



## MAGNETOESTRATIGRAFÍA EN LAS FORMACIONES VELA Y BARKER, TANDIL, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

*Magnetostratigraphy in the Vela and Barker Formations, Tandil, Buenos Aires Province, Argentina*

Mauro Gómez Samus<sup>1</sup> y Juan C. Bidegain<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Becario CONICET- LEMIT, 52 e/121 y 122 s/n. - C.P. 1900 - La Plata – Argentina, [gomez\\_samus@yahoo.com.ar](mailto:gomez_samus@yahoo.com.ar)

<sup>2</sup>CIC-LEMIT, 52 e/121 y 122 s/n. - C.P. 1900 - La Plata – Argentina, [jcbidega@yahoo.com.ar](mailto:jcbidega@yahoo.com.ar)

**Abstract:** The present contribution refers to paleomagnetic studies carried out in a late Cenozoic sedimentary sequence exposed in the locality of María Ignacia, Argentina. Paleomagnetic samples were collected from a section assigned mainly to the Vela Formation (the youngest) and the Barker Formation (the oldest). The analysis of Paleomagnetic data indicates that the Vela Formation presents samples of normal polarity while the Barker Formation presents samples of reverse polarity. A preliminary interpretation allows us to assign the samples of normal polarity to the Brunhes Normal Polarity Chron (< 0.781 Ma) while the reverse polarity samples might be assigned to the Gilbert Reverse Polarity Chron (3.596 – 6.033 Ma). Magnetostratigraphic studies provide a suitable way for estimate the age of the Barker Formation, since there are a lack of radiometric datable materials and fossils remains up to now. The rock magnetic parameters indicate difference between geological units; such behavior will be studied carefully in future contributions for estimating the paleoenvironmental conditions during the considered time span.

**Key words:** Argentina, Cenozoic, Loess, Magnetostratigraphy, Brunhes, Gilbert.

**Resumen:** La presente contribución se refiere a una sucesión sedimentaria del Cenozoico tardío expuesta en la localidad de María Ignacia, Argentina. Las muestras paleomagnéticas se obtuvieron de una sección asignada principalmente a las Formaciones Vela y Barker. El análisis de los datos paleomagnéticos indica que la Formación Vela es de polaridad normal, y se atribuye, con seguridad, al Cron Brunhes (< 0,781Ma). La porción expuesta de la Formación Barker es, en cambio, de polaridad inversa y puede ser asignada al Cron Gilbert (3,596 – 6,033 Ma). Los estudios magnetoestratigráficos constituyen una vía apropiada para conocer la edad de la Formación Barker ya que se carece de dataciones radiométricas y de registros bioestratigráficos hasta el presente. Los parámetros de magnetismo de rocas indican diferencias entre las unidades estudiadas. Se estudiarán exhaustivamente en futuras contribuciones con el fin de poder realizar interpretaciones de las condiciones paleo-ambientales en el lapso de tiempo considerado.

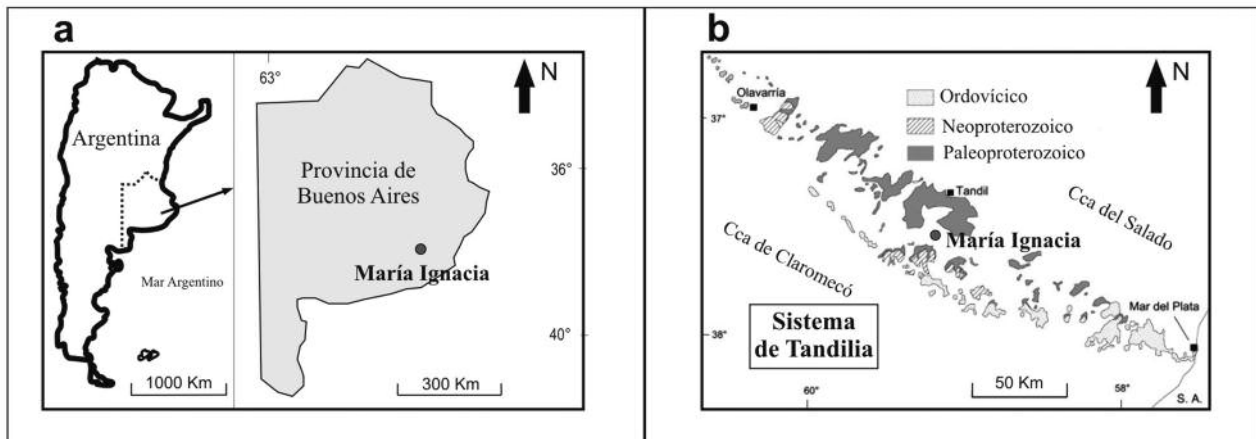
**Palabras clave:** Argentina, Cenozoico, Magnetoestratigrafía, Brunhes, Gilbert.

Gómez Samus, M. y Bidegain, J.C. (2014): Magnetoestratigrafía en las Formaciones Vela y Barker, Tandil, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(2): 29-38.

El afloramiento en estudio se ubica en la localidad de María Ignacia, a los 37°25,659' Latitud S – 59°28,907' Longitud O a una altitud aproximada de 230 m sobre el nivel del mar, en el sector central de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, Argentina (Fig. 1a y b). La sucesión sedimentaria está compuesta por sedimentos del Cenozoico, que cubren parcialmente el Sistema de

Tandilia (Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires). El registro Neógeno-Cuaternario continental de la provincia de Buenos Aires está representado por una sucesión sedimentaria relativamente homogénea. Comprende los depósitos limo arenosos y limo arcillosos de colores castaños del llamado *Plateau* de loess de Argentina (Turruggi, 1957), que en parte fueron redepositados por acción





**Fig. 1.-** a) Ubicación del perfil de María Ignacia. b) Esquema geológico de Tandilia (modificado de Iñiguez, 1999) y ubicación del perfil en estudio.

fluvial. Según el mismo autor, dichos sedimentos se componen mineralógicamente de plagioclasas, cuarzo, ortoclasa, vidrio volcánico, feldspatos alterados, fragmentos de rocas volcánicas y ópalo orgánico. Los minerales pesados corresponden a óxidos de hierro (magnetita, ilmenita), anfíboles y piroxenos. En cuanto a la mineralogía de las arcillas, la montmorillonita es el mineral dominante, aunque presenta cantidades variables de illita, caolinita y clorita. La naturaleza volcano-piroclástica de los materiales de procedencia andina ha sido relativamente constante. Las facies eólicas primarias, conforman una proporción subordinada del registro (Zarate, 2005), empero, la sedimentación ha estado condicionada por agentes fluviales o bien cuerpos de agua, debido a lo cual los sedimentos se consideran loess redepositados (*loess-like*).

En lo referido a estratigrafía regional, Zárate (2005) individualizó cuatro intervalos estratigráficos separados por discordancias: Mioceno tardío (12-11 a 7-6? Ma), Mioceno tardío-Plioceno (7-6? a 3,2 Ma), Plioceno-Pleistoceno tardío (3,2 a 0,040-0,030 Ma) y Pleistoceno tardío – Holoceno (0,040-0,030 Ma hasta el presente). Las discordancias que separan algunos de estos intervalos estratigráficos fueron vinculadas por Folguera Telichevsky (2011) a la tectónica andina, en relación con fuerzas originadas en la dorsal centro-oceánica y a los acomodamientos isostáticos consiguientes.

