

Mineralogía magnética en la transición Brunhes/Matuyama. Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires

Juan Carlos BIDEGAIN¹, Luis TERMINIELLO^{1,2}, Yamile RICO¹,
Roberto Carlos MERCADER² y Eugenio ARAGON³

¹Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica (LEMIT-CIC), Calle 52 e/121 y 122, 1900 La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina. E-mail: jcbidegain@way.com.ar.

²Departamento de Física, IFLP, Universidad Nacional de La Plata, CC 67, 1900 La Plata.

³Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata.

RESUMEN. Mediante la utilización de espectroscopía Mössbauer y magnetismo de rocas se estudian los minerales magnéticos en muestras de loess y paleosuelos en una sección geológica de La Plata, Argentina, 34° 54' 14'' S y 58° 02' 00'' O. Mediante Mössbauer se determinó que la fase magnética dominante en muestras naturales, sin enriquecer magnéticamente, es la hematita (antiferromagnética), tanto en la muestra de loess como en la del paleosuelo. No obstante, mediante magnetismo de rocas se comprueba que los valores de MRSI y coercitividad corresponden a magnetita ferrimagnética. Las muestras fueron también sometidas a separación magnética, constatándose un mayor enriquecimiento en magnetita en la muestra de loess. El incremento de las fases minerales no magnéticas de Fe³⁺ y el decrecimiento de las de Fe²⁺ en la muestra de paleosuelo, parece ser una consecuencia de los procesos de pedogénesis, los que también han generado la disolución de los óxidos magnéticos por meteorización. Consecuentemente los valores de MRSI y de susceptibilidad máscica se incrementan sensiblemente en los horizontes correspondientes al material menos afectado por procesos de pedogénesis. El aumento de la fase correspondiente a la magnetita en la fracción menor que 0,062 mm, sugiere que el viento ha sido el principal portador de minerales magnéticos, causando el mayor incremento de los parámetros magnéticos observados.

Palabras clave: *Pleistoceno, Loess, Paleosuelo, Mössbauer, Mineralogía magnética*

ABSTRACT. *Magnetic Mineralogy in the Brunhes / Matuyama Boundary. Pleistocene of the Buenos Aires Province.* The magnetic mineral in loess and paleosols in a geological sequence of La Plata, Argentina, 34° 54' 14'' S and 58° 02' 00'' W were studied by applying Mössbauer spectroscopy and rock magnetism. Hematite (antiferromagnetic) is by far the dominant iron-bearing magnetic component in both loess and paleosol natural samples. However, SIRM and coercitivity values correspond to ferrimagnetic magnetite. The samples were also subjected to magnetic separation. The magnetically enriched loess samples show a remarkable increase in the content of magnetite. The enhancement of non-magnetic Fe³⁺ and a decrease of Fe²⁺ mineral phases in the paleosol layer seems to be a consequence of the process of pedogenesis which also has given rise to a dissolution of magnetic iron oxides by weathering. Consequently the enhancement of SIRM and mass susceptibility values were obtained in horizons less affected by pedogenesis. The increase of magnetite phase in the fraction below 0.062 mm, suggests that the wind could have been the main carrier of magnetic minerals, causing the mayor increasing of the observed magnetic parameters.

Key words: *Pleistocene, Loess, Paleosols, Mössbauer, Magnetic mineralogy*

Introducción

El plateau de loess de la Argentina cubre una vasta área en la parte central y norte del país. De acuerdo con varios autores (Frenguelli 1955; Teruggi 1957; Bidegain 1991, 1998; Iriondo 1999; Sayago *et al.* 2001), la Cordillera de los Andes y la Patagonia han sido las fuentes de aporte del material original. No obstante, a partir del análisis mineralógico del loess, no se descartan otras fuentes de aporte, como es el caso de las Sierras Pampeanas. Según Iriondo y Kröling (1995), los sedimentos eólicos de las provincias de Córdoba y Santa Fe, indican dos poblaciones minerales diferentes. En las proximidades de la laguna de Mar Chiquita (Córdoba), predominan los materiales del

basamento cristalino de las Sierras Pampeanas, en cambio, hacia el sur, en la cuenca del río Carcarañá (Santa Fe), predominan los materiales de naturaleza volcánico-piroclástica por sobre los materiales provenientes de las Sierras Pampeanas.

Como en otras áreas del mundo, los depósitos de loess exhiben secuencias alternadas de loess y paleosuelos, lo cual refleja los cambios climáticos a lo largo del Cuaternario (Iriondo 1999; Sayago *et al.* 2001).

