MAGNETOESTRATIGRAFÍA EN SUCESIONES DEL CENOZOICO TARDÍO DEL AREA DE SIERRAS DE BALCARCE, TANDILIA

Mauro L. GÓMEZ SAMUS[1,2,4], Yamile RICO[1,3,4] y Juan Carlos BIDEGAIN[1,3]

[1] Area de Paleomagnetismo, Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica (LEMIT), La Plata. Email: gomez_samus@yahoo.com.ar
[2] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)
[3] Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CIC)
[4] Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (FCNyM-UNLP).

RESUMEN

Sobre la base de estudios geológicos y paleomagnéticos se realiza un ordenamiento estratigráfico para el Neógeno-Cuaternario del área de las sierras de Balcarce. Se exponen los resultados obtenidos en dos secciones estratigráficas; una corresponde a una cantera en el faldeo sur de la Sierra Bachicha, la otra a un corte de ruta en la localidad Ramos Otero. Mediante trabajo de campo se reconocieron y describieron las unidades sedimentarias y se efectuó el muestreo paleomagnético. Se determinaron cinco zonas de magnetopolaridad en la sección de Sierra Bachicha y una en la de Ramos Otero. La magnetozona superior de ambas secciones, correspondiente al Cron Brunhes (<0,781 Ma), comprende fundamentalmente a dos unidades litoestratigráficas. La más joven está integrada por limos arenosos, eólicos que se habrían depositado principalmente durante el último máximo glacial y que se apoyan en discordancia erosiva sobre una unidad más antigua, de origen fluvial, con abundante $CaCO_3$, cuya edad sería inferior a 450 Ka. Por debajo, en discordancia erosiva, se hallaron en la sección de Sierra Bachicha depósitos de aspecto loessoide, con material psefítico disperso que se consideran de origen coluvial distal. En estos se registraron cambios de polaridad magnética. El más joven, en el tope de la unidad, tendría una edad mínima coincidente con el límite Brunhes-Matuyama (0,781 Ma), el más antiguo, en la base de la cantera, tendría una edad mínima Matuyama medio-Olduvai (1,778 Ma). Si bien no se descartan edades más antiguas, los sedimentos estudiados se habrían depositado con posterioridad a los 3,2 Ma.

Palabras clave: *Paleomagnetismo, Cuaternario, Balcarce, Brunhes, Matuyama*

ABSTRACT

Magnetostratigraphy of Late Cenozoic sequences in Balcarce hills area, Tandilia

Based on geological and paleomagnetic studies a stratigraphic ordering of Neogene-Quaternary deposits in the Sierras de Balcarce area is proposed. Two stratigraphic sections are presented in this contribution. One corresponds to a quarry situated in the southern slope of Sierra Bachicha, the other to a roadside section in the locality of Ramos Otero. In the field, several lithological units were recognized and described and a paleomagnetic sampling was performed. By the application of conventional paleomagnetic laboratory techniques, it was possible to establish magnetic polarity zonations. The magnetozone of the upper part in both sections was assigned to the Brunhes Polarity Chron (<0.781 Ma) and is basically composed composed of two lithostratigraphic units. The youngest one is an aeolian sandy loam -probably deposited during the Last Glacial Maximum- lying discordantly on top of an older unit. The latter is of fluvial origin and contains abundant $CaCO_3$; its age would be less than 450 Ka. Below, through an unconformity, we found deposits with loessoid aspect and psefitic dispersed materials, well represented in the section of Sierra Bachicha. They are interpreted as distal colluvial deposits. Several polarity changes have been recorded in them. The youngest polarity change, at the top of the unit, would have a minimum age of Brunhes-Matuyama Boundary (0.781 Ma), and the oldest, placed at the base of the quarry, would have a minimum age of Middle Matuyama-Olduvai Boundary (1,778 Ma). Although older ages are not discarded, the studied sediments are younger than 3.2 Ma.

Keywords: *Paleomagnetism, Quaternary, Balcarce, Brunhes, Matuyama*

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se enmarca en el estudio geológico, estratigráfico y paleomagnético de la cobertura neógeno-cuaternaria en el sector serrano de la provincia Geológica de Tandilia. Las secciones estratigráficas aquí tratadas corresponden al área de las sierras de Balcarce. La sección de mayor espesor (9 m) se ubica en el faldeo sur de sierra Bachicha. La otra, de menor espesor (2,2 m), a 38 km al noroes-

te de la anterior, en la localidad Ramos Otero. En la figura 1 se indica la ubicación de ambas secciones.

Los sedimentos en estudio, que corresponden al denominado *plateau* de *loess* de Argentina, contienen partículas magnéticas como las titanomagnetitas (Walther *et al.* 1996, 2005, Bidegain y Rico 2004, Bidegain *et al.* 2004, Orgeira *et al.* 2008, Bidegain *et al.* 2007, Bartel 2009, entre otros), que tienen la particularidad de orientarse y re-orientarse entre partículas no magnéticas durante y luego de la depositación. Con la compactación y la cementación del material quedan bloqueadas en la dirección del campo magnético terrestre. Esta propiedad permite el estudio del campo magnético del pasado geológico; la utilización de técnicas paleomagnéticas con fines estratigráficos y cronológicos se conoce como magnetoestratigrafía.