Los estudios magnetoestratigráficos en sedimentos Neógeno-Cuaternarios de la República Argentina comenzaron en la década del 80. Las principales contribuciones se refieren a sedimentos de la Provincia de Buenos Aires (Nabel y Valencio, 1981; Bobbio *et al.*, 1986; Bidegain, 1991, 1998; Orgeira, 1987, 1988, 1990; Ruocco, 1989; Nabel *et al.*, 1993, entre otros). Posteriormente, fueron publicados numerosos trabajos, cuyos resultados contribuyen a construir el campo gnoseológico, metodológico y técnico de la disciplina.

Los materiales en estudio pertenecen a la cobertura Neógeno-Cuaternaria del Sistema de Tandilia. Dicho sistema fue definido como un conjunto de montañas en bloque, formado por relieves discontinuos de diferente entidad, que sobresalen entre 50 y 250 m por encima del llano circundante (Teruggi y Killmurray, 1975). Limita al noreste

con la Cuenca del Salado, mediante un sistemas de fallas normales con vergencia al noreste, y al suroeste con la Cuenca Tectónica de Claromecó (Ramos, 1999). El Sistema de Tandilia, junto a la Isla Martín García, que se halla en el estuario del Río de la Plata, poseen los únicos afloramientos del basamento ígneo-metamórfico (Complejo Buenos Aires) de edad Paleoproterozoica (2100-2200 Ma) (Cingolani, 2005). El basamento se extiende en el subsuelo de una amplia región, correspondiente a la llanura chaco-paraense (1.000.000 km<sup>2</sup>). Dichas rocas son las más antiguas de la República Argentina y constituyen la expresión más austral del Cratón del Río de La Plata (Almeida, 1971). Como se observa en la figura 1b, el basamento del Sistema de Tandilia está parcialmente cubierto hacia el oeste y sudoeste por dos secuencias generadas en ambiente de plataforma marina de poca profundidad. La primera secuencia, de edad Neoproterozoica y de composición siliciclástica-carbonática corresponde al Grupo Sierras Bayas. En discordancia se halla la Formación Balcarce, asignada al Ordovícico, compuesta principalmente por ortocuarcitas y bancos caoliniticos (Cingolani, 2005). Teruggi y Killmurray (1975) indicaron que la elevación de los bloques se produjo en el Cenozoico tardío, y estiman que en el Terciario se reactivaron las fallas regionales como consecuencia de la orogénesis andina. Demoulin *et al.* (2005) analizaron el relieve utilizando como marco de correlación la historia geomorfológica de Sudáfrica, considerando que se trata de un paisaje relicto generado durante el Mesozoico.

Los análisis granulométricos y mineralógicos en sedimentos y paleosuelos del Cenozoico tardío del Sistema de Tandilia (Rabassa, 1973; Teruggi *et al.*, 1973) indican que, en parte, esos depósitos son de tipo coluvial, esto es evidente en los sitios en los que los sedimentos alóctonos están mezclados con materiales de piedemonte. Los autores proponen génesis diversas (eólico, fluvial, fluvio-eólico, eólico-coluvial, fluvial-coluvial, coluvial-fluvial).

Los lineamientos generales de la estratigrafía de los depósitos Cenozoicos del área de piedemonte de las sierras de Tandil fueron establecidos por Rabassa (1973). El esquema estratigráfico realizado por el autor muestra cinco unidades litoestratigráficas (Tabla 1). Las Formaciones Barker, Vela y Las Ánimas ocupan las áreas interfluviales.

En cambio, las áreas fluviales están representadas por sedimentos aluviales de edad reciente que se apoyan en discordancia erosiva sobre la Formación Tandileufú, ésta a su vez se apoya en discordancia sobre la Formación Vela.

En el trabajo antes citado se describe a la Formación Barker como una limolita castaño rojiza, arcillosa, de génesis probablemente eólica. A la Formación Vela como limos arenos arcillosos, castaño claros, originados por sedimentación eólica, pero con indicios importantes de acción hídrica. Los mismos culminan con una costra calcárea de extensión regional, denominada Paleosuperficie Tandil (Terruggi *et al.*, 1973). Ambas formaciones presentan desarrollo local de niveles de conglomerados, propios de zonas de piedemonte. En discordancia erosiva sobre la costra calcárea regional, tiene lugar la sedimentación de limos arenosos de origen predominantemente eólico pertenecientes a la Formación Las Ánimas. De forma simultánea, a los depósitos basales de esta unidad litoestratigráfica, se generaron los depósitos fluviales de la Formación Tandileufú, que comienzan con arenas gruesas que pasan a limos arcillosos en la parte superior. Posteriormente, continuó la sedimentación fluvial, dando lugar a la formación del "Aluvio" de edad reciente (Rabassa, 1973), integrado por limos grises, más o menos arenosos. La Formación Barker es rica en montmorillonita, pobre en illita y prácticamente carece de vidrio volcánico, predominando el vidrio castaño sobre el incoloro. La Formación Vela, por el contrario, es rica en illita, pobre en montmorillonita y el vidrio volcánico es un componente muy importante, siendo los fragmentos incoloros mucho más abundantes que los de color castaño. Las Formaciones Las Ánimas y Tandileufú contienen abundante vidrio volcánico incoloro, escaso vidrio castaño y la relación montmorillonita-illita es variable.

En cuanto a la asignación temporal de las unidades presentes en este trabajo, Rabassa (1973) asignó una edad Pleistoceno tardío-Holoceno a la Formación Las Ánimas en función de su contenido fósil. El mismo autor asigna la Formación Vela al Pleistoceno medio; sin embargo, Gasparini *et al.* (2012) mencionan fósiles correspondientes a biozonas cuyas edades oscilarían entre 130 y 11 ka (Cione *et al.*, 2007) en los niveles superiores. En relación con la ubicación temporal de la Formación Barker, su edad es hasta ahora incierta. Hasta el momento, no se conocen hallazgos fosilíferos ni dataciones por otras vías. Rabassa (1973) le asigna con dudas una edad Plioceno - Pleistoceno inferior. Folguera Telichevsky (2011) propone para la Formación Barker una edad Mioceno tardío - Plioceno temprano a par-

tir de correlaciones con unidades litoestratigráficas presentes en el Sistema de Ventania y en la provincia de La Pampa. Por otra parte, Zárate y Mehl (2010) correlacionaron esta unidad con afloramientos de limolitas castaño rojizas, de aspecto masivo, ubicadas en las cabeceras del arroyo Azul así como en excavaciones en la localidad de Olavarría (80 km al NO de María Ignacia, Fig. 1b). Recientemente, Poiré *et al.* (2013) en dichas excavaciones citan la presencia de vertebrados asignados a biozonas cuyas edades oscilarían entre 2,2 y 4,5 Ma (Verzi y Montalvo, 2008).

El objetivo principal del presente trabajo es proporcionar dataciones lo más precisas posibles de las unidades litoestratigráficas que constituyen la cubierta sedimentaria del Sistema de Tandilia (provincia de Buenos Aires, Argentina). Para ello, se efectúan estudios magnetoestratigráficos de dichas Formaciones que son contrastados con datos obtenidos por otros autores.