Desde un punto de vista estratigráfico, la secuencia geológica del Pleistoceno de Gorina, (Fig. 1), está integrada por las Formaciones Buenos Aires y Ensenada. La Formación Buenos Aires y la parte superior de la Formación Ensenada son de polaridad normal y fueron asignadas al

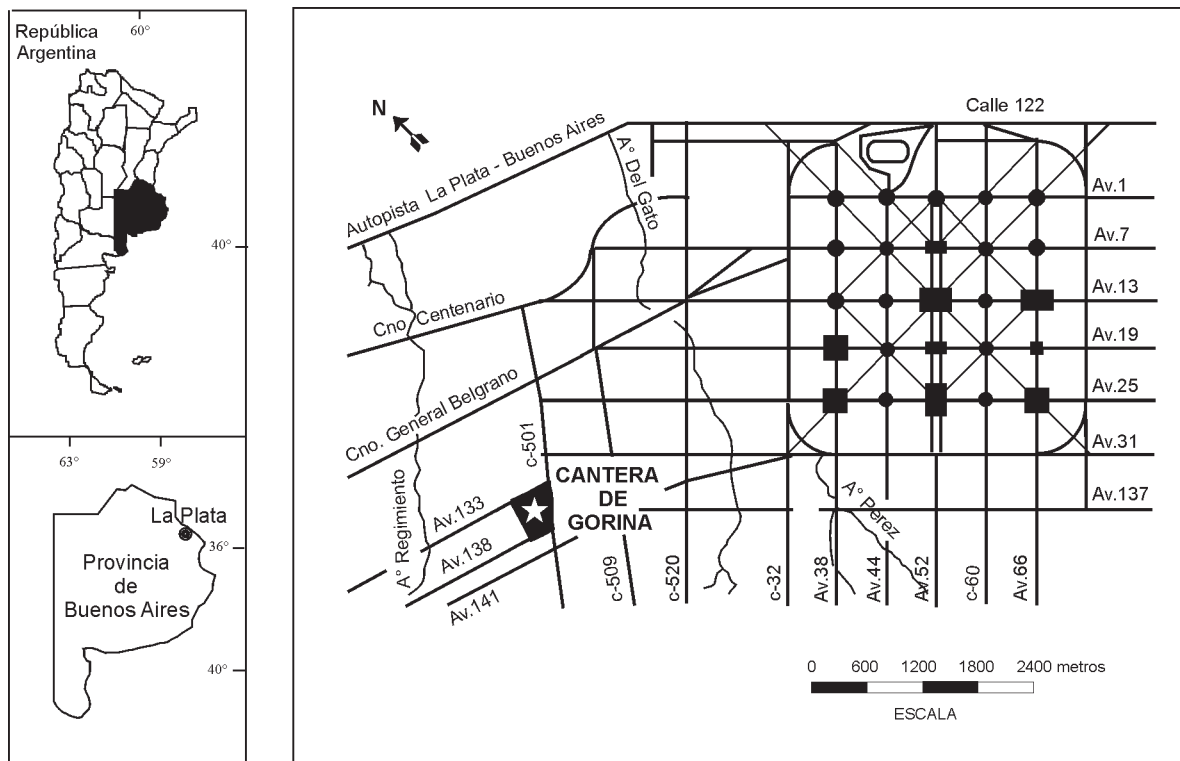


Figura 1: Mapa de ubicación de la cantera de Gorina en los alrededores de la ciudad de La Plata.

crón de magnetopolaridad Brunhes, en tanto que las capas más antiguas de la Formación Ensenada expuestas en la cantera son de polaridad reversa y normal, y fueron asignadas al crón Matuyama y al subcrón Jaramillo (Bidegain 1998). Los estudios paleomagnéticos realizados en la zona son de gran utilidad para la Paleontología, debido a que es posible establecer relaciones entre las biozonas y las zonaciones de magnetopolaridad, particularmente en virtud de la abundancia de fauna de vertebrados fósiles en los sedimentos del Cenozoico tardío de la región.

El loess estudiado en el presente trabajo, contiene abundante vidrio volcánico y fue transportado por los vientos desde las áreas distales, principalmente durante períodos climáticos fríos y secos. Por el contrario, los paleosuelos se formaron bajo condiciones climáticas más cálidas y húmedas. Los estudios de microscopía óptica realizados en sedimentos de las distintas capas de Gorina, revelaron que en la fracción arena fina y muy fina, los clastos de magnetita están rodeados de hematita, lo cual fue interpretado como resultado de procesos de oxidación secundaria (Bidegain 1998).

La variación de los parámetros magnéticos tales como susceptibilidad, magnetización remanente isotérmica de saturación (MRIS), coercitividad de la remanencia y otros que se obtienen de la curva de histéresis de los minerales magnéticos, indican la importancia de los mismos en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales ocurridos durante el Cuaternario (Bidegain *et al.* 2002).