Existen numerosos estudios magnetoestratigráficos en depósitos de *loess* en el mundo (China, Europa, Rusia, Alaska, Argentina) que sirven de referencia para este estudio. En Argentina los estudios magnetoestratigráficos en sedimentos neógeno-cuaternarios comenzaron en la década del 80 y continúan hasta la actualidad. Los mismos brindan un avance en cuanto al conocimiento de la edad de los depósitos y son de gran ayuda para otorgar un marco cronológico a las unidades bioestratigráficas del Cenozoico tardío de América del Sur así como para efectuar correlaciones estratigráficas.

Entre los trabajos pioneros cabe mencionar los aportes de Nabel y Valencio (1981), Bobbio *et al.* (1986), Orgeira (1987, 1988, 1990), Ruocco (1989), Bidegain (1991, 1998), Nabel *et al.* (1993). Surgieron posteriormente numerosos aportes cuyos resultados contribuyen a construir el campo gnoseológico y técnico de la disciplina. En la provincia geológica de Tandilia (*sensu* Dalla Salda *et al.* 2005), los estudios magnetoestratigráficos realizados hasta el presente se centraron en afloramientos correspondientes a acantilados marinos, entre Necochea y Mar del Plata (Orgeira y Valencio 1984, Orgeira 1987, 1990; Ruocco 1989, 1990, Heil *et al.* 2002; Bidegain *et al.* 2005a, Soilbenson *et al.* 2009, 2010, Bidegain y Rico 2012, Rico y Bidegain 2013a, 2013b, Rico *et al.* 2014a, 2014b). Son escasas las publicaciones referidas a los depósitos del área serrana de Tandilia basadas en paleomagnetismo. Un estudio paleomagnético sistemático se realizó en el sector de Sierras de Tandil, en la localidad de María Ignacia-Vela (Gómez Samus y Bidegain 2014).

El presente trabajo es el primer análisis magnetoestratigráfico del Cenozoico tardío del área de las sierras de Balcarce. Se estima que el mismo será de utilidad para el establecimiento de la cronología de los depósitos, así como a la bioestratigrafía y a la estratigrafía, especialmente en lo que respecta a la correlación estratigráfica entre los depósitos del área costera y los del ámbito serrano de la provincia geológica de Tandilia.

MARCO GEOLÓGICO

Los materiales en estudio corresponden a los depósitos más jóvenes que se encuentran en la provincia geológica de Tandilia (Sierras Septentrionales), que junto a la de Ventania (Sierras Australes), al sur, y la llanura interserrana, entre ambas, conforman el llamado Positivo Bonaerense (Yrigoyen 1975), cuyos límites son determinados al noreste por el hemigraben de Vallimanca, al norte por la cuenca tectónica del Salado y al sur por la cuenca tectónica del Colorado (Fig. 1).

Teruggi y Kilmurray (1975) indicaron que Tandilia se compone de un conjunto de montañas en bloque que conforman relieves discontinuos de sierras y cerros alineados en sentido NO-SE y sobresalen entre 50 y 250 metros por encima del llano circundante. El área con presencia de exposiciones rocosas abarca una extensión aproximada de 350 km, desde Olavarría a Mar del Plata, con un ancho máximo en su parte central de 60 kilometros. El cordón serrano exhibe un perfil transversal asimétrico (Nágera 1940), que se debería a la disposición de los bloques que componen el basamento, con una inclinación de cinco grados hacia el sur y sudoeste (Teruggi y Kilmurray 1975). La margen SO (costa de Claraz) presenta una suave pendiente cubierta por sedimentos del Cenozoico tardío. En cambio, la margen NE (costa de Heusser), presenta paredes subverticales, que según Teruggi y Kilmurray (1975), corresponderían a una escarpa de falla muy desbastada por la erosión.

Nágera (1940) y posteriormente Teruggi y Kilmurray (1975), destacaron que la morfología del relieve de Tandilia se encuentra controlada por la litología de las rocas aflorantes. Las formas redondeadas se presentan donde aflora el basamento ígneo-metamórfico (*e.g.* sierras de Tandil) y las formas tabulares y mesetiformes corresponden a afloramientos de cuarcitas (*e.g.* sierras de Balcarce).

Aún es discutido el origen del relieve de Tandilia. Para Teruggi y Kilmurray (1975) los bloques habrían terminado de definir su actual disposición como consecuencia de reactivaciones de los sistemas de fracturas, en relación a los distintos pulsos tectónicos de la orogenia andina durante el Cenozoico tardío. Rolleri (1975) interpretó que se trata de un paisaje longevo y propuso una edad mesozoica. Más recientemente Demoulin *et al.* (2005) propusieron que el paisaje de Tandilia debía estudiarse desde una perspectiva gondwánica utilizando como marco de correlación la historia geomorfológica de Sudáfrica. Así consideraron que podría tratarse de un paisaje relicto, originado durante el Mesozoico y que las exposiciones rocosas serían consecuencia de procesos de subsidencia en las cuencas que rodean al Positivo Bonaerense, es decir en las cuencas del Salado y del Colorado.

Según Pascual *et al.* (1965) la sedimentación cenozoica tardía continental de la región pampeana se habría iniciado con la prefase del tercer movimiento de la orogenia andina, cuyo primer efecto sería el inicio de la regresión del mar Paranense. Posteriormente, Zárate (2005) indicó que dicha sedimentación habría comenzado en el Mioceno (*ca.* 11-12 Ma) y propuso un esquema abarcativo para toda la sedimentación continental del Cenozoico tardío de la región. El autor individualizó cuatro intervalos estratigráficos separados por discordancias que deno-

minó: subciclo Mioceno tardío (12-11 a 7-6? Ma), subciclo Mioceno tardío-Plioceno (7-6? a 3,2 Ma), subciclo Plioceno-Pleistoceno tardío (3,2 a 0,040-0,030 Ma) y subciclo Pleistoceno tardío – Holoceno (0,040-0,030 Ma hasta el presente).

