetismo de rocas

La interpretación de los parámetros de magnetismo de rocas provee información sobre la concentración, tamaño de grano y mineralogía de la composición del mineral magnético sedimentario.

La susceptibilidad magnética específica inicial (X) se midió en baja y alta frecuencias (470 Hz y 4700 Hz) regis-

trándose valores de $X_{FD\%}$ ($susc_{470\text{ Hz}} - susc_{4700\text{ Hz}} / susc_{470\text{ Hz}}$) inferiores al 5% en todas las muestras (Cuadro 1), de estos datos no se puede inferir la existencia de una fracción superparamagnéticas (SP) significativa en la secuencia (Bloemendal *et al.* 1985, Thompson y Oldfield 1986, entre otros). Valores altos de este parámetro indican una proporción significativa de granos de magnetita cuyo tamaño esta cercano a la banda DS/SP (dominio simple/superparamagnético) de 0,03 μm .

En la figura 2 se han representado las fluctuaciones de la X magnética total en dos frecuencias en función de la posición estratigráfica de las muestras estudiadas a lo largo del perfil. Los valores de este parámetro oscilan entre 0,1 y 1 por $10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$.

Un rasgo significativo observado en el perfil de la X (Fig. 2) es la presencia, de picos decrecientes en las unidades B, D y F. Los mínimos observados en la X total, se

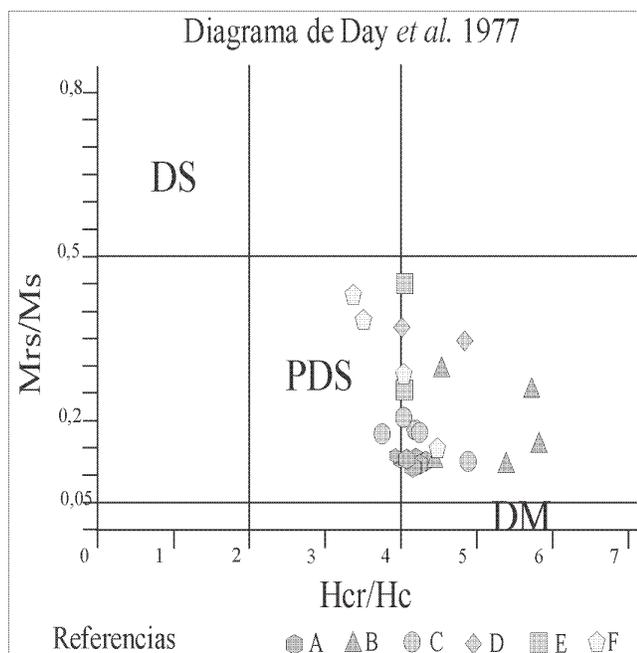


Figura 4: Diagrama de Dunlop (2002) modificado del de Day *et al.* (1977).

corresponden con los tres paleosuelos. En el paleosuelo III, esta disminución, está claramente marcada ya que la parte inferior del Miembro Guerrero, sobre el que se desarrolla dicho paleosuelo, no se encuentra afectada por procesos pedogenéticos. En las unidades superiores este rasgo no es tan notable, pues toda la secuencia se encuentra edafizada en mayor o menor grado. Pero si se tiene en cuenta que el Miembro Río Salado en la localidad de Luján y en el perfil de Tapalqué es de $1 \times 10^{-6} \text{ m}^3 / \text{kg}$, entonces vemos que las unidades C, D, E y F muestran valores mínimos, los cuales se acentúan ligeramente en los sectores de los paleosuelos II y I. Esta merma en la susceptibilidad total es atribuible en primera instancia a menor cantidad de minerales ferrimagnéticos.

La susceptibilidad paramagnética porcentual (X_{pa}) (Fig. 2), se incrementa a lo largo del perfil, tanto en su valor absoluto, como en su porcentaje presentando tres picos de máxima intensidad en los sectores B, D y F. Estos incrementos indican un aumento relativo en la cantidad de minerales paramagnéticos presentes.