Estudios previos mediante espectroscopía Mössbauer en loess y paleosuelos de China (Vanderberghe *et al.* 1992), revelan un incremento de los parámetros magnéticos en paleosuelos. No obstante, un buen número de estudios paleomagnéticos y de magnetismo de rocas realizado en el loess de la Argentina, evidencian que el patrón de comportamiento mencionado para China no se corresponde con el de nuestro país (Vásquez *et al.* 1998; Orgeira *et al.* 1998; Bidegain 1998 y Bidegain *et al.* 2002). En el presente trabajo se relacionan los datos obtenidos mediante espectroscopía Mössbauer y magnetismo de rocas, en una secuencia de loess/paleosuelo de la Argentina, a los fines de interpretar las causas de los distintos comportamientos que se observan en los parámetros magnéticos medidos.

Materiales y métodos

Las muestras analizadas corresponden al paleosuelo Bt del tope de la zona reversa de Matuyama ($> 0,78$ Ma.) y al loess de la base de Brunhes ($< 0,78$ Ma.) de la secuencia sedimentaria expuesta en la cantera de Gorina (Bidegain 1998), la primera a 7,20 m y la segunda a 6,80 m de profundidad (Bidegain *et al.* 2002). Ambas muestras fueron cuidadosamente homogenizadas y luego tamizadas mediante utilización de una malla de 0,062 milímetros. El criterio utilizado permitió la determinación de los parámetros magnéticos del retenido (fracción arena) y del pasante (fracciones limo, arcilla y coloides). La separación

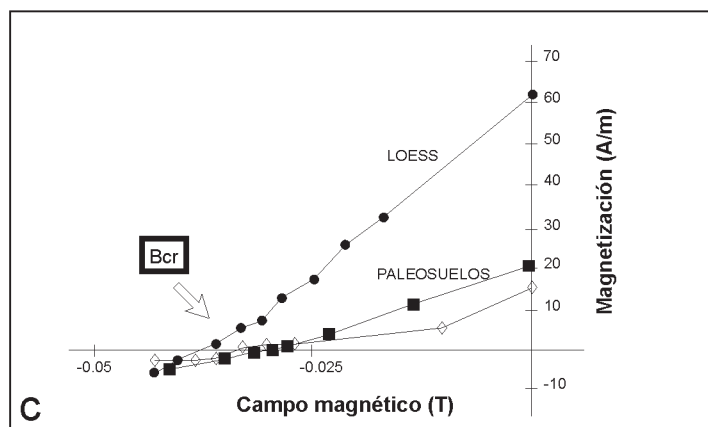
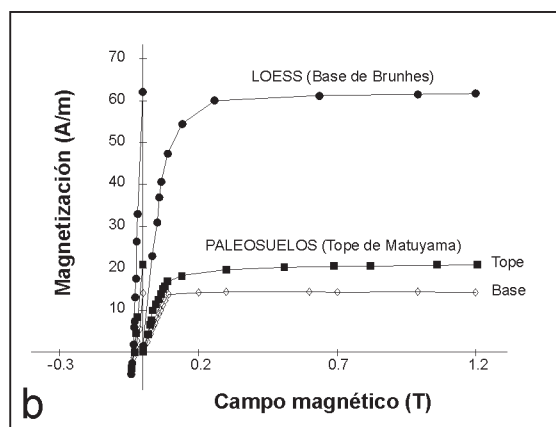
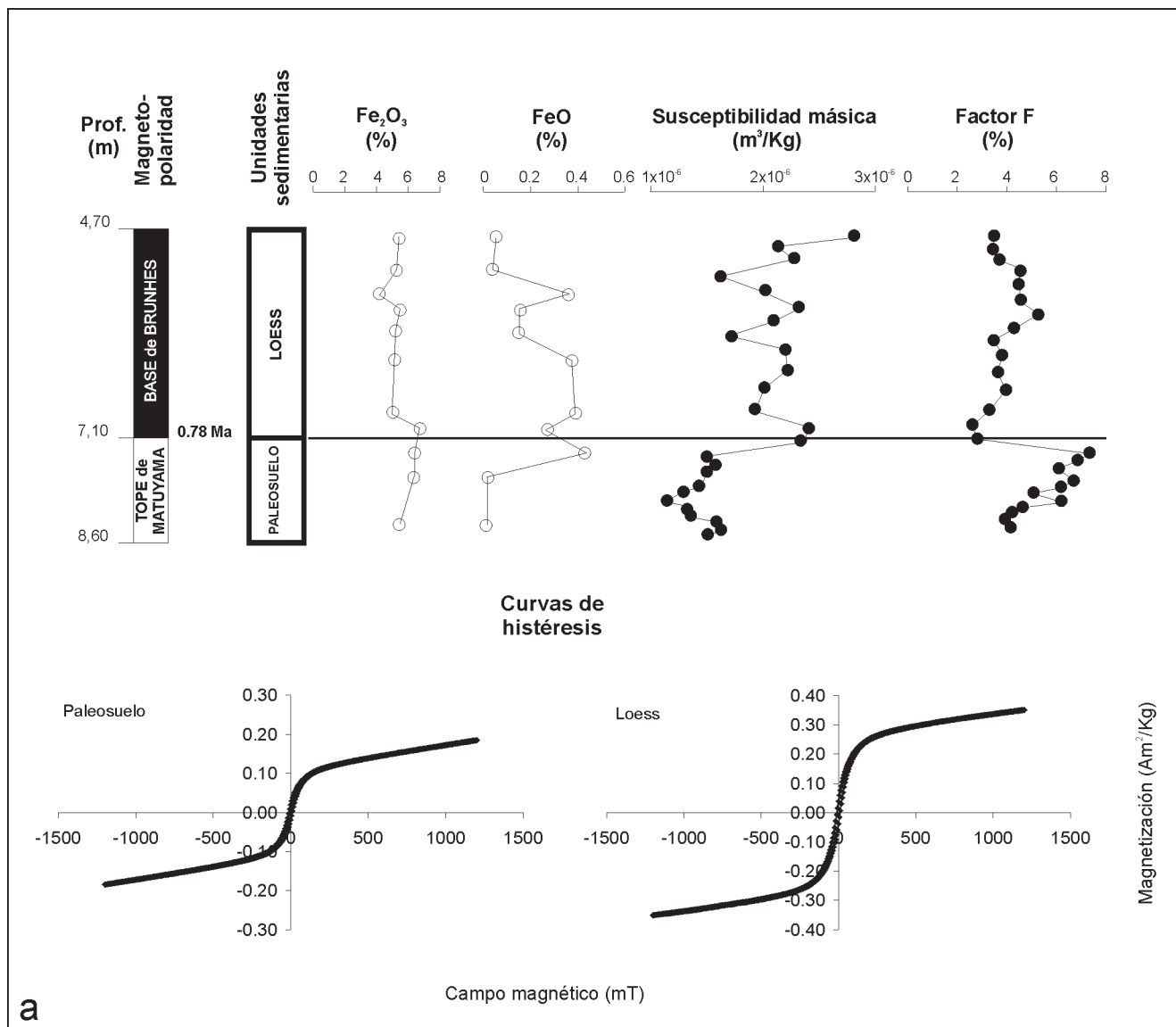