Desde el punto de vista textural y mineralógico, los depósitos conforman sucesiones muy homogéneas, sólo varían en su coloración y contenido fosilífero (Teruggi 1957). Se componen principalmente de limos arenosos y limos arcillosos de colores castaños, cuya procedencia sería la cordillera de los Andes y que se habrían desarrollado singenéticamente con el levantamiento de la misma, como sedimentos eólicos y fluviales.

Los primeros estudios con énfasis en los depósitos del Cenozoico tardío del sector serrano de la provincia geológica de Tandilia corresponden a Tapia (1937), quien mediante perforaciones efectuadas en valles intermontanos en la localidad de Balcarce, indicó que el espesor de la cobertura alcanzaría los 165 m, disminuyendo hasta desaparecer en las laderas de las sierras. Indicó además que la base de esos depósitos corresponde a un conglomerado (conglomerado basal) compuesto de fragmentos de ortocuarcitas, aplitas y basamento cristalino, con matriz de arcillas que continúan con arcillas pardas y areniscas arcillosas que atribuyó al Plioceno, y las vinculó al Araucanense (o Araucano). La edad asignada fue fundamentada sobre la base de un fragmento de un roedor (*Ctenomys chapalmalensis*) extraído a una profundidad de 45 m, aunque no descartó una edad más joven (Ensenadense). El límite superior del Araucano de Tapia (1937) correspondería a un nivel calcáreo, hallado a una profundidad máxima de 16,40 metros. Por encima de esta unidad, en discordancia erosiva, el autor reconoció una unidad compuesta por arenas finas a muy finas de origen eólico, color pardo amarillento que denominó Médano Invasor. En cuanto a la edad de esta última, el autor la asignó al Pleistoceno en base al hallazgo de fauna fósil correspondiente al Lujanense.

El primer esquema litoestratigráfico para el Cenozoico tardío de la región serrana de Tandilia fue realizado por Rabassa (1971, 1973) en la región de Tandil. El esquema propuesto consta de cinco unidades litoestratigráficas. Las Formaciones Barker, Vela y Las Ánimas (base a techo) ocupan las áreas interfluviales; las áreas fluviales están representadas por sedimentos aluviales de edad reciente que se apoyan en discordancia erosiva sobre la Formación Tandileufú (fluvial), que se apoya en discordancia sobre la Formación Vela y fue correlacionada con la Formación Luján del esquema de Fidalgo *et al.* (1973) (Martínez 2001, Zárate y Mehl 2010).

En Rabassa (1971, 1973) se describe a la Formación Barker como una limolita castaño rojiza, compacta y que se desgrana en pequeños paralelepípedos que podrían corresponder a horizontes B de paleosuelos. La Formación Vela se describió como limos areno arcillosos a limos arcillo arenosos, a veces arenosos o con lentes de arcilla. Son de color castaño claro, con variaciones locales en el tono, de acuerdo al contenido de carbonatos. El autor consideró que los depósitos fueron originados por sedimentación eólica, pero con indicios importantes de acción hídrica; no obstante Gómez Samus y Bidegain (2014) y Gómez Samus (2016) indicaron que los depósitos serían dominantemente fluviales. Hacia el tope de la Formación Vela se habría desarrollado una antigua superficie topográfica, sobre la cual se asienta el relleno loéssico de las llanuras interserranas actuales. La antigua superficie topográfica corresponde a una costra calcárea de extensión regional, denominada Paleosuperficie Tandil (Teruggi *et al.* 1973). Aunque se presenta generalmente en el sector cuspidal de la Formación Vela, puede sin embargo afectar unidades más antiguas. Constituye en general los horizontes 2Ckm o 2Ckkm del suelo actual (INTA 1970; Pazos 1990, 2014; Gómez Samus 2016) y abarcaría un área de aproximadamente 40.000 km^2 en el centro y SE de la provincia de Buenos Aires (Pazos 2014) que se correspondería con la mayor parte del Positivo Bonaerense. En discordancia erosiva sobre la costra calcárea regional, se apoyan limos arenosos de origen predominantemente eólico, pertenecientes a la Formación Las Ánimas. Estos son de gran importancia dada su amplia distribución areal, ya que abarcan gran parte de la provincia de Buenos Aires y han sido estudiados y redefinidos por distintos autores en diversos sitios de la región pampeana. Se corresponderían, entre otras, con las denominaciones Médano Invasor (Tapia, 1937) y Formación La Postrera (Fidalgo *et al.* 1973, 1986). En la región, los mismos se encuentran modificados por el ciclo pedogenético actual, conformando udoles. En la zona de estudio dominan los argiudoles típicos, los hapludoles típicos (en zonas de pendiente pronunciada) y los paleoudoles petrocálcicos, que aparecen generalmente en lomadas, cuando la costra calcárea se encuentra a pocas decenas de centímetros de la superficie (Gómez Samus 2016).

Rabassa (1973) realizó la caracterización mineralógica de las unidades por vía óptica y determinó que la Formación Barker prácticamente carece de trizas vítreas, contiene abundantes litoclastos de origen volcánico y que el cuarzo predomina sobre la plagioclasa. En contraposición, en las Formaciones Vela y Las Ánimas el vidrio volcánico es un componente muy importante, los litoclastos volcánicos se presentan en menores proporciones y la plagioclasa es más abundante que el cuarzo. La mineralogía de la Formación Tandileufú es similar a la de la Formación Las Ánimas, aunque presenta litoclastos de origen metamórfico hacia la base.