Cabe destacar que este ascenso es consistente con el crecimiento en el porcentaje de las fracciones granulométricas más finas observadas en el campo.

En la figura 2 se han graficado los valores de la magnetización de saturación (M_s), la misma presenta decrecimientos en las muestras correspondientes al Paleosuelo I, II y III; la disminución en este parámetro es mayor al 50 %. Los valores de magnetización de saturación dentro de la unidad A son un orden de magnitud mayor que en las unidades suprayacentes. El pico decreciente correspondiente a las muestras 17 y 18 se atribuyen a un cambio litológico en la secuencia (véase estratigrafía).

Los valores de la magnetización remanente de saturación

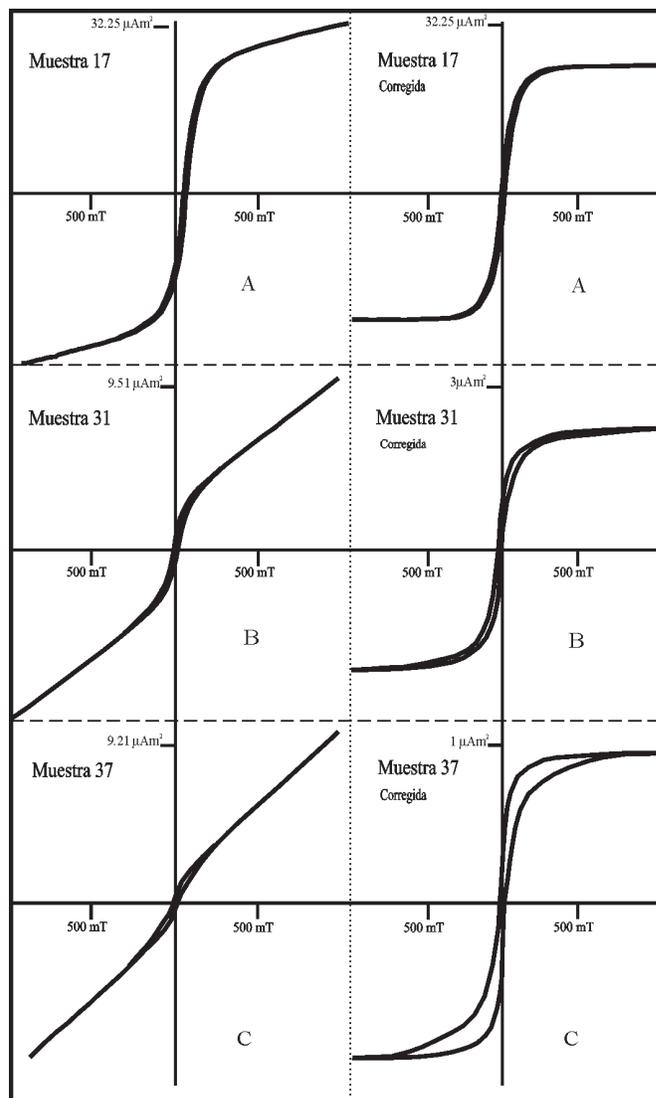


Figura 5: Ciclos de histéresis de tres muestras representativas de cada grupo. Las figuras de la izquierda corresponden a los ciclos sin corregir la contribución paramagnética y las figuras de la derecha corresponden a los ciclos corregidos. En la muestra 37 se observa la característica forma de cinturón de avispa.

ción (M_{rs}), también disminuyen en los paleosuelos aunque no tan pronunciadamente como los valores de magnetización de saturación. Nótese que ambos parámetros magnéticos presentan un comportamiento similar. Consecuentemente los descensos detectados en el perfil de la (X) magnética total tienen un correlato con las caídas en el M_s y el M_{rs} (Fig. 2).