Figura 2: a) Se indican las variaciones de concentración de hierro ferroso y férrico, los valores de susceptibilidad, el factor F y los ciclos de histéresis correspondientes al paleosuelo y al loess; b) gráfico con los valores de magnetización (MRI) obtenidos en una muestra de loess y dos muestras de paleosuelo; c) se amplió el sector del campo inverso del gráfico b, a los fines de apreciar los valores de coercitividad de la remanencia (B_{cr}) obtenidos.

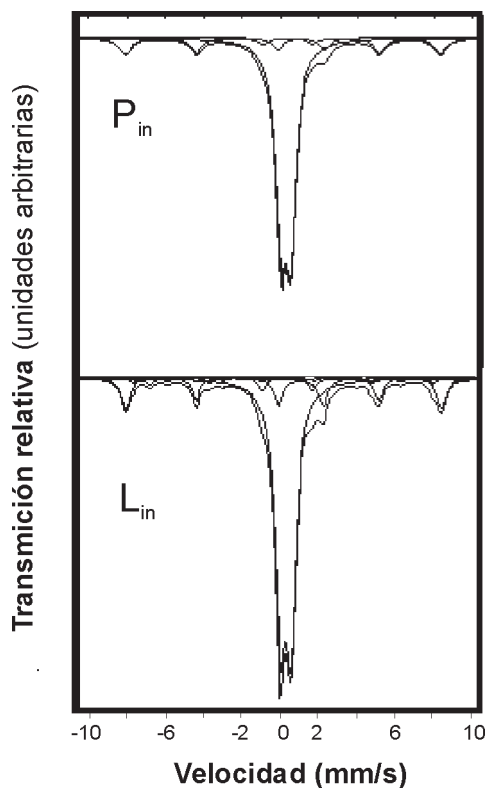


Figura 3: Espectro Mössbauer a TA de las muestras de paleosuelo y loess sin tratar (P_{in} y L_{in}). La líneas finas sólidas son los subspectros de las componentes. El espectro calculado se indica mediante la línea sólida más gruesa.

granulométrica se efectuó vía húmeda y no se utilizó ácido clorhídrico para evitar la destrucción de óxidos y oxihidróxidos de hierro. Cabe mencionar, que el contenido en carbonato de calcio de las muestras escogidas fue < 5 %.