### Metodología y Técnicas

El trabajo comenzó con la observación y descripción de las unidades geológicas expuestas. Se construyó un perfil estratigráfico teniendo en cuenta el tipo de contacto entre las capas, la continuidad o discontinuidad en la sucesión, las variaciones laterales, y la presencia de calcretas.

El muestreo paleomagnético se efectuó mediante un saqueos de pistón, con sección cuadrada, junto con una brújula Brunton, martillo y cinta métrica. Se extrajeron muestras orientadas a equidistancias de 5 a 30 cm. El material se colocó en cubos de plástico de 8 cm<sup>3</sup> y se adicionó un adhesivo vinílico, no magnético, para fijar los granos y evitar así el movimiento de los mismos durante el traslado y la medición. Todas las muestras paleomagnéticas fueron medidas en el Área de Paleomagnetismo del LEMIT mediante un magnetómetro rotativo Minispín de la empresa *Molspin Ltd.* En una primera etapa se midieron las magnetizaciones remanentes naturales (MRN) de todas las muestras y luego se efectuó la desmagnetización por campos magnéticos alternos (CMA) linealmente decrecientes, mediante un desmagnetizador de la misma empresa. El proceso de "lavado" magnético se realizó a partir de campos bajos de 2,5 miliTesla (mT) a fin de evitar la destrucción de la muestra y hasta campos pico que variaron, según los casos, entre 40 y 80 mT. Los datos obtenidos fueron procesados mediante el *software* SUPERIPD2000 para identificar las componentes del Magnetismo Remanente Característico (MRC) de cada muestra.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		EDAD
Interfluvios	Áreas Fluviales	
Fm. Las Ánimas	Aluvio	Holoceno
	Fm. Tandileufú	Pleistoceno superior
Fm. Vela	Fm. Vela	Pleistoceno medio
Fm. Barker		Plioceno - Pleistoceno inferior?

**Tabla 1.-** Unidades litoestratigráficas y edades de la cubierta Cenozoica tardía del sector Sierras de Tandil (tomada de Rabassa, 1973).

Paralelamente al muestreo paleomagnético se extrajo de ½ a 1 kg de sedimento de cada una de las capas expuestas en el perfil. Este material se utilizó en la medición de parámetros magnéticos y análisis químicos de elementos por fluorescencia de rayos-X.

Los parámetros magnéticos fueron medidos en el Laboratorio de Física Arroyo Seco (IFAS-UNICEN-CONICET). Previo a la medición, los sedimentos fueron colocados en cajas de plástico, cúbicas, de 2 cm de lado, y se les agregó silicato de sodio analítico para fijar los granos durante su manipulación y medición. En una primera etapa, se realizaron mediciones magnéticas no destructivas, obteniéndose datos sobre la susceptibilidad magnética con un susceptibilímetro MS2 *Bartington* con sensor MS2B en baja ( $\chi_{lf}$ , 470 Hz) y alta ( $\chi_{hf}$ , 4700 Hz) frecuencia y se calculó el factor susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $\chi_{fv}$ ). Para la medida del magnetismo remanente isoterma (MRI), todas las muestras fueron previamente desmagnetizadas por campos alternos hasta 100mT. El campo máximo aplicado, con un Magnetizador de Pulso AC *Scientific model* IM-10-30, fue de 2T, en todos los casos la medición de la remanencia se efectuó con el magnetómetro *Molspin*. Con los datos obtenidos se construyeron las curvas de adquisición de MRI y se estableció el valor de saturación (MRIS). Una vez alcanzada la saturación, mediante aplicación de campo inverso (*back field*), se obtuvieron los valores de coercitividad de la remanencia (Hcr) y el coeficiente *S-ratio*.

Mediante la utilización de un espectrómetro para fluorescencia de rayos-X modelo SPECTRO IQ II del LEMIT, fue posible la determinación y cuantificación de hierro, expresado como óxidos. A 5 g de cada muestra se le adicionó un ligante (*Blinder* BM-0002 Fluxana) en relación 5:1 en peso, a fin de impedir el movimiento de los granos durante el manejo de la muestra y posterior medición. De esta forma se confeccionaron pastillas de 32 mm de diámetro y de 3 a 5 mm de espesor mediante una prensa con presión de 15 Tm.

Mediante técnicas termogravimétricas se determinó el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$ . Las muestras fueron tratadas a 550°C durante tres horas para eliminar la materia orgánica y el agua de composición; posteriormente fueron incineradas a 1000°C durante dos horas, descomponiéndose así el  $\text{CaCO}_3$ . Por diferencia de masa se obtuvo el porcentaje de  $\text{CO}_2$  liberado, que es multiplicado por el factor 2,27 ( $\text{PM CaCO}_3/\text{PM CO}_2$ ) para estimar el  $\%\text{CaCO}_3$ .

### Sucesión estratigráfica

El afloramiento en estudio, de 4,65 m de potencia, se dividió en cinco unidades (U1 – U5), individualizadas a partir de cambios litológicos y discordancias (Fig. 2).

Los sedimentos de la unidad inferior, unidad U1, tienen un espesor de al menos 1,20 m. Los primeros 50 cm son masivos, compactos, de textura limo arenosa y verticalmente pasan de forma gradual a un nivel limo arcilloso, con estructura en bloques subangulares pequeños, duros, con patinas negro azuladas que se identifica como un paleosuelo. La unidad culmina con un nivel calcáreo conformado por finas láminas horizontales de 20 cm de potencia.

La unidad designada como U2 tiene un espesor que varía entre 0,75 y 1,05 m; se apoya sobre la unidad anterior, el contacto entre ambas es neto. En la base de U2 se observan limos masivos de 45 cm de potencia que presentan un nivel calcáreo de 10 cm de espesor en su techo. Sobre el nivel mencionado yace un nivel limo arcilloso de espesor variable, con estructura en bloques subangulares pequeños, con abundantes patinas negro azuladas y escasos *slickensides*, que se identifica como un paleosuelo.

La unidad designada como U3 tiene un espesor aproximado de 0,70 m. Está compuesta por limos masivos, compactos, que se apoyan en discontinuidad sobre la unidad anterior. Las unidades descritas precedentemente presentan coloraciones entre el marrón claro y el marrón (7,5 YR 6/4 a 7,5 YR 5/4 en seco) y se asignan a la Formación Barker.

En discordancia sobre la U3, se determinó la unidad 4 (U4), con un espesor de 1,50 m, que se asigna a la Formación Vela. Se compone de sedimentos limo - arenosos con abundante carbonato de calcio. En su mayor parte el carbonato de calcio es pulverulento y aparece concentrado en lentes de hasta un metro de largo y 30 cm de espesor. Estas lentes se encuentran rodeadas de material limo arcilloso, duro y quebradizo, con menor concentración de carbonatos. Esta propiedad le confiere a los sedimentos de la Formación Vela una coloración característica, que varía entre el blanco rosado, el gris rosado y el rosado (7,5 YR 8/2 a 7,5 YR 7/4 en seco). Es frecuente la presencia de conglomerados hacia la parte baja de la unidad, así como laminación cruzada, que indican sedimentación de origen fluvial. Hacia la parte alta de U4 se distingue un nivel calcáreo laminar, continuo, muy duro, que se atribuye a la paleosuperficie Tandil (Teruggi *et al.*, 1973).