En la figura 3, se han representado las variaciones de los parámetros de coercitividad (H_c) y coercitividad de la remanencia (H_{cr}); en la misma puede observarse que el valor de estos parámetros se intensifican en los sectores B, D y F. Los valores de fuerza coercitiva y fuerza coercitiva de la remanencia se incrementan progresivamente desde el paleosuelo III al I.

El rango en el que fluctúan los valores de fuerza coerci-

tiva y fuerza coercitiva de la remanencia del material estudiado alcanza en estos picos valores ligeramente más altos que los esperados para magnetitas y/o titanomagnetitas (Dankers 1978, Dekkers 1988, Roberts *et al.* 1995).

En la figura 4 se han representado las relaciones M_{rs}/M_s vs. H_{cr}/H_c . En ella puede observarse que los valores para las muestras estudiadas se encuentran desplazados de los campos esperados para un agregado unimodal de magnetita (Day *et al.* 1977, Dunlop 2002). Los valores caen en el campo de la mezcla de partículas tamaño DS más SP.

Los ciclos de histéresis obtenidos presentan distintas características, las cuales podemos dividir en tres grupos:

- Los que forman ciclos muy angostos típicos de minerales de baja coercitividad de tamaño de grano magnético multidominio (MD). Este comportamiento lo presentan los niveles 16 a 22 (Fig. 5a).

- Los ciclos correspondientes a minerales de baja coercitividad y alto contenido de minerales paramagnéticos. Corresponden a las muestras 23, 28 a 32, 35, 36 (Fig. 5 b).

- Los que se caracterizan por los ciclos de histéresis angostos en la sección media y más anchos arriba y debajo de la sección media. Este diseño de los ciclos de histéresis se denominan frecuentemente forma de cinturón de avispa (*wasp-waisted hysteresis loops*), la misma responde a una distribución bimodal de coercitividades. Esta bimodalidad puede corresponder a distintos minerales (baja y alta coercitividad) o a dos tamaños de grano magnético de la misma mineralogía (Roberts *et al.* 1995). Otra característica de este grupo de muestras es que los ciclos de histéresis permanecen abiertos por encima de 0,3 T. Forman este conjunto las muestras 24 a 27 (P III), 33, 34 (P II), 37 a 40 (P I) (Fig. 5c).

Las curvas de IRM realizadas hasta 4 Tesla presentan básicamente dos comportamientos:

- Las que saturan a 300 mT, propias de los minerales de baja coercitividad como magnetitas y titanomagnetitas, ejemplo muestras 17 y 21 (Fig. 6).

- Las que saturan por arriba de 3 T, características de sedimentos portadores de minerales de alta coercitividad, ejemplo muestras 27 y 37 (Fig. 6).

Con los valores de IRM se calculó la relación S ($-M_{rs_{0.3T}}/M_{rs_{4T}}$) (Fig. 3), observándose que a partir del nivel 22 esta relación se aparta cada vez más del valor 1. Cuando S es cercana a 1 la mineralogía presente es dominada por los minerales ferrimagnéticos, cuando S se aparta de 1 indica la presencia de minerales antiferromagnéticos.

Obsérvese que tanto los ciclos de histéresis, como las curvas de IRM, detectan la presencia de minerales antiferromagnéticos en los niveles edafizados de la secuencia.

Discusión

El comportamiento de los parámetros magnéticos (X , M_s y M_{rs}) es atribuible en primera instancia a un proceso de empobrecimiento gradual de la cantidad de partícu-