El análisis Mössbauer se realizó sobre sedimentos de capas con litologías diferentes que presentaron cambios en los registros de susceptibilidad e intensidad del magnetismo remanente natural (m.r.n.).

En una primera etapa, el análisis Mössbauer se efectuó sobre la muestra total de cada horizonte. En una segunda etapa, se analizaron las fracciones granulométricas obtenidas de la manera indicada, previo tratamiento de enriquecimiento magnético mediante utilización de un separador magnético INPROSYS modelo L/P10-30.

La susceptibilidad volumétrica se midió sobre el perfil geológico con un equipo MS2, marca Bartington, con sensor MS2F. Con un susceptibilímetro de la misma marca se obtuvieron los valores de susceptibilidad másica en el laboratorio. Mediante utilización de un magnetizador de pulso, se midió el magnetismo remanente isothermal en muestras de loess y paleosuelos, y paralelamente con un magnetómetro de vibración (VSM) se obtuvieron los parámetros del ciclo de histéresis de los minerales magnéticos.

Se efectuaron análisis químicos para estudiar las variaciones de los óxidos de hierro en sus estados ferroso/

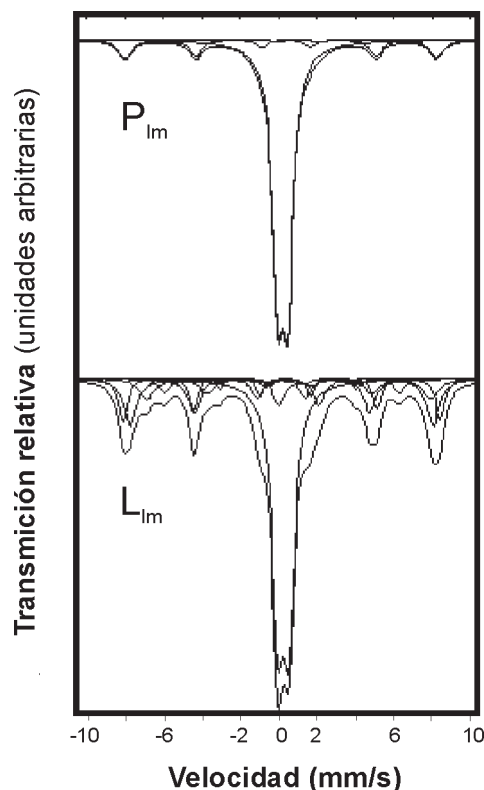


Figura 4: Espectro Mössbauer a TA de las muestras P_{lm} y L_{lm} enriquecidas magnéticamente. La línea sólida más gruesa es el espectro ajustado como se describe en el texto. Las líneas finas sólidas son los subspectros de las componentes.

férico y la existencia de una correlación con los valores magnéticos obtenidos mediante las técnicas aplicadas.

Para la espectroscopía Mössbauer se prepararon absorbentes con un espesor aproximado de 90mg/cm² (Rancourt *et al.* 1993).

Las medidas fueron realizadas a temperatura ambiente en un espectrómetro convencional de 512 canales en modo de aceleración constante, utilizando una fuente de ⁵⁷CoRh con una actividad nominal de 15 mCi. Los espectros fueron ajustados con un programa de cuadrados mínimos que utiliza formas de línea Lorentzianas. Los corrimientos isoméricos (d) están referidos al Fe a temperatura ambiente.

Resultados y discusión

La figura 2a, representa las variaciones de concentración de hierro total y ferroso, los valores de susceptibilidad másica y de susceptibilidad dependiente de la frecuencia (Factor F) y los ciclos de histéresis obtenidos del análisis del material de ambas capas. La variación del hierro total (Fe₂O₃) es despreciable en relación con la variación de la concentración de hierro en su estado reducido (FeO). El incremento de la susceptibilidad en el tope del horizonte Bt de paleosuelo (por debajo del contacto neto entre el loess y el paleosuelo), es coincidente con el in-