En la parte superior del perfil se reconoció la Formación Las Ánimas (U5). Dicha unidad tiene entre 20 y 30 cm de espesor y se encuentra completamente edafizada, conformando el horizonte Ak del suelo actual. Este suelo se compone de la siguiente secuencia de horizontes: Ak – 2Ckkm, y fue clasificado como un Paleudol Petrocálcico (Soil Survey Staff, 2010). El desarrollo del suelo estaría dominado por un control litológico (intrazonal) donde la presencia del nivel calcáreo (horizonte 2Ckkm) en el techo de la Formación Vela, habría inhibido el proceso de traslocación coloidal (argiluviación), impidiendo el desarrollo de horizontes Bt.

### Análisis de los resultados

#### *Paleomagnetismo*

Los valores de declinación (D) e Inclinación (I) se determinaron mediante la desmagnetización por campos magnéticos alternos (CMA) decrecientes. Las direcciones medias del magnetismo remanente característico (MRC) de las muestras del perfil estratigráfico (Fig. 2), fueron obtenidas a campos picos que oscilaron entre 10 y 30 mT. El tratamiento por CMA se inició a partir de 2,5 y 5 mT con el fin de evitar la destrucción de la remanencia magnética. La máxima desviación angular fue inferior a 10° en todos

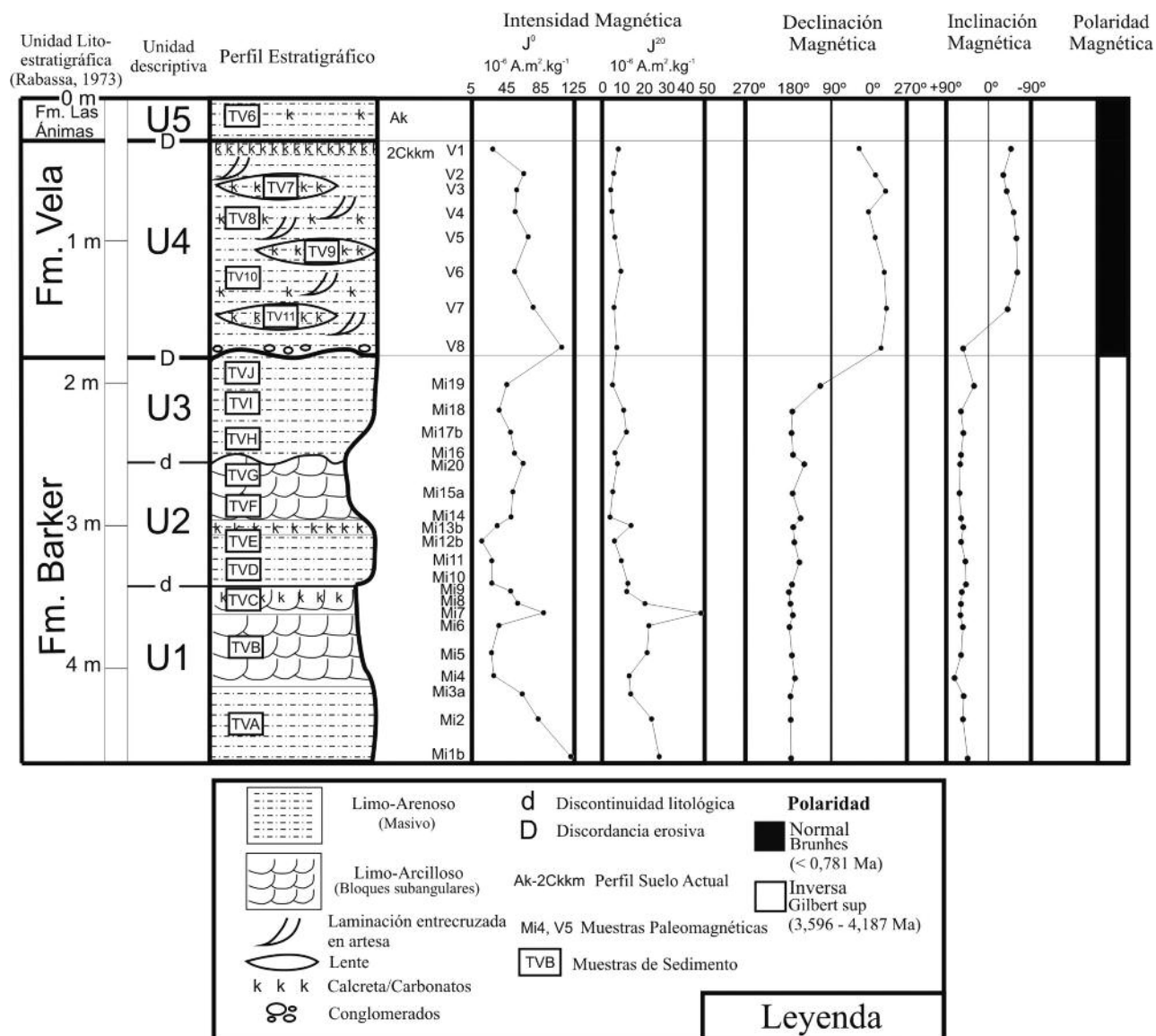


Fig. 2.- Perfil estratigráfico. Intensidad del magnetismo remanente, direcciones de polaridad magnética y zonaciones.