En cuanto a la edad de las unidades, Rabassa (1971, 1973) le asignó una edad Pleistoceno tardío-Holoceno a la Formación Las Ánimas en función de su contenido fósil; asimismo, Fidalgo (1990), subdividió a la Formación La Postrera (que sería equivalente a la Formación Las Ánimas) en tres miembros (I, II, III). Según el autor, La Postrera I se habría depositado entre los 50000 y 12000 años AP, La Postrera II entre los 12000 y 7000 años AP y La Postrera III entre los 7000 años AP y la actualidad. Zárate y Blasi (1991) subdividieron dicho manto eólico en cuatro unidades aloestratigráficas e in-

dicaron que la más antigua se habría depositado entre 20-18 Ka; la siguiente durante el límite Pleistoceno-Holoceno; la tercera hace *ca*. 4500 años y la más reciente durante la pequeña edad del hielo. Posteriormente fueron planteados esquemas análogos en otras localidades (*e.g.* Dangavs 2005).

Rabassa (1973) asignó la Formación Vela al Pleistoceno medio; sin embargo, Gasparini *et al*. (2012) mencionaron fósiles de Edad-Piso Lujanense (130 – 11 Ka, *sensu* Cione *et al*. 2007) en los niveles superiores. Gómez Samus y Bidegain (2014) indicaron que esta unidad se depositó durante el cron magnético Brunhes (<0,781 Ma) y Gómez Samus (2016), en base a correlaciones con unidades aflorantes en la costa atlántica (*e.g.* Formación Santa Clara *sensu* Schnack *et al*. 1982), indicó que se habría depositado principalmente durante el Bonaerense (450 – 130 Ka *sensu* Cione *et al*. 2007).

En relación con la ubicación temporal de la Formación Barker, Rabassa (1973) le asignó con dudas una edad Plioceno – Pleistoceno temprano. Zárate y Mehl (2010) correlacionaron esta unidad con afloramientos de limolitas castaño rojizas, de aspecto macizo, ubicados en las cabeceras del arroyo Azul así como en excavaciones en la localidad de Olavarría, y propusieron una edad Pliocena. Recientemente, en excavaciones de Olavarría, De los Reyes *et al*. (2013), Zurita *et al*. (2014) y Zamorano *et al*. (2015) citaron la presencia de vertebrados fósiles asignados al Piso Chapadmalalense; en dicha unidad Gómez Samus *et al*. (2014) registraron en la parte media y basal direcciones magnéticas de polaridad normal que atribuyeron al Cron Gauss (2,581 – 3,596 Ma). Por otro lado, Gómez Samus y Bidegain (2014) en sedimentos que asignaron a la Formación Barker en la localidad de María Ignacia (partido de Tandil) obtuvieron direcciones de polaridad magnética inversa que atribuyeron al Cron Gilbert superior (3,596 - 4,17 Ma). Más recientemente Gómez Samus (2016) indicó, en base a registros paleomagnéticos y hallazgos fosilíferos en el sector de Sierras de Tandil, que la edad mínima de la formación sería 3,1 Ma y destacó que el hiato entre las Formaciones Barker y Vela abarcaría un lapso considerable, de al menos 2,6 millones de años.

En forma paralela a los trabajos de Rabassa (1971, 1973), Teruggi *et al*. (1973) estudiaron los sedimentos del Cenozoico tardío expuestos en una excavación realizada en el faldeo SO de Sierra Bachicha (Balcarce), muy próxima a uno de los sitios de muestreo de este trabajo. Los autores reconocieron dos paleosuelos por debajo del suelo actual y describieron siete niveles litológicos que se disponen en discordancia sobre el basamento cristalino. Los depósitos más antiguos (nivel 1) corresponderían a una mezcla de derrubios de falda con gravas y arenas fluviales, además de materiales eólicos. Según los autores, este depósito coluvio-fluvial fue cubierto por materiales loessoides, posteriormente pedogenizados (nivel 2). El nivel 3 se compone de psefitas coluviales y fluviales intercaladas entre sedimentos arenosos y loessoides. El cese de la sedimentación habría provocado el desarrollo de impregnaciones de $CaCO_3$ y mantos de tosca, que interpretaron como un horizonte B calcimórfico, de considerable importancia regional que denominaron Paleosuperficie Tandil. El nivel 4, dominado por depósitos loessicos, en parte arenosos, indicaría condiciones de sequedad. Finalmente los niveles 5, 6 y 7 corresponderían a los depósitos más recientes. El nivel 5 se compone de materiales locales entremezclados con depósitos eólicos, que se encuentran conformando un paleosuelo. Sobre el nivel 5 se habría depositado un delgado espesor de sedimentos loessicos (nivel 6) que se hacen algo coluviales hacia arriba, donde se ha desarrollado el suelo actual (nivel 7).

Los autores correlacionaron tentativamente algunos de los niveles determinados con el esquema estratigráfico propuesto por Rabassa (1971) para las sierras de Tandil. De esta manera vincularon los niveles 1 y 2 con la Formación Barker, el nivel 3 con la Formación Vela y el nivel 4 con la Formación Las Ánimas.