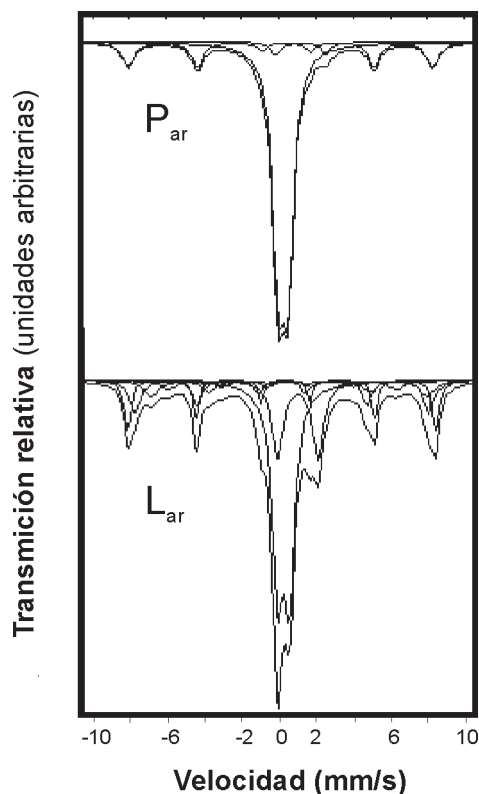


Figura 5: Espectro Mössbauer a TA de las muestras P_{ar} y L_{ar} enriquecidas magnéticamente. Al igual que en las figuras anteriores las líneas finas sólidas son las contribuciones de los subspectros. El espectro ajustado se indica mediante línea sólida gruesa.

cremento en la concentración del hierro en su forma reducida, al igual que con el incremento de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{470\text{ Hz}} - \chi_{4700\text{ Hz}} / \chi_{470\text{ Hz}} \times 100$). Los valores del factor F superan el 7 % y son los más elevados de todo el perfil, esto fue interpretado, en los trabajos realizados en Gorina, como indicador de posible formación autigénica de magnetita por acción bacteriana, en tamaños de grano de nanómetros. Excepto el incremento de la susceptibilidad en el tope del paleosuelo, los valores del mismo son siempre inferiores a los del loess. La diferencia de concentración en minerales magnéticos también se evidencia en los ciclos de histéresis. En los ejemplos indicados, los niveles de saturación de la magnetización (Ms), están algo por encima de 0,20 Am²/Kg en el loess y alrededor de 0,10 Am²/Kg en el paleosuelo (Bidegain *et al.* 2002).

En la figura 2b, se indica el comportamiento de una muestra de loess y dos de paleosuelo correspondientes al tope y a la base del mismo. El objeto de estas mediciones fue obtener los valores de MRIS mediante aplicación de campos elevados (1,2 T). La MRIS se alcanzó en todas las muestras analizadas por debajo de los 0,4 T de campo aplicado y no se observó ningún tipo de variación a campos más elevados de 2,5 y 3 T, tanto en las muestras de paleosuelo como en las de loess. Consecuentemente con los parámetros magnéticos indicados en la figura anterior, la muestra de loess alcanza valores de MRIS de 60 A/m y

Cuadro 1: Parámetros hiperfinos para las muestras sin tratar de paleosuelo (P_{in}) y loess (L_{in}).

muestra	H (T)	2ε or Δ (mm/s)	δ ^{Fe} (mm/s)	RA (%)	mineral de hierro
P_{in}	51,0	-0,28	0,34	18,0	hematita
		2,47	1,15	5,0	silicatos Fe ²⁺
		0,53	0,36	77,0	silicatos Fe ³⁺
L_{in}	51,4	-0,20	0,37	14,5	hematita
	49,0	0,	0,28	2,0	magnetita A
	45,9	0,	0,66	3,0	magnetita B
	38,0	-0,28	0,44	2,0	goethita
		2,32	1,16	7,5	silicatos Fe ²⁺
		0,57	0,36	71,0	silicatos Fe ³⁺

las de paleosuelo se encuentran muy por debajo, como se indica. También se puede observar que los valores son más elevados en el tope del horizonte Bt, lo cual también se corresponde con lo indicado anteriormente.

En la figura 2c, se amplió la zona en la que se registra el valor de coercitividad de la remanencia (B_{cr}), al invertirse el campo aplicado (*back field*). Los valores obtenidos oscilaron entre 30 mT (paleosuelo) y 38 mT (loess), como se indica.

La figura 3, corresponde a los espectros Mössbauer a temperatura ambiente (TA) de las muestras iniciales de loess (L_{in}) y paleosuelo (P_{in}), sin ningún tipo de tratamiento, a excepción de la homogenización del material. Las principales características de los espectros son los dobletes centrales y los anchos sextetos magnéticos, provenientes de la contribución de distintos óxidos de hierro. Los parámetros hiperfinos para las muestras P_{in} y L_{in} evidencian la presencia de un sexteto de hematita, con una fracción de áreas relativas muy similar en ambas muestras (Cuadro 1). Mientras que el espectro P_{in} pudo ser ajustado usando solo un sexteto, fue necesario incluir tres sextetos extras para obtener un buen ajuste para el espectro L_{in} , debido a la presencia de distintos tipos de óxidos de hierro. Como también se encuentra en otros estudios de suelos, la razón de las áreas relativas de los sextetos A y B de la magnetita difieren de la razón ideal 1:2 (en nuestro caso $\approx 1:1,5$ a TA). Aún dentro de los límites de certeza que permiten los datos, esto podría ser una indicación de cierto grado de oxidación y/o posible sustitución catiónica en la magnetita por efectos de la meteorización. En las muestras de loess magnéticamente enriquecidas, las diferencias espectrales son notables; los espectros correspondientes a la fracción fina (L_{in}) y a la fracción arena (L_{ar}), muestran sextetos magnéticos más defini-

Cuadro 2: Parámetros hiperfinos para las muestras de grano fino (< 0,062 mm) de paleosuelo (P_{im}) y loess (L_{im}) enriquecidas magnéticamente.