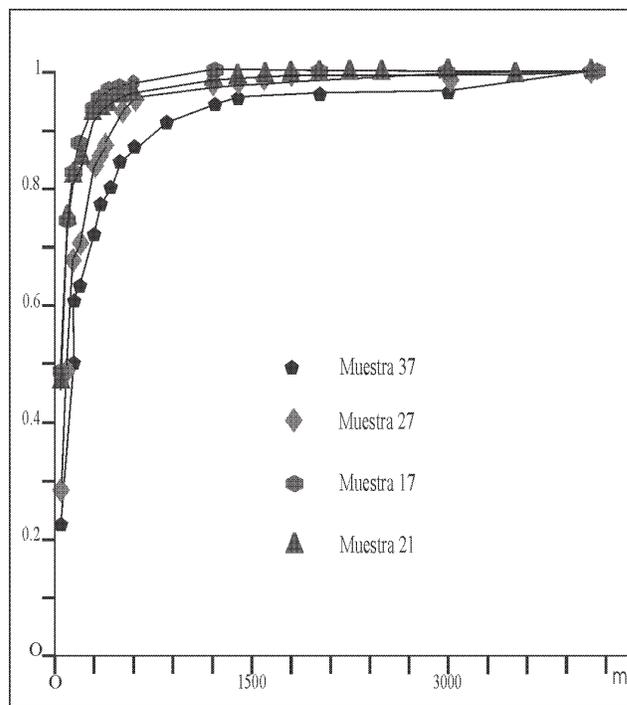


Figura 6: Curvas de IRM hasta 4 T. En la misma se observan las curvas de las muestras 37 y 27 típica de minerales de alta coercitividad y las muestras 17 y 21 las que corresponden a minerales de baja coercitividad.

las ferrimagnéticas detríticas y en segunda instancia a un cambio mineralógico.

Por su parte, Bidegain *et al.* (2001) arriban a similares conclusiones respecto al comportamiento magnético en sedimentos loésicos de edad equivalente aflorantes en los alrededores de la ciudad de La Plata, sugiriendo disolución de la magnetita como consecuencia de los fenómenos de meteorización.

El decrecimiento de estos parámetros en el perfil coincide con la intensificación de rasgos pedogenéticos observados en el campo. El aumento en la actividad edáfica en dichos niveles estaría asociado a la disminución de la cantidad de partículas ferrimagnéticas.

Por otra parte el incremento de los valores de H_c y H_{cr} (Fig. 3) que se advierte en los tres niveles edafizados indicaría la presencia de minerales magnéticos de alta coercitividad.

Los parámetros de histéresis son más complicados de interpretar cuando los mismos presentan curvas con forma de cinturón de avispa (Fig. 5c) (Roberts *et al.* 1995). Estos ciclos resultan de una población bimodal o multimodal de granos magnéticos que tiene coercitividades muy diferentes. Como ya se expresó más arriba existen dos formas de obtener coercitividades contrastantes:

a) Por mezcla de distinto tamaño de grano de un mismo mineral magnético.

b) Por combinación de minerales magnéticos con coercitividades marcadamente diferentes (Roberts *et al.* 1995).

Los granos de magnetita pueden presentarse en tres estados de dominio: el superparamagnético (SP), el dominio

simple (DS) el cual incluye el *pseudo single* dominio (PDS) y el múltiple (MD).

Para obtener una coercitividad contrastante, la distribución de tamaño de grano debería ser partículas dominio simple más partículas dominio múltiple o partículas dominio simple más partículas de dominio superparamagnético (Roberts *et al.* 1995). Para una dispersión uniforme de grano de dominio múltiple los valores de H_{cr} / H_c son usualmente entre 4 y 5 (Day *et al.* 1977, Dunlop 2002), mientras que la relación M_{rs} / M_s es muy pequeña, generalmente menos de 0,004. Como se observa en la figura 4 las relaciones estudiadas no caen dentro de este campo. En la misma figura se advierte que las muestras correspondientes a los tres paleosuelos caen en el campo de la mezcla de SD-SP con un tamaño estimado de los granos SP de $0,01\mu\text{m}$ (Dunlop 2002).

Siendo los minerales ferrimagnéticos los dominantes en la secuencia, sería válido volcar las relaciones M_{rs} / M_s vs H_{cr} / H_c en el diagrama de Day *et al.* (1977) modificado por Dunlop (2002) y hacer las consideraciones arriba mencionadas.