El análisis mineralógico realizado por Teruggi *et al*. (1973) indicó que el vidrio volcánico, salvo en muestras de niveles pedogenizados del sector superior, es el componente predominante; donde la muestra del nivel 2 (sector basal del perfil) registró un porcentaje de trizas vítreas que alcanzó el 64% de la fracción liviana. Contrariamente, Rabassa (1973) destacó la marcada escasez de vidrio volcánico en la Formación Barker respecto de las unidades sobreyacentes. Asimismo, Teruggi *et al*. (1973) no hicieron mención del contenido de litoclastos volcánicos en el perfil de sierra Bachicha, componente descripto como muy abundante en la fracción arena fina y muy fina de la Formación Barker (Rabassa 1973).

Por último, es de destacar un estudio relativamente reciente, que abarca el ordenamiento estratigráfico de depósitos coluviales que bordean las sierras y serranías de Tandilia. El mismo fue llevado a cabo por Martínez (2001) en las sierras de Bachicha y La Brava (sierras de Balcarce). El autor diferenció tres unidades litoestratigráficas constituidas por depósitos de ortoconglomerados, matriz-sostén, que denominó Formaciones El Junco, Barraque y Bachicha. La primera de ellas, la más joven, fue correlacionada con la Formación Las Ánimas, en cambio, la segunda, que posee un encostramiento calcáreo en su tope, identificado con la Paleosuperficie Tandil, fue correlacionada con la Formación Vela y probablemente Barker. La unidad más antigua (Formación Bachicha) se podría corresponder, según el autor, a tectofacies vinculadas a un ascenso del sistema serrano. Si bien la correlacionó con dudas con la Formación Barker, no descartó edades más antiguas, considerando una posible depositación durante el Mesozoico.

TÉCNICAS Y HERRAMIENTAS

Como se mencionó, se analizaron dos secciones estratigráficas en el sector de las sierras de Balcarce; una en la periferia de la ciudad de Balcarce (sierra Bachicha), otra cerca de la localidad de Ramos Otero (Fig. 1).

Previo a las labores de muestreo se rea-

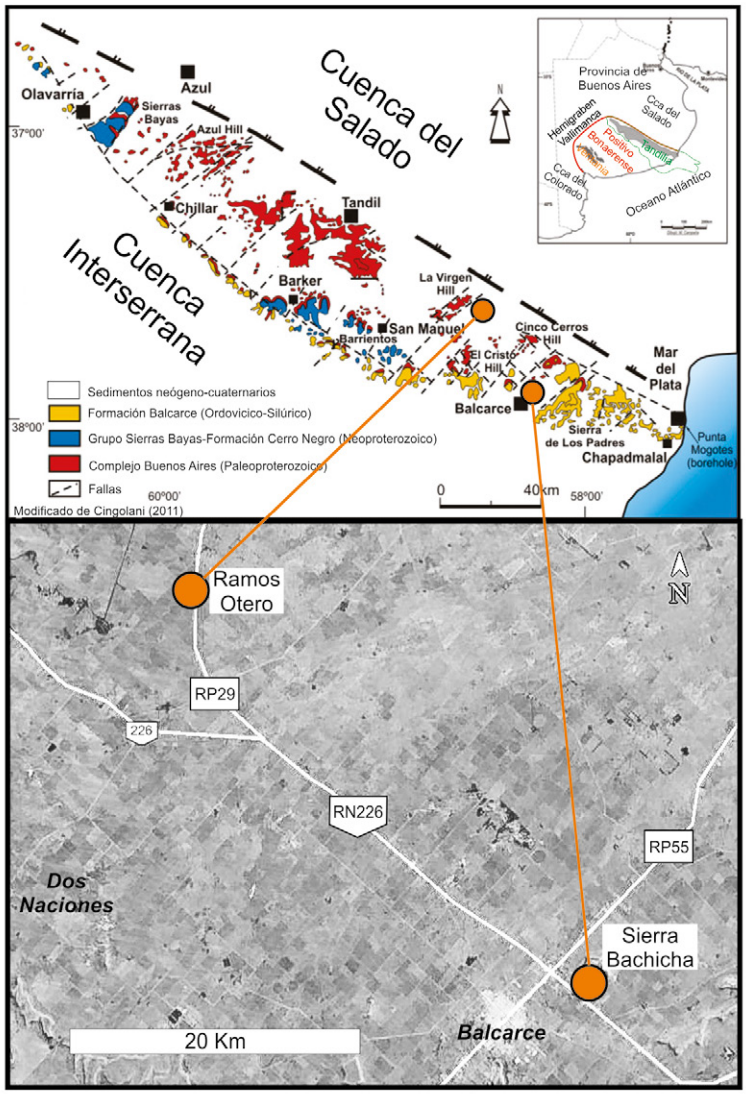

Figura 1: Ubicaciones de las secciones estratigráficas estudiadas.

lizó la descripción geológica de las secciones estratigráficas de las figuras 2 y 3. Esto incluyó la identificación de distintos niveles o capas, teniendo en cuenta la litología, la geometría, espesor, color, texturas, estructuras primarias y secundarias, su variación vertical y lateral, así como los contactos entre las distintas unidades. Además fue posible distinguir rasgos depositacionales (primarios) de otros de carácter postdepositacional (paleosuelos, entoscamientos y evidencias de bioturbación).

Los datos obtenidos de la descripción de campo se emplearon para elaborar el panel esquemático de la sección de sierra Bachicha (Fig. 4) y las columnas sedimentarias de ambas secciones (Fig. 5), donde se incluyeron los datos de litología, espesores, estructuras, rasgos postdepositacionales, tipos de contactos, y demás datos descriptivos de relevancia.