	H	2ε or Δ	δ ^{Fe}	RA	
muestra	(T)	(mm/s)	(mm/s)	(%)	mineral de hierro
P_{im}	50,3	-0,28	0,37	17,0	hematita
		2,14	1,14	1,0	silicatos Fe ²⁺
		0,52	0,34	82,0	silicatos Fe ³⁺
L_{im}	51,4	-0,20	0,37	12,0	hematita
	49,0	0,00	0,28	20,5	magnetita A
	45,9	0,00	0,66	11,0	magnetita B
	38,0	-0,28	0,44	5,0	goethita
		2,09	1,19	5,5	silicatos Fe ²⁺
		0,56	0,36	46,0	silicatos Fe ³⁺

Cuadro 3: Parámetros hiperfinos para las muestras de grano grueso (> 0,062 mm), de paleosuelo (P_{ar}) y loess (L_{ar}), enriquecidas magnéticamente.

	H	2ε or Δ	δ ^{Fe}	RA	
muestra	(T)	(mm/s)	(mm/s)	(%)	mineral de hierro
P_{ar}	50,7	-0,28	0,36	21,0	hematita
		2,70	1,32	4,0	silicatos Fe ²⁺
		0,53	0,36	75,0	silicatos Fe ³⁺
L_{ar}	51,4	-0,20	0,37	12,5	hematita
	49,0	0,00	0,28	13,0	magnetita A
	45,9	0,00	0,66	9,0	magnetita B
	38,0	-0,28	0,44	5,5	goethita
		2,18	1,13	17,0	silicatos Fe ²⁺
		0,63	0,36	43,0	silicatos Fe ³⁺

dos (Figs. 4 y 5). El porcentaje mayor de las áreas relativas de estos sextetos corresponde a la magnetita, que alcanza más del 30% en la muestra de la fracción fina (Cuadro 2).

Los espectros de las muestras enriquecidas magnéticamente del paleosuelo son similares a la muestra inicial, la única diferencia es que el sexteto atribuido a la hematita tiene un campo hiperfino ligeramente menor y un corrimiento cuadrupolar mayor que el espectro del loess (Cuadros 2 y 3). Esto, como se sugiere en otros estudios de suelos (Vanderberghe *et al.* 1992), podría ser una indicación de que una pequeña cantidad de goethita bien cristalizada estaría presente en el paleosuelo. Cabe consignar, que la goethita fue previamente determinada por difracción de rayos x (DRx) en capas de loess con pedogénesis carbonática en la cantera de Hernández (Bidegain *et al.* 1996).

La fracción mayor de las áreas relativas en los dobletes centrales de los espectros de las muestras iniciales de loess y paleosuelo, como se muestra en la cuadro 1, pueden atribuirse tentativamente a oxihidróxidos y silicatos de Fe³⁺ (Murad *et al.* 1987).

Los parámetros Mössbauer de los silicatos de Fe³⁺ presentes, corresponden aproximadamente a sitios dioctahedrales (M2) Fe³⁺ de la montmorillonita, y en una proporción menor a otros silicatos, como ser los sitios trioctahedrales (M2) Fe³⁺ de la biotita (Murad *et al.* 1987; Vanderberghe *et al.* 1990). Los menos intensos pueden ser asignados a silicatos de Fe²⁺. Las diferentes fracciones de áreas relativas de los minerales no-magnéticos en muestras de loess y paleosuelo pueden deberse a un proceso más intenso de meteorización en éste último. Cabe consignar, que los estudios mineralógicos realizados por microscopía óptica y DRx, en sedimentos de la región

(Bidegain *et al.* 1996; Bidegain *et al.* 2002), evidencian la existencia de montmorillonita y biotita en la gran mayoría de las capas analizadas de la Formaciones Ensenada y Buenos Aires.

Las muestras de paleosuelo, inicial y enriquecido magnéticamente, evidencian características similares en sus componentes no-magnéticas. Se les asignan dos dobletes, uno a silicatos de Fe²⁺ con una fracción de áreas relativas entre 1 % y 5 %, y otro a silicatos de Fe³⁺ con una fracción de áreas relativas cercana al 80 % (como puede observarse en los cuadros 1, 2 y 3).