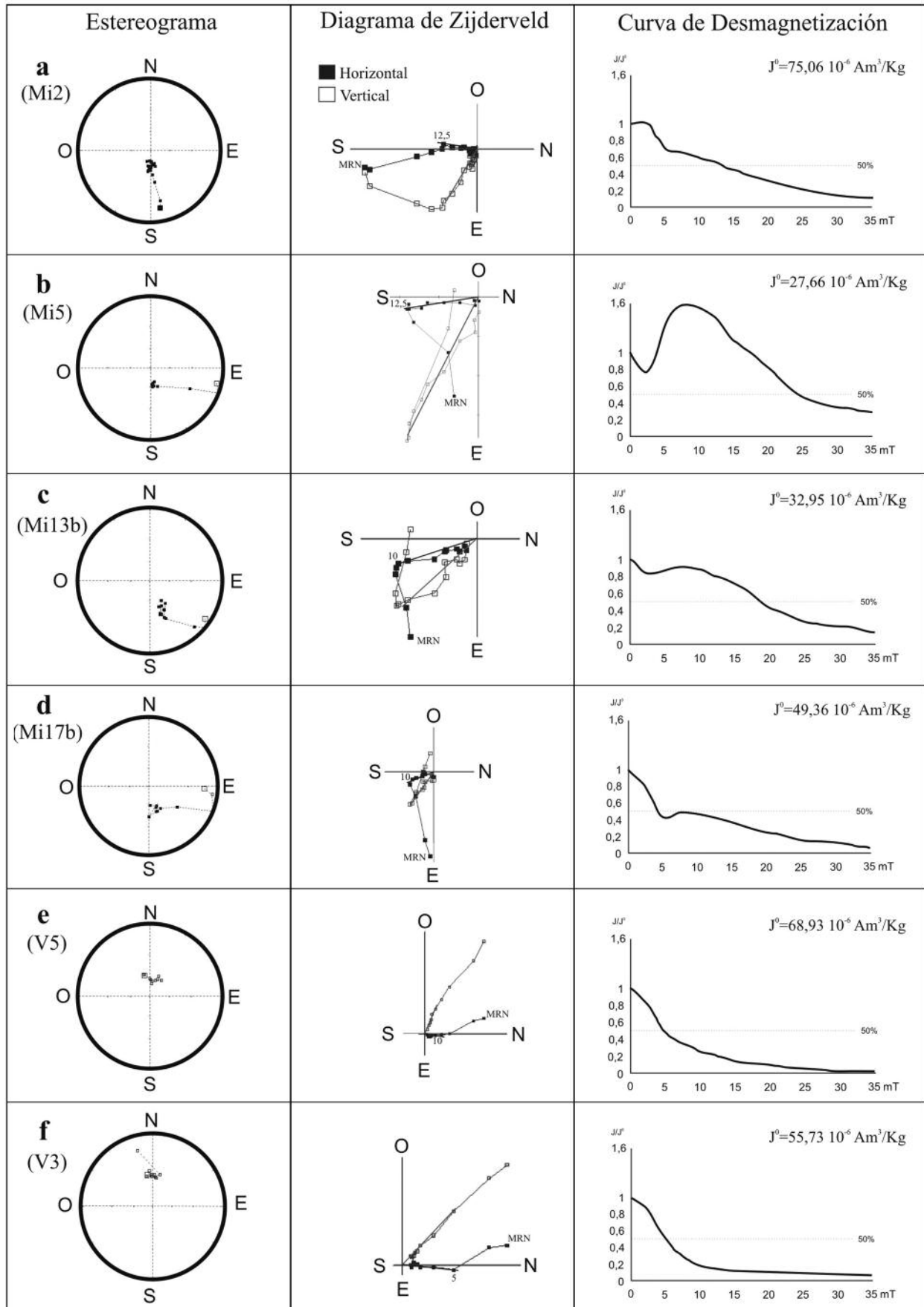
los casos. En la misma figura se presentan los valores de intensidad en dos pasos del proceso; sin desmagnetizar ( $J^0$ ) y a 20 mT ( $J^{20}$ ). La  $J^0$  varió entre  $16,85 - 120,53 \times 10^{-6} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$  y para un campo pico de 20 mT ( $J^{20}$ ) dicha variación fue entre  $4,06 - 27,17 \times 10^{-6} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$ .

Mediante estereogramas, diagramas de Zijdeveld y curvas de desmagnetización se indican los resultados de las mediciones paleomagnéticas realizadas sobre muestras de la localidad de María Ignacia (Fig. 3). En la misma figura, las curvas de desmagnetización se representan sólo hasta 35 mT de campo pico, con el objetivo de establecer comparaciones entre muestras, aunque el tratamiento en algunos casos alcanzó los 80 mT de campo pico aplicado.

La figura 3 (a, b, c, d) representa los comportamientos de las direcciones paleomagnéticas en muestras de la Formación Barker. La muestra Mi2 (Fig. 3a), de la base del perfil, presenta el valor de intensidad del magnetismo remanente natural ( $J^0$ ) más elevado de todas las muestras representadas ( $J^0 = 75,06 \times 10^{-6} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$ ). Fue desmagnetizada hasta un campo pico de 70 mT, los valores de declinación (D) e inclinación (I) indican polaridad inversa desde el comienzo

del proceso de desmagnetización. Una componente de baja coercitividad, es desmagnetizada a campos muy bajos (2,5 mT), posteriormente otra componente secundaria es eliminada a campos pico de 10 mT. A partir de este campo se produce la desmagnetización de la componente más estable de polaridad inversa indicada por la caída de la intensidad hacia el origen del sistema en el diagrama de Zijdeveld.

La muestra Mi5 (Fig. 3b) corresponde al paleosuelo de la parte superior de U1. La misma presenta el valor de  $J^0$  más bajo de todas las muestras indicadas en la figura 3 ( $J^0 = 27,66 \times 10^{-6} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$ ), sin embargo alcanza una intensidad máxima a 7,5 mT de campo pico aplicado ( $J^{7,5} = 43,31 \times 10^{-6} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$ ) superando  $J^0$  lo cual se interpreta como un proceso de magnetización secundaria generado por una fase mineralógica no diferenciada por esta vía. El proceso de desmagnetización continuó hasta un campo pico de 50 mT, se observa la influencia de, al menos, dos componentes de magnetización. La componente más inestable fue eliminada a campos bajos (7,5 mT). Luego la muestra se estabiliza, presentando direcciones inversas (D=170°, I=60°) hasta un campo pico de



**Fig. 3.-** Estereogramas, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización de las muestras paleomagnéticas del perfil de María Ignacia.

25 mT. A partir de los 30 mT de campo aplicado, la muestra presenta direcciones errantes, predominantemente inversas.

Las redes estereográficas, los diagramas de Zijderveld y las curvas de desmagnetización de las figuras 3c y 3d corresponden a muestras extraídas de la U2 (Mi13b) y la U3 (Mi17b) respectivamente. A juzgar por las respuestas frente al “lavado” magnético, según se puede apreciar en los gráficos correspondientes, la composición magnética de ambas es semejante, esto se expresa en grados de coercitividad similares y la presencia de más de una componente de magnetización. En la Fig. 3c una componente viscosa es eliminada a campos inferiores a 5 mT. A partir de este campo pico aplicado, las direcciones inversas de D e I evidencian escasa variación  $D = 163^\circ$  e  $I = 42,5^\circ$ . En la figura 3d se elimina una componente viscosa a un campo pico de 2,5 mT. A un campo pico de 7,5 mT se elimina otra componente secundaria ( $D = 151,3^\circ$ ;  $I = 50,2^\circ$ ) y comienza el proceso de desmagnetización de la componente más estable de polaridad inversa, las direcciones más estables se ubican en torno a  $D = 160^\circ$ ,  $I = 55^\circ$ .

En la figura 3e y 3f se indica el comportamiento magnético de las muestras extraídas de la unidad U4 correspondientes a la Formación Vela. En ambos casos, los valores de declinación e inclinación son estables y se ubican en el hemisferio norte (polaridad normal). En los diagramas de Zijderveld se observa una caída hacia el origen sin mayores variaciones en las direcciones. El 10% de la  $J^0$  ( $68,93$  y  $55,73 \cdot 10^{-8} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$  respectivamente) se supera a 20 mT de campo pico.

A partir de las direcciones magnéticas obtenidas, el perfil queda configurado en dos zonas de distinta polaridad magnética (Fig. 2), que son referidas a la escala de inversiones paleomagnéticas de Gradstein *et al.* (2012). Las direcciones paleomagnéticas normales, obtenidas en sedimentos de la Formación Vela, indican que los mismos se depositaron durante el Cron Brunhes ( $<0,781 \text{ Ma}$ ). La

asignación temporal de la Formación Barker, en cambio, resulta más compleja debido a que los datos paleomagnéticos pueden ser interpretados de más de una forma. La interpretación más sencilla consistiría en asignar las magnetozonas halladas a la transición Brunhes-Matuyama (0,781 Ma), pero si consideramos las correlaciones realizadas con sedimentos expuestos en excavaciones cercanas (Zárate y Mehl, 2010) la edad de la Formación Barker no podría ser inferior al límite Olduvai – Matuyama inferior (1,945 Ma). En este sentido, dadas las características litológicas y mineralógicas, así como las correlaciones a nivel regional (Folguera Telichevsky, 2011), los niveles inversos hallados en el perfil de María Ignacia podrían atribuirse al Cron Gilbert (3,596 - 6,033 Ma), más objetivamente a Gilbert superior (3,596 – 4,187 Ma).