Se realizaron seis perfiles paleomagnéticos. Cinco de estos corresponden a la sección estratigráfica de sierra Bachicha (Fig. 4).

El muestreo paleomagnético se efectuó mediante un sacatestigos a pistón constituido por un tubo metálico no magnético (hidrobronce) de sección cuadrada (18,5 mm de lado) y de hasta 30 cm de longitud. En el interior del tubo se colocó un prisma macizo (vástago), de aluminio, de libre movimiento, cuya función es aislar el sedimento de un sistema de empuje con rosca de acero, ubicado en la parte posterior del tubo, necesario para expulsar el material.

Para la obtención de cada muestra, la superficie sedimentaria primero fue emparejada y limpiada. El muestreador fue orientado con su eje máximo según el norte magnético mediante una brújula y nivelado horizontalmente con nivel de burbuja; luego fue hincado en el sedimento.

Finalmente el material recolectado fue colocado en cubos de plástico de 8 cm^3. Para fijar los granos y evitar el movimiento de los mismos durante el traslado y la medición, se adicionó adhesivo vinílico no magnético.

Los especímenes paleomagnéticos se extrajeron a una equidistancia vertical promedio de 20 cm. En ocasiones el muestreo fue realizado a equidistancias inferiores para obtener mayor resolución. Se analizaron un total de 94 muestras paleomagnéticas en el Área de Paleomagnetismo del LEMIT mediante un magnetómetro rotativo Minispin 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.

En este estudio la desmagnetización se realizó a partir de campos bajos de 2,5 militesla (mT) a los fines de evitar la destrucción abrupta de la remanencia de la muestra y hasta campos generalmente de 80 mT, en al menos once pasos (2,5-5-7,5-10-15-20-25-30-40-60-80 mT).

El objetivo de la desmagnetización es eliminar componentes secundarias que se sobreponen a la componente detrítica. Los mecanismos de desmagnetización habituales comprenden el tratamiento térmico y el tratamiento por campos alternos, siendo ambas técnicas de probada eficacia para materiales donde los portadores principales de la remanencia son las (titano)magnetitas, como es el caso de los depósitos de *loess* de China (Heller y Liu 1984, Heller y Evans 1995, Spassov *et al.* 2001, entre otros), de Argentina (Orgeira y Valencio 1984, Bidegain 1991, Nabel

et al. 1993, entre otros) y diversas regiones loéssicas del mundo. Se optó por la desmagnetización por campos alternos debido a que la técnica de muestreo, mediante el uso de material plástico y adhesivos vinílicos, no es adecuada para el tratamiento térmico.

Los datos obtenidos de la desmagnetización fueron procesados mediante el *software* SUPER IAPD2000 y se construyeron redes estereográficas, curvas de desmagnetización y diagramas ortogonales o de Zijderveld (Fig. 6), todo ello para conocer el comportamiento de las muestras frente a la desmagnetización. Mediante el mismo *software*, utilizando la técnica de análisis de componentes principales de Kirschvink (1980) fueron determinadas las direcciones del Magnetismo Remanente Característico (MRC) y la máxima desviación angular (MDA). Las mismas fueron graficadas en función de las unidades sedimentarias determinadas en cada perfil (Figs. 7-11). De esta manera fue posible establecer zonas de magnetopolaridad (magnetozonas), que se interpretaron según la escala de inversiones geomagnéticas (Gradstein *et al.* 2012).

De cada magnetozona se calculó la declinación (D) e inclinación (I) media, así como los parámetros estadísticos κ (kappa) de concentración y el semiángulo del cono de confianza para una probabilidad de 0,05 (α95). Dado que las magnetozonas pueden abarcar distintas unidades litológicas, involucrando discontinuidades que pueden significar hiatos temporales cuya magnitud no se conoce con precisión, los análisis estadísticos se realizan teniendo en cuenta a cada unidad por separado. Tal criterio es a los fines de considerar las discontinuidades observadas durante el trabajo de campo, que a nivel regional pueden desempeñar un rol fundamental en la definición de la columna magnetoestratigráfica.

Además se midió la susceptibilidad magnética de las muestras paleomagnéticas. Esto se efectuó en el Instituto de Física Arroyo Seco de la Universidad del Centro (IFAS-UNICEN-CONICET), Tandil. Se utilizaron susceptibilimetros de marca Bartington (modelo MS2 y MS3) con sensor MS2B de dos frecuencias, donde primero se obtuvo la susceptibilidad en baja (470 Hz) y luego en alta frecuencia (4700 Hz). Para poder efectuar comparaciones, los valores de susceptibilidad observados en el display del equipo fueron recalculados en función de la masa. La susceptibilidad magnética másica se simboliza χ.

La χ es controlada por la concentración y tipo de los minerales magnéticos, así como por el tamaño y la forma de los mismos. La presencia de minerales ultrafinos (<0,03 μm) de dominio superparamagnético (SP) produce un incremento en la susceptibilidad en baja frecuencia (χ_{bf}) respecto de la lectura en alta (χ_{af}), de esta manera es posible determinar la presencia relativa de partículas SP a través de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia en forma porcentual [$F\% = 100 \times (\chi_{bf} - \chi_{af})/\chi_{bf}$]. Cuando $F\% < 2\%$ se considera que prácticamente no hay partículas SP, en cambio, si los valores son mayores a 6% indican una significativa proporción relativa de partículas SP (Dearing *et al.* 1996).