Por otra parte los ciclos de histéresis del grupo c (Fig. 5), aquellas que corresponden a los paleosuelos, no saturan a 300 mT, este fenómeno ocurre cuando hay minerales magnéticos de alta coercitividad presentes.

Además, observamos que el comportamiento de la relación S (Fig. 2) desde el paleosuelo III hacia arriba toma valores menores que en la parte inferior. Valores más alejados de 1 indican mayor abundancia de minerales anti-ferromagnéticos (hematita o goethita). Los sectores de los paleosuelos coinciden con los picos decrecientes de esta relación.

Se obtiene de esta manera, por dos mediciones independientes la evidencia de la neoformación de minerales antiferromagnéticos (hematita y/o goethita) en estos horizontes.

Asimismo, teniendo en cuenta lo expresado arriba, se sugiere que la polimodalidad de coercitividades que se observa en los ciclos con cinturón de avispa sería producto de dos tamaños de grano distinto y de dos especies mineralógicas diferentes (una de baja coercitividad y otra de alta coercitividad).

Luego, los procesos pedogenéticos que afectaron la secuencia aquí estudiada desde el punto de vista del comportamiento magnético estaría reflejando, en los tres paleosuelos una disminución de la fracción ferrimagnética detrítica (magnetita y / o titanomagnetitas) y estaría sugiriendo la neoformación de minerales de alta coercitividad (hematita y/o goethita) y de baja coercitividad (magnetita ultra fina).

Los procesos edáficos y edafocímicos que ocurren durante el desarrollo de un suelo, conducen a una reorganización de todos los elementos constituyentes del mismo. Durante las primeras fases, los minerales tales como feldespatos, micas, anfíboles, piroxenos y magnetita, entre otros, se alteran lentamente liberando cationes tales como Fe, Ca, Mg, Na, Al, etc. Al mismo tiempo se forman nuevas moléculas orgánicas más o menos polimerizadas denominadas ácidos húmicos.

En particular, el empobrecimiento en magnetita en estos suelos podría deberse a pérdida por reducción favorecida con condiciones ácidas.

Las moléculas orgánicas complejan óxidos de Fe hidratados. En ellas el ión Fe se halla en estado ferroso y estos complejos lo mantienen en solución a pH en los cuales sería muy poco solubles si estuviera libre. Este proceso, consecuentemente puede facilitar la migración del catión en el perfil de suelo, concentrando en los horizontes iluviales los geles de óxidos e hidróxidos de Fe que migraron desde los horizontes eluviales. Durante todas estas transformaciones edafocímicas si prevalecen los procesos aeróbicos, cuando el Fe precipita lo hace como un gel de hidrato férrico asociado a sílice coloidal y a ácidos fúlvicos. Si prevalecen los procesos reductores los geles serán de hidratos férrico-ferrosos. De este modo, la evolución a las fases cristalinas de los geles se hace posible y es favorecida por las etapas de desecación del suelo (Duchaufour 1975).

Cuando un suelo se inunda, el aire contenido en los poros es desplazado y reemplazado por agua y el suelo pasa a condiciones de anaerobiosis o de ausencia de oxígeno. Como la velocidad de difusión del oxígeno es mucho más lenta en el agua que en el aire, en el suelo pasan a prevalecer los procesos reductivos, descendiendo el potencial redox (Eh) del mismo.

En los suelos que sufren inundaciones periódicas, los procesos reductivos son comandados por las cuplas redox del Fe y del Mn. Esta es una reducción moderada que sucede durante períodos cortos de anaerobiosis, en los cuales el Fe^{III} pasa a Fe^{II} y el $\text{Mn}^{\text{III y IV}}$ pasa a Mn^{II} (McBride 1994)

Es muy común, en la mayoría de los suelos, que la cantidad de agua contenida en ellos fluctúe, creando alternativamente condiciones aeróbicas y anaeróbicas. Durante los períodos húmedos los óxidos de hierro se reducen con los electrones cedidos por la materia orgánica y el ión Fe^{2+} podría reemplazar en una significativa cantidad de sitios al ión Fe^{3+} en los coloides del suelo (McBride 1994). Esto implica la presencia en el medio de geles de óxidos-hidróxidos férricos-ferrosos.