### Parámetros Magnéticos

En una primera etapa utilizamos los parámetros magnéticos como soporte de la investigación paleomagnética. Los mismos son indicadores de la presencia, concentración y tamaño de grano de los minerales magnéticos, algunos de los cuales tienen la capacidad de retener las direcciones de magnetización del pasado geológico. Los resultados de las mediciones de los parámetros magnéticos y el análisis químico de las muestras extraídas del perfil de María Ignacia se resumen en la Tabla 2.

Los valores de susceptibilidad másica medidos en baja frecuencia ( $\chi_{lf}$ ) presentan escasa variación en las muestras extraídas de las unidades de la Formación Barker. Se registró un valor promedio de  $436,19 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . Variando entre  $380,68 \cdot 10^{-8}$  y  $486,9 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , los valores más elevados se corresponden en general con niveles identificados como paleosuelos. Las muestras extraídas de la Formación Vela presentan valores más bajos de  $\chi_{lf}$  que las de la Formación Barker, registrándose un valor promedio de  $263,6 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  con una variación entre  $189,71 \cdot 10^{-8}$

MUESTRA	PARÁMETROS MAGNÉTICOS						ANÁLISIS QUÍMICO		NORMALIZACIÓN POR $\text{CaCO}_3$		
	$\chi_{lf}$	$\chi_{dr\%}$	MRIS	$H_{cr}$	S-ratio	MRIS/ $\chi_{lf}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaCO}_3$	$\chi_{lf N/CaCO3}$	MRIS $N/CaCO3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3 N/CaCO3$
TV6	427,44	5,31	53,01	33,33	0,93	12,40	5,77	5,93	452,78	56,15	6,11
TV7	239,42	2,54	37,31	37,06	0,95	15,58	5,41	28,64	307,97	47,99	6,95
TV8	334,82	2,28	52,29	36,81	0,92	15,62	6,01	4,30	349,21	54,54	6,26
TV9	202,10	5,00	26,93	32,09	0,97	13,32	5,09	35,71	274,27	36,55	6,91
TV10	351,93	6,22	44,32	29,85	0,96	12,59	7,69	3,84	365,45	46,02	7,99
TV11	189,71	1,57	30,12	32,34	0,94	15,88	5,01	37,84	261,49	41,52	6,90
TVJ	380,68	6,18	50,57	32,15	0,96	13,28	7,47	2,03	388,41	51,60	7,63
TVI	413,39	5,83	61,12	31,90	0,93	14,79	6,82	1,82	420,93	62,23	6,94
TVH	439,31	5,82	58,26	29,91	0,96	13,26	7,00	1,97	447,97	59,41	7,14
TVG	476,30	6,63	52,73	29,41	0,96	11,07	8,07	2,12	486,41	53,85	8,24
TVF	429,38	6,69	45,59	29,16	0,95	10,62	8,21	2,40	439,70	46,69	8,41
TVE	436,58	5,07	56,47	31,90	0,96	12,93	7,65	1,99	445,25	57,59	7,80
TVD	421,93	4,92	57,55	31,40	0,94	13,64	7,73	2,01	430,42	58,71	7,88
TVC	434,95	6,53	55,93	29,78	0,95	12,86	9,04	4,41	454,14	58,40	9,44
TVB	486,90	7,13	60,42	29,66	0,95	12,41	8,03	2,18	497,50	61,74	8,21
TVA	442,47	7,32	49,50	29,47	0,96	11,19	7,28	2,57	453,83	50,77	7,46
	$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$	%	$\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$	mT	adim	$\text{kA/m}^{-1}$	%	%	$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$	$\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$	%

Tabla 2.- Parámetros magnéticos y análisis químico de las muestras del perfil de María Ignacia.

y  $351 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . Los valores más bajos corresponden a muestras extraídas de lentes con abundante concentración de carbonato de calcio. La muestra extraída del horizonte Ak (U5) presenta un valor de susceptibilidad de  $427,44 \times 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ , si bien, en la presente localidad, no se halla el material original de dicho horizonte; el valor aquí registrado representa un incremento respecto al material original (Formación Las Ánimas) registrado en localidades cercanas al sitio de muestreo para el presente trabajo (Gómez Samus y Bidegain, 2013).

El factor susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $\chi_{\text{fd}\%} = 100 * (\chi_{\text{if}} - \chi_{\text{hf}}) / \chi_{\text{if}}$ ) varía entre 1,57 y 7,32% a lo largo del perfil. El valor promedio de  $\chi_{\text{fd}\%}$  para la Formación Barker fue de 6,21%, siendo mayor que el obtenido en la Formación Vela (3,52%). El aumento en  $\chi_{\text{fd}\%}$  podría estar relacionado con una mayor contribución de minerales super-paramagnéticos (SP) (magnetita ultrafina,  $< 0,03 \mu\text{m}$ ) en los sedimentos más afectados por pedogénesis de la Formación Barker.

La magnetización remanente isotérmica de saturación (MRIS), que también es un parámetro dependiente de la concentración, al igual que la susceptibilidad magnética, presenta comportamientos diferentes entre las unidades litoestratigráficas estudiadas. Para caracterizar la mineralogía magnética del perfil geológico se realizó el análisis de las curvas de adquisición de MRI y del espectro de coercitividad de la remanencia ( $H_{\text{cr}}$ ).

Los valores de MRIS varían entre 45,6 y 61,1  $\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$  para la Formación Barker y entre 26,9 y 52,3  $\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$  para la Formación Vela, con promedios de 54,8 y 38,2  $\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$  respectivamente. El horizonte Ak del suelo actual posee un valor de 53,01  $\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$ .

Los valores de coercitividad de la remanencia ( $H_{\text{cr}}$ ) poseen escasa variación a lo largo del perfil (29,16 – 37,06 mT). No obstante, se distingue un leve incremento en la Formación Vela (33,63 mT) respecto a la Formación Barker (30,48 mT). Los valores más bajos de  $H_{\text{cr}}$  hallados en la Formación Barker estarían vinculados al mayor grado pedogenético de la misma (Avramov *et al.*, 2006; Bartel *et al.*, 2011).

El parámetro *S-ratio* ( $\text{MRIS}/\text{MRI}_{-300}$ ) es un indicador de la contribución de minerales ferrimagnéticos, como la magnetita. Si ésta es dominante, el *S-ratio* adquiere un valor muy cercano a 1. En el perfil de María Ignacia no se registraron variaciones importantes en el valor de este parámetro, oscilando a lo largo del perfil entre 0,92 y 0,97, con un promedio de 0,95, tanto para la Formación Vela como para la Formación Barker.