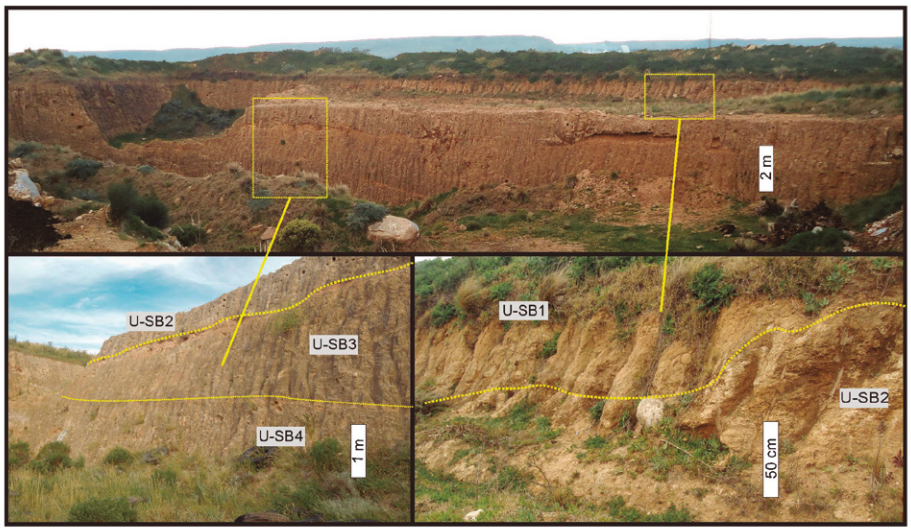

Figura 2: Fotografías de la sección estratigráfica de Sierra Bachicha y unidades litológicas identificadas (U-SB1 – U-SB4)

SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

Sección de Sierra Bachicha

La sección estratigráfica de sierra Bachicha corresponde a un destape efectuado para la explotación de rocas del basamento cristalino (Fig. 2). Se localiza a los 37°49´37,58´´ S y 58°12´12,71´´ O, a una altitud de 145 m s.n.m. en el faldeo sur de la sierra Bachicha (385 m s.n.m.), y a 250 m del cerro Punta Tota (160 m s.n.m.).

En la sección fueron individualizadas cuatro unidades litológicas. Las características generales, los contactos entre las capas y otros caracteres de relevancia se graficaron en el panel de la figura 4. En la figura 5a, se expone la columna sedimentaria con referencia a la granulometría dominante de cada unidad y a los rasgos morfológicos más relevantes.

A continuación se describen las unidades individualizadas en la sección de sierra Bachicha, de techo a base.

U-SB1: Entre 0,10 y 1,5 metros de espesor. Limos arenosos con escasos clastos de carbonato de calcio tamaño arena gruesa. Color 7,5 YR 5/3 en seco y 7,5 YR 3/4 en húmedo. Estructura masiva a tenuemente laminada. Escaso carbonato de calcio disperso en la masa. Hacia la base presenta abundantes clastos tamaño arena gruesa y muy gruesa; hacia la parte superior se desarrolla el suelo actual, el mismo se encuentra decapitado y con marcada evidencia de removilización antrópica. El contacto con la unidad subyacente es mediante discordancia erosiva.

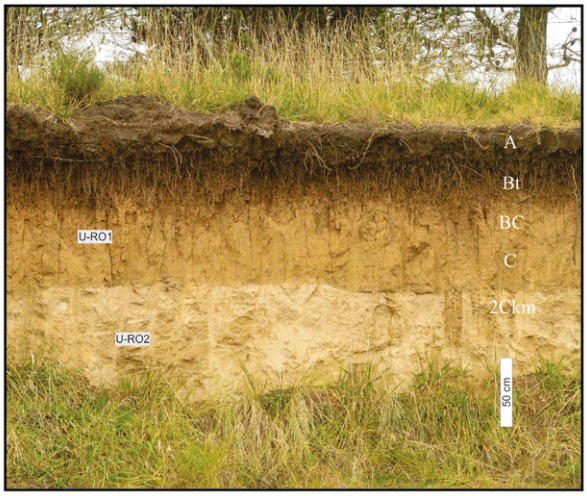

Figura 3: Fotografía de la sección de Ramos Otero y unidades litológicas identificadas (U-RO1 y U-RO2).

Se interpreta que el origen de la unidad es eólico (*loess*), aunque hacia la base presenta rasgos de acción hídrica encauzada.
U-SB2: Hasta 2,3 m de espesor. Se compone de arenas limosas con clastos de rocas metamórficas y calcita tamaño psamítico a psefítico. Posee estratificación paralela y entrecruzada. Color 7,5 YR 7/3 en seco y 7,5 YR 5/3 en húmedo. El matiz tiende a 10 YR. Presenta abundante carbonato de calcio disperso en la masa o conformando pseudomicelios. Hacia el tope se incrementa la concentración de carbonatos y se dispone en láminas de 2 mm, conformando una plancha lateralmente continua. Hacia la base presenta abundantes clastos psefíticos. El contacto con la unidad subyacente es mediante discordancia erosiva, con incisiones relativamente profundas. Se considera de origen fluvial.
U-SB3: Su espesor es hasta 3 m. Alternan capas limo arenosas color 7,5 YR 6/4 en seco y 7,5 YR 3/4 en húmedo y areno limosas color 10 YR 6/3 en seco y 10 YR 4/3 en húmedo. La estructura es masiva a tenuemente laminada. Algunas capas presentan bloques subangulares con pátinas oscuras asociadas a marcas de raíces, esto indicaría procesos pedogenéticos incipientes. Son abundantes los clastos psefíticos de rocas metamórficas de hasta 30 cm de diámetro. Presenta nódulos calcáreos de 20 cm. Se distinguen crotovinas circulares que alcanzan el metro de diámetro. En el tope de la unidad se halla un paleosuelo, franco arcilloso, color 7,5 YR 5/4 en seco y 7,5 YR 3/4 en húmedo, con estructura prismática que rompe a bloques subangulares pequeños, fuertes, con revestimientos de arcilla y manganeso. El contacto con la unidad subyacente es neto, (para)concordante.
U-SB4: Presenta un espesor de al menos 4 metros. Se compone de una alternancia de capas subhorizontales areno limosas color 10 YR 6/4 en seco y 10 YR 5/4 en húmedo y limo arenosas color 7,5 YR 6/4 en seco y 7,5 YR 4/4 en húmedo. Estructura masiva a tenuemente laminada. Algunas capas presentan bloques subangulares con pátinas negro azuladas y marcas de raíces, que indican procesos pedogenéticos incipientes. Son abundantes los clastos psefíticos de hasta 30 cm de diámetro dispersos en toda la unidad. Localmente presenta acumulaciones de carbonatos, ya sea en la masa o en nódulos calcáreos. En el tope de la unidad se halla un paleosuelo de escaso desarrollo, color 7,5 YR 5,5/4 en seco y 7,5 YR 4/4 en húmedo, con escasos revestimiento de arcilla y pátinas de manganeso. Se vincula este paleosuelo a una antigua pendiente topográfica.
Las unidades U-SB3 y U-SB4 corresponden a una misma unidad litoestratigráfica y se consideran como un depósito colu-vial distal. El aspecto del depósito es loessoide y contiene clastos de rocas locales.

Sección de Ramos Otero

La sección de Ramos Otero corresponde a un destape a la vera de la ruta RP29, ubicado aproximadamente 13 km al norte del empalme con la ruta RN226, a 16 km al sudoeste de la localidad Ramos Otero y 60 m al norte de la Capilla San Antonio. Sus coordenadas son 37° 35' 38,04" S y 58° 29' 56,12" O, con una altitud de 126 m s.n.m.
En la columna sedimentaria (Fig. 5) se exponen la granulometría dominante de cada unidad, así como las estructuras sedimentarias más conspicuas y en la fotografía de la figura 3 se observan claramente las dos unidades determinadas en la sección.
A continuación se describen las unidades individualizadas en la sección Ramos Otero, de techo a base.
U-RO1: Presenta un espesor promedio de 1,20 m. Está conformada de limos arenosos masivos con escasos clastos de calcita tamaño arena gruesa. Esta unidad corresponde al material parental del suelo actual. El perfil de suelo consta de los siguientes horizontes A (25 cm) – Bt (37 cm) – BC (20 cm) – C (38 cm) y se clasifica tentativamente como un Argiudol típico (Soil Survey Staff 2010). El color en el sector menos afectado por pedogénesis (Hz. C) es 7,5 YR 5,5/4 en seco y 7,5 YR 3/4 en húmedo. El contacto con la unidad subyacente es sinuoso, erosivo. El origen del material se considera eólico (*loess*).
U-RO2: Su espesor es de al menos un metro. Se compone de limos arenosos y arenas limosas con clastos tamaño arena media, compuestos principalmente de carbonato de calcio. Estructura laminar paralela. Abundante carbonato de calcio disperso en la masa o bien, conformando lentes acintados. Color 10 YR 6/4 en seco y 10 YR 4/4 en húmedo. Cabe destacar que la luminosidad en seco varía entre 8 y 5 dependiendo de la concentración de carbonatos. El tope de la unidad presenta un marcado incremento de $CaCO_3$. No se observa la base de la unidad. Se interpreta que el depósito se originó en un ambiente dominantemente fluvial.

PERFILES PALEOMAGNÉTICOS

En las figuras 7 a 11 se indican los valores

de susceptibilidad magnética (χ_{bf}); factor dependiente de la frecuencia (F%), intensidad del magnetismo remanente natural másica (σº), declinación (D) e inclinación magnética (I) del MRC de las muestras de los perfiles paleomagnéticos. En las figuras 7 a 10 se indican los valores obtenidos de las muestras de la sección de sierra Bachicha; en la figura 11 los de Ramos Otero.

Perfiles paleomagnéticos en Sierra Bachicha

Para la confección de los mismos se utilizaron datos de 80 muestras paleomagnéticas (SB1 a SB80), correspondientes a los cinco perfiles paleomagnéticos. Como se observa en el panel de la figura 4, el perfil paleomagnético 1 comprende la unidad U-SB1. El perfil paleomagnético 2 abarca la parte basal de la unidad U-SB1 y la parte superior y media de U-SB2. El perfil 3 comprende el sector medio y basal de U-SB2 y a la unidad U-SB3. Finalmente los perfiles paleomagnéticos 4 y 5 abarcan las unidades U-SB3 y U-SB4; cabe consignar que estas, por integrar una misma unidad litoestratigráfica, se analizan en conjunto.

Los valores de susceptibilidad magnética (χ_{bf}) variaron entre 96,8 y 372,5 x10^{-8} m^3/kg. El valor promedio fue 278,8 x10^{-8} m^3/kg. La unidad superior (U-SB1) registró un valor medio de 305,5 x10^{-8} m^3/kg. La