La fracción de áreas relativas en los dobletes de las muestras enriquecidas de loess parecen ser dependientes de la granulometría de la muestra, mostrando una fracción mayor de silicatos de Fe²⁺ en aquellas de tamaño de grano más grueso (Cuadro 3).

Conclusiones

Los parámetros Mössbauer de las muestras de loess y paleosuelo sin enriquecer magnéticamente (P_{in} y L_{in}), indican un mayor porcentaje de hematita. La muestras enriquecidas permiten obtener espectros bien definidos de los minerales ferrimagnéticos, tanto en la fracción fina como en la gruesa del loess (L_m y L_{ar}).

Los valores de Bcr están controlados por la magnetita. Este comportamiento "aparentemente" contradictorio con los resultados obtenidos mediante Mössbauer, se debe a las distintas propiedades magnéticas de la magnetita (ferrimagnética) y la hematita (antiferromagnética).

Los oxihidróxidos de hierro determinados (del tipo goethita), sugieren que la pedogénesis también afectó a la capa de loess analizada.

Los parámetros Mössbauer de los dobletes de Fe^{3+} en el loess y en el paleosuelo, pueden tentativamente ser atribuidos, entre otros silicatos, a una significativa contribución de la montmorillonita.

El decrecimiento de las fases mineralógicas de Fe^{2+} en el paleosuelo está referido a una meteorización intensa del material parental. Cabe consignar que en trabajos anteriores se constató un decrecimiento del hierro en su estado reducido en los horizontes paleopedológicos intensamente meteorizados (Bidegain *et al.* 2001).

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), a los laboratorios de paleomagnetismo de las universidades de Buenos Aires y de Utrecht, Holanda.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bidegain, J.C., 1991. Sedimentary development magnetostratigraphy and sequence of events of the late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Ph.D. thesis, Stockholm University. Akademtryck AB, Edsbruk 128 p., Stockholm.
- 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, Bs.As. province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 11/12: 207-229.
- Bidegain, J.C., Pavlicevic, R., Iasi, R. y Pérez, R.H., 1996. Susceptibilidad magnética y concentraciones de FeO en loess y paleosuelos cuaternarios, como indicadores de cambios paleoambientales y paleoclimáticos. *Proc. XIII° Congr. Geol. Argentino y III° Congr. de Expl. de Hidrocarburos*, II: 521-535, Buenos Aires.
- Bidegain, J.C., Pittori, C., Cortelezzi, C. y Rico, Y., 2002. Estudio paleomagnético y paleontológico en sedimentos loessoides del Pleistoceno-Holoceno en el "Estadio Ciudad de La Plata", provincia de Buenos Aires. *República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(4): 404-414.
- Frenguelli, J., 1955. Loess y Limos Pampeanos. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Serie técnica didáctica. La Plata.
- Iriondo, M., 1999. Climatic changes in the South American plains: records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International* 57/58: 93-112.
- Iriondo, M. y Kröling, D., 1995. El sistema eólico pampeano. Subsecretaría de Cultura de la Provincia de Santa Fe. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Comunicaciones Nueva Serie 5(1): 1-68..
- Murad, E. and Johnston, J.H., 1987. Mössbauer Spectroscopy Applied to Inorganic Chemistry, Ed. G.J. Long, Plenum Publishing Corp., New York 2: 507-582.
- Orgeira, M.J., Walter, A.M., Vásquez, C.A., Di Tommasi, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu, Y. y Vilas, J.F., 1998. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina), *Journal of South America Earth Sciences* 11(6): 561-570.
- Rancourt, D.G., McDonald, A.M., Lalonde, A.E. y Ping, J.Y., 1993. Mössbauer absorber thickness for accurate site populations in iron bearing minerals. *American Mineralogist* 78: 1-7.
- Sayago, J.M., Collantes, M.M., Karlson, A. y Sanabria, J., 2001. Genesis and distribution of the late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation. *Quaternary International* 76/77: 247-257.
- Teruggi, M.E., 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27(3): 322-332.
- Vanderberghe, R.E., De Grave, E., Landuydt, C. y Bowen, L.H., 1990. Some aspects concerning the characterization of iron oxides and hydroxides in soils and clays. *Hyperfine Interactions* 53: 175-196.
- Vanderberghe, R.E., De Grave, E., Hus, J.J. y Han, J., 1992. Characterization of Chinese loess and associated palaeosol by Mössbauer spectroscopy. *Hyperfine Interactions* 70: 977-980.
- Vásquez, C., Walter, A.M., Orgeira, M.J., Di Tommaso, I.M., Lippai, H., Alonso, S. y Vilas, J.F.A., 1998. Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia loess-paleosuelo de la región chaco-pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(1): 83-90.

Recibido: 9 de mayo, 2002

Aceptado: 16 de marzo, 2004