El cociente  $\text{MRIS}/\chi_{\text{if}}$  elimina los efectos de concentración, brindando información sobre la mineralogía y el tamaño de grano magnético. El valor de  $\text{MRIS}/\chi_{\text{if}}$  promedio para todo el perfil fue de 13,21  $\text{kA}/\text{m}^{-1}$ . La Formación Barker y el horizonte Ak del suelo actual registran los valores promedio más bajos de este parámetro (12,60 y 12,40  $\text{kA}/\text{m}^{-1}$ ). La Formación Vela, en cambio, registra un valor promedio de 14,60  $\text{kA}/\text{m}^{-1}$ . Coincidiendo con lo observado por Bartel *et al.* (2011), la disminución en el valor de este parámetro estaría vinculada con el aumento del grado pedogenético.

Los valores de  $\text{MRIS}/\chi_{\text{if}}$  versus  $H_{\text{cr}}$  pueden ser utilizados para estimar la composición de la mineralogía magnética (Peters y Dekkers, 2003). Siguiendo a dichos autores, los valores obtenidos en todas las muestras del perfil de María Ignacia son coincidentes con el comportamiento de Magnetita-Titanomagnetita-Maghemita.

### Caracterización Química

En la Tabla 2 se indica el porcentaje de hierro, expresado como óxido ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) y el porcentaje de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) de las muestras obtenidas del perfil de María Ignacia. El contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  promedio para el perfil fue de 7,02%. Se registró un mínimo y un máximo de 5,01 y 9,04% respectivamente. Los valores más altos corresponden a la Formación Barker, donde se registraron contenidos que variaron entre 6,82 y 9,04% con un promedio de 7,73%. Se observa un leve incremento en el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en aquellos sectores de la Formación Barker que fueron descritos como paleosuelos, alcanzando valores máximos hacia el techo de las unidades U1 y U2. Las muestras extraídas de la Formación Vela registran un valor promedio de 5,84%. El horizonte Ak del suelo actual registra un valor de 5,77%.

El contenido medio de  $\text{CaCO}_3$  fue de 8,73%. Los valores más elevados corresponden a la Formación Vela, con un promedio de 22,06%, variando entre 3,84 y 37,84%. La Formación Barker registra un contenido promedio marcadamente menor (2,35%), con valores que oscilan entre 1,82 y 4,41%. En el horizonte Ak del suelo actual se obtuvo un valor de 5,93%. Cabe destacar que la presencia de  $\text{CaCO}_3$  de origen pedogenético en los horizontes A no es habitual en los suelos de la región, con régimen de humedad údico. La acumulación de  $\text{CaCO}_3$  en el horizonte Ak del perfil estudiado se vincularía a un proceso de ascenso capilar, producido tras la disolución parcial del nivel calcáreo subyacente (horizonte 2Cckm).

Dada la variabilidad del contenido de  $\text{CaCO}_3$  en todo el perfil, los valores de  $\chi_{\text{if}}$ , MRIS y  $\% \text{Fe}_2\text{O}_3$  fueron normalizados en función del  $\% \text{CaCO}_3$  y se presentan en la Tabla 2. Los valores de  $\chi_{\text{if}}$  normalizados en función del  $\% \text{CaCO}_3$  ( $\chi_{\text{if}}/\% \text{CaCO}_3$ ) registran en las muestras extraídas de la Formación Barker un valor promedio de  $446,46 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . Las muestras extraídas de la Formación Vela presentan valores más bajos de  $\chi_{\text{if}}/\% \text{CaCO}_3$  que los de la Formación Barker, registrándose un valor promedio de  $311,68 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  con una variación entre  $261,49 \times 10^{-8}$  y  $311,68 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . La muestra extraída del horizonte Ak (U5) presenta un valor de  $452,78 \times 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ .

La MRIS normalizada por  $\% \text{CaCO}_3$  ( $\text{MRIS}/\% \text{CaCO}_3$ ) presenta un valor promedio de 56,1  $\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$  para la Formación Barker y de 45,32  $\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$  para la Formación Vela. El horizonte Ak del suelo actual posee un valor de 56,15  $\text{mAm}^2 \text{ kg}^{-1}$ . El contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  normalizado por  $\% \text{CaCO}_3$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\% \text{CaCO}_3$ ) registra valor promedio de 7,92% en la Formación Barker, en tanto en la Formación Vela el valor promedio fue de 7,00%. El horizonte Ak del suelo actual registra un valor de 6,11%.

Los valores de los parámetros magnéticos ( $\chi_{\text{if}}/\% \text{CaCO}_3$  y



MRIS<sub>N/CaCO<sub>3</sub></sub>) son marcadamente más bajos en la Formación Vela que en la Formación Barker, esto se vincularía a una menor concentración original de minerales magnéticos, así como a una menor contribución de magnetita fina y ultrafina en los sedimentos de la Formación Vela.

## Discusión

Las direcciones magnéticas obtenidas en el perfil de María Ignacia indican que la sedimentación de la Formación Vela se desarrolló con posterioridad a 0,78 Ma, es decir durante el Pleistoceno. La presencia de discontinuidades, así como la escasez, de datos cronoestratigráficos en la Formación Barker, hace que las direcciones paleomagnéticas obtenidas puedan ser interpretadas de más de una forma. Este hecho nos conduce a tener en cuenta correlaciones locales y regionales. Las correlaciones locales nos indicarían que la edad de la Formación Vela no podría ser inferior a 2 Ma, en tanto que las regionales nos indicarían una sedimentación durante el Plioceno.

Dada la asignación temporal de las unidades, es posible vincularlas a los ciclos sedimentarios propuestos por Zárate (2005), donde la Formación Vela se habría depositado en las etapas póstumas del ciclo Plioceno-Pleistoceno tardío (3,2 – 0,040/0,030 Ma) en tanto que la Formación Barker se habría depositado en el ciclo Mioceno tardío-Plioceno (7-6? – 3,2 Ma).

El análisis de los parámetros de magnetismo de rocas indica que la mineralogía magnética dominante en todas las unidades estudiadas es similar (magnetita-titanomagnetita), sin embargo las diferencias se manifestarían principalmente en la concentración y en el tamaño de grano de los minerales magnéticos. Dichas diferencias estarían vinculadas principalmente al mayor grado pedogenético que presenta la Formación Barker respecto de la Formación Vela, así como a diferentes mecanismos y tasas de sedimentación.

Los datos de los parámetros magnéticos obtenidos en el presente trabajo brindarán la posibilidad de realizar interpretaciones paleoclimáticas y paleoambientales del Neógeno y Cuaternario en futuras contribuciones.

## Conclusiones

Las direcciones paleomagnéticas normales obtenidas en sedimentos de la Formación Vela indican que los mismos se depositaron durante el Cron Brunhes (< 0,78 Ma). En tanto los niveles inversos, correspondientes a la Formación Barker, se atribuyen al Cron Gilbert (3,596 - 6,033 Ma), más objetivamente a Gilbert superior (3,596 - 4,187 Ma).

Los valores de coercitividad de la remanencia ( $H_{cr}$ ),  $S_{ratio}$  y  $MRIS/\chi_{lf}$  en todas las muestras del perfil de María Ignacia son coincidentes con el comportamiento de la magnetita-titanomagnetita. Esto indicaría que dicho mineral es el principal portador de la remanencia.

En líneas generales, los valores de los parámetros magnéticos ( $\chi_{lf}$  y SIRM) son marcadamente más bajos en la Formación Vela que en la Formación Barker, esto se encontraría en estrecha relación con la dilución de la señal

magnética dada por los altos porcentajes de CaCO<sub>3</sub> en la Formación Vela. Sin embargo esta tendencia continúa tras normalizar los parámetros en función del CaCO<sub>3</sub>, lo cual se vincularía a una menor concentración original de minerales magnéticos, así como a una menor contribución de magnetita fina y ultrafina en los sedimentos de la Formación Vela.