Una vez drenada el agua anegante, la introducción de oxígeno al sistema causa la oxidación del Fe^{2+} (McBride 1994) y se produce la precipitación del óxido o hidróxido férrico de acuerdo al pH de la solución y la velocidad de la reacción; oxidación controlada y pH neutro genera magnetita, oxidación rápida y pH de 6 o más alto genera antiferromagnéticos.

No solamente en suelos anegados se puede encontrar el hierro en su estado reducido ya que el potencial redox es dependiente del pH y de la concentración de $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$, por lo tanto con pH bajos o con la presencia de algunos cationes se puede encontrar el ión ferroso también en suelos aireados. También la presencia de polifenoles naturales incluidos en los ácidos húmicos pueden reducir el hierro en condiciones aeróbicas.

De esta manera, se formarían cristales de magnetita ultrafina en los períodos relativamente más húmedos y en los períodos relativamente más secos, hematita o goethita.

Teniendo en cuenta la edad obtenida por otros autores en este perfil y las consideraciones por ellos efectuadas en cuanto al rejuvenecimiento de las edades obtenidas por el aporte de materia orgánica continua en la secuencia, el paleosuelo III, desarrollado sobre los sedimentos del Miembro Guerrero, correspondería al Suelo Puesto Callejón Viejo. En otras localidades Orgeira *et al.* (2001) concluyeron que el Miembro Guerrero Superior se depositó durante el *Stage 2*, y el SPCV entre los 10.000 y los 9000 años AP.

Los paleosuelos II y III se desarrollaron sobre el Miembro Río Salado de la Formación Luján; los sectores C y E intercalados entre los paleosuelos también están afectados por procesos edáficos (véase estratigrafía), los sedimentos de estos sectores debieron depositarse durante un intervalo de tiempo en que la tasa de sedimentación y la tasa de pedogénesis eran similares. Por el contrario, en el lapso en que se desarrollaron los paleosuelos la tasa de pedogénesis fue superior a la tasa de sedimentación.

La salida de la última glaciación se dividió en tres *stages* el Anatermal que abarca el período de los 16.000 a los 9000 años AP, el Megatermal que comprende el lapso de los 9000 a los 5300 años AP y el Katatermal que llega a nuestros días (Zubakov y Borzenkova 1990). De acuerdo a este esquema el paleosuelo III se ha desarrollado en el final del *Stage* Anatermal durante el *Substage* Preboreal.

El megatermal fue un período prolongado de clima cálido y relativamente estable caracterizado por temperaturas de verano mayores que las actuales aún en los intervalos fríos. La temperatura promedio en julio entre los 60° N y 70° N se sostuvo por encima de los 0° C.

Durante este intervalo la temperatura de la superficie del océano (SST) fue mayor que la actual y el patrón de circulación océano-atmósfera se desplazó hacia el sur. En la costa atlántica un estudio efectuado sobre moluscos encuentra que los taxones cálidos son más abundante para este período (Aguirre 2002). Cuando aumenta la temperatura de la superficie del océano se acrecienta la precipitación pluvial (Watt *et al.* 2000), por lo tanto el área de la llanura Pampeana, para este período, debió ser húmedo y los sedimentos de los sectores C, D, E y F se depositaron bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas.

Recordemos que en los climas húmedos con un período de desecación corto cristaliza goethita mientras que en los climas con una temporada de sequía muy acentuada precipita hematita, ya sea directamente de los geles amorfos hidratados o por deshidratación de goethita. (Buol *et al.* 1991), luego la presencia de minerales de alta coercitividad en los paleosuelos y en los sectores C y E sugiere que si bien el clima fue húmedo y cálido, el mismo presentaba una importante fase seca estacional.

Conclusiones

En la secuencia estudiada en la margen derecha del río Areco, compuesta por el Miembro Guerrero y el Miembro Río Salado de la Formación Luján, se identificaron tres

unidades pedogenéticas, la más antigua (Paleosuelo III) se desarrolla sobre el Miembro Guerrero y los otros dos sobre el Miembro Río Salado.

Los valores de los parámetros de X, Ms y Mrs confirman que la señal magnética primaria de los sedimentos (representativa de los minerales magnéticos presentes) fue modificada por procesos edáficos, los cuales afectaron el material parental empobreciéndolo en minerales ferrimagnéticos (magnetita y/o titanomagnetitas).

Por otra parte, en los tres paleosuelos se detectó la neoformación de minerales antiferromagnéticos (hematita o goethita), la cual se generaría bajo un clima cálido con una marcada estación seca.

Considerando la edad del SPCV en otras localidades, el paleosuelo III sería correlacionable con el "SPCV" y tendría una edad entre 10.000 y 7000 AP y que el Miembro Río Salado se habría depositado y edafizado durante el período cálido denominado Megatermal entre los 9000 y los 7000 años AP.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, de la Universidad de Buenos Aires, en particular al Instituto de Geofísica Daniel Valencio (INGEODAV) y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

También desean expresar su agradecimiento a los Dres. Marcia Ernesto, Ricardo Trindade y Manoel D'Agrella del Instituto Astronómico y Geofísico de la Universidad de San Pablo por su colaboración en la utilización de los equipos, en el marco del convenio de cooperación científica-tecnológica Argentino Brasileño SC y T-CAPES BR 21/00.

Especialmente desean agradecer la generosa contribución recibida de la Dra. María Irene Bartolomeo Raposo del Laboratorio de Anisotropía Magnéticas y Magnetismo de Roca (LAMS) del Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo por la utilización de los equipos de su laboratorio, sin la cual no se habría llevado a cabo este trabajo. Nuestro más caro agradecimiento al Dr. Cristian Favier Dubois y a Ana Laura Lippai los cuales cooperaron desinteresadamente durante las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, M. L., 2002. Optimo climático en el Holoceno marino de la Argentina: evidencias malacológicas. Actas del 15 Congreso Geológico Argentino CD-ROM. *Artículo 159*. 5pp.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Actas 6: 1-1027, Córdoba.
- Bidegain, J.C., Van Zelzen, 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: 503-516.

- Bonadonna, F.P., Leone, G. y Zanchetta, G. 1995. Composición isotópica de los fósiles de gasterópodos continentales de la provincia de Buenos Aires. Indicaciones Paleoclimáticas. En Alberdi, M. T. Leone, G. y Tonni, E. P.(Ed.) Evolución Biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el mediterráneo occidental. 1: 75-104. Madrid.
- Bonadonna, F. P., Leone, G. y Zanchetta, G., 1999. Stable análisis on the last 30 ka. Molluscam fauna from the Pampa grassland, Bonaerense Region, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153: 289-308.
- Bloemendal, J., Barton, C. E. y Radhakrishnamurthy, C., 1985. Correlation between Rayleigh loops and frequency-dependent and quadrature susceptibility: Application to magnetic granulometry of rocks. *Journal Geophysics* 90: 8789-8792.
- Buol, S. W., Hole, F. D. y McCracken, R. J., 1991. Génesis y clasificación de Suelos. Segunda edición México: Trillas 1990 (reimpreso 1991): 417 p.
- Dankers, P. H. M., 1978. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain-size. Tesis Doctoral Rijksuniversiteit te Utrecht, Netherlands (inédita), 143 p.
- Day, R., Fuller, M. y Schmidt, V. A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13: 260-267. Amsterdam.
- Dekkers, M. J., 1988. Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine grained hematite. *Geologica Ultraeclina*, N 51 Ph. D. Thesis, University of Utrecht, 231 p. Utrecht.
- Duchaufour, P., 1975. Química del Suelo. Fracción Mineral. Manual de Edafología. Toray-Masson S.A. 500p.
- Dunlop, D. J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research* 107 (B3): 1029-2001.
- Fidalgo, F., 1992. Provincia de Buenos Aires. Continental. Ed. M Iriondo. El Holoceno en la Argentina. CADINQUA 1: 23-38.
- Fidalgo, F., Francesco, F. O. y Colado, U. R., 1973. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobos y Monasterio (Pcia. de Buenos Aires). *Actas del 5° Congreso Geológico Argentino* 4: 27-39.
- Figini, A., Huarte, R., Carbonari, J. y Tonni, E. P., 1998. Edades C-14 en un perfil del arroyo Tapalqué, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Contribución a la cronología de acontecimientos faunísticos ambientales. *Actas del 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica* 1: 27-31.
- Frenguelli, J., 1928. Observaciones geológicas en la región costanera Sur de la Pcia. de Buenos Aires. Universidad Nacional Litoral. Facultad de Ciencias Educativas, *Anales* 2: 1-145, Santa Fe.
- Frenguelli, J., 1945. El Platense y sus diatomeas. Museo de la Plata *Revista* 2 (nueva serie) *Geología* 1 y *Paleontología* 3: 287-311 y 77-221, La Plata.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires. Provincia de Buenos Aires, Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Buenos Aires. Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas, Serie 2, 33: 1-72 La Plata.
- Frenguelli, J., 1957. Neozoico. En *Geografía de la República Argentina* 2 (3): 1-218. GAEA, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires.
- Iriondo, M. H. y Garcia, N. O., 1993. Climatic variations in the Argentina plains during the last 18000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 101: 209-220.
- Johnson, E., Politis, G., Martinez, G., Hartwell, W. T., Gutierrez, M. y Haas H., 1998. Radiocarbon Chronology of Paso Otero 1 in the Pampean Region of Argentina. In Rabassa, J. y Salemme, M. (eds.) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A.A. Balkema Publishers, 11: 15-25. Holanda.
- McBride, M. B., 1994. *Environmental Chemistry of Soils*. Oxford University Press. 406 p., New York.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Tófolo, R., Vásquez, C.A., Lippai H. y Compagnucci, R., 2001. Estratigrafía y magnetismo de rocas en un perfil del arroyo Tapalqué, Cuaternario de la provincia de Buenos Aires: implicancias paleoambientales y paleoclimáticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 353-366.
- Orgeira, M.J., Walther, A. M., Tófolo, R., Vásquez, C.A., Berquó, T., Favier Dubois, C. y Bhonel, H., 2002. Environmental magnetism in fluvial and loessic Holocene sediments and paleosols from the Chacopampean Plain (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 259-274.
- Prado, J. L., Menegaz, A. N, Tonni, E. y Salemme, M., 1987. Los Mamíferos de la Fauna Local Paso Otero (Pleistoceno Tardío), Provincia de Buenos Aires. *Aspectos Paleoambientales y Bioestratigráficos*. *Ameghiniana* 24: 217-233.
- Prieto, A. R., 1996. Late Quaternary Vegetational and climatic Changes in the Pampa Grassland of Argentina. *Quaternary Research* 45: 73-88.
- Roberts, A. P., Yulong 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 (B9): 17909-17924. Washington.
- Thompson, R. y Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*, Allen and Unwin. 227 p. Winchester
- Tonni, E. P., Cione A. L. y Figini A. J., 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147: 257-281.
- Watt, W. A., Allen, J. R. M. y Huntley, B., 2000. Palaeoecology of three interstadial events during oxygen-isotope Stages 3 and 4: a lacustrine record from lago Grande di Nonticchio, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155: 83-93.
- Zubakov, V.A. y Borzenkova, I.I., 1990. Global palaeoclimate of the late Cenozoic. *Paleontology and Stratigraphy* 12. Elsevier Science Publisher B.V. 453 p.

Recibido: 22 de abril, 2003

Aceptado: 7 de julio, 2004