Los valores del factor susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $\chi_{df\%}$ ) sugieren una mayor contribución de partículas superparamagnéticas (SP) en la Formación Barker (6,21%) que en la Formación Vela (3,52%). Esta mayor contribución de partículas SP se relaciona con el mayor grado de pedogénesis (horizontes Bt y Btss) en la Formación Barker.

La elevada presencia del catión Ca<sup>2+</sup> en la Formación Vela, habría inhibido el proceso de traslocación coloidal (argiluvación) impidiendo el desarrollo de horizontes Bt; por la misma razón, el desarrollo del suelo actual es dominado por un control litológico (intrazonal), y la presencia de CaCO<sub>3</sub> pedogenético en el horizonte Ak se relacionaría a un proceso de ascenso capilar.

## Agradecimientos

Los autores agradecen al LEMIT, a la CIC, al CONICET, al Laboratorio de Física Arroyo Seco (IFAS), y a la Asociación Argentina de Cuaternario y Geomorfología por el apoyo brindado. Damos un especial agradecimiento a la Licenciada Yamile Rico por su colaboración en las tareas de campo y laboratorio. Los comentarios y sugerencias realizados por la Dra Orgeira y un revisor anónimo han mejorado sustancialmente el presente trabajo.

## Bibliografía

- Almeida, F. (1971): Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 1: 3-21.
- Avramov, V., Jordanova, D., Hoffman, V., Roesler, W. (2006): The role of dust source area and pedogenesis in three loess-paleosol sections from north Bulgaria: a mineral magnetic study. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 50: 259-282.
- Bartel, A., Bidegain, J.C., y Sinito, A.M. (2011): Magnetic parameter analysis of a climosequence of soils in the Southern Pampean Region, Argentina. *Geofísica Internacional*, 50: 9-22.
- Bidegain, J.C. (1991): Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Rios and surrounding areas in Argentina. Tesis Doctoral Stockholm University, Sweden, 128 pp.
- Bidegain, J.C. (1998): New evidence of the Brunhes-Matuyama polarity boundary in the Hernandez-Gorina Quarries, north-west of the city of La Plata, Buenos Aires. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11: 207-229.
- Bobbio, M.L., Devincenzi, S.M., Orgeira, M.J. y Valencio, D.A. (1986): La magnetoestratigrafía del "Ensenadense" y "Bonaerense" de la ciudad de La Plata (excavación Nuevo Teatro Argentino): su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLI: 7 – 21.
- Cingolani, C.A. (2005): Unidades Morfoestructurales (y estructuras menores) de la Provincia de Buenos Aires. En: *Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino*, 21-30.

- Cione, A.L., Tonni, E.P., Bargo, S., Bond, M., Candela, A.M., Carlini, A.A., Deschamps, C.M., Dozo, M.T., Esteban, G., Goin, F.J., Montalvo, C.I., Nasif, N., Noriega, J.I., Ortiz Jaureguizar, E., Pascual, R., Prado, J.L., Reguero, M.A., Scillato-Yané, G.J., Soibelzon, L., Verzi, D.H., Vieytes, E.C., Vizcaino, S.F. y Vucetich, G.M. (2007): Mamíferos continentales del Mioceno tardío a la actualidad en la Argentina: cincuenta años de estudios. *Ameghiniana Publicación Especial*, 11: 257-278.
- Demoulin, A., Zárata, M. y Rabassa, J. (2005): Long-term landscape development: a perspective from the southern Buenos Aires ranges of east central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 193-204.
- Folguera Telichevsky, A. (2011): La reactivación neógena de la Pampa Central. Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires, Argentina, 192 pp.
- Gasparini, G., Rabassa, J., Soibelzon, E., Soibelzon, L., Tonni, E. (2012): Estratigrafía y paleontología del Cenozoico tardío de la región de Tandil, provincia de Buenos Aires. *I Simposio del Mioceno-Pleistoceno del centro y norte de Argentina*. Actas, 46-47.
- Gómez Samus, M.L. y Bidegain J.C. (2013): Magnetoestratigrafía en Sedimentos del Cenozoico tardío de la localidad de Villa Cacique, Provincia de Buenos Aires. *Latinmag Letters*, 3, OB023: 1-6.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. y Ogg G.M. (2012): *The Geologic Time Scale*. Oxford, Elsevier, 1115 pp.
- Iñiguez, A.M. (1999): La Cobertura Sedimentaria de Tandilia. En: *Geología Argentina* (R. Caminos, ed.), Anales 29: 101-106.
- 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*, 36: 7-18
- Nabel, P., Camilion, C., Machado, G., Spiegelman, A. y Mormeño, 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*, 48: 193-206.
- Orgeria, M.J. (1987): Estudio paleomagnético de sedimentos del cenozoico tardío en la costa atlántica bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42: 362-376.
- Orgeira, M.J. (1988): Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en los acantilados costeros entre Mar del Plata y Miramar (Provincia de Buenos Aires). Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires.
- Orgeira, M.J. (1990): Paleomagnetism of late Cenozoic fossiliferous sediments from Barranca de Los Lobos (Buenos Aires Province, Argentina). The magnetic age of South American land mammal ages. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64: 121-132.
- Peters, C. y Dekkers, M. (2003): Selected room temperature magnetic parameters as function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28: 659-667.
- Poiré D.G., de los Reyes, M., Arrouy, M.J. y Canalicchio, J.M. (2013): Estratigrafía del Neógeno intraserrano del Núcleo Central de las Sierras Bayas, extremo noroccidental del Sistema de Tandilia, Región Pampeana, Argentina. *II Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina*, Actas, 21-22.
- Rabassa, J. (1973): Geología superficial en la hoja "Sierras de Tandil", provincia de Buenos Aires. *LEMIT*, 240: 115-160.
- Ramos, V.A. (1999): Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. I. Evolución tectónica de la Argentina. En: *Geología Argentina* (R. Caminos, ed.), Anales 29: 715-784.
- Ruoco, M. (1989): A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposits in Argentina, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72: 105-113.
- Soil Survey Staff (2010): *Keys to Soil Taxonomy*. 11th Edition. USDA. Washington DC. 338 pp.
- Teruggi, M.E. (1957): The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 322-332.
- Teruggi, M.E., Spalletti, L.A. y Dalla Salda, L.H. (1973): Paleosuelos en la Sierra Bachicha, Partido de Balcarce. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, VIII: 227-256.
- Teruggi, M. y Killmurray, J. (1975): Tandilia. *Relatorio de Geología de la Provincia de Buenos Aires, VI Congreso Geológico Argentino*: Actas, 55-77.
- Verzi, D.H. y Montalvo, C.I. (2008): The oldest South American Cricetidae (Rodentia) and Mustelidae (Carnivora): Late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American Biotic Interchange: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 267: 284-291.
- Zárata, M.A. (2005): El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino*, 139-149.
- Zárata, M. y Mehl, A. (2010): Geología y geomorfología de la cuenca del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura*. I: 65-78.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 28-10-2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 20-08-2014

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 13-10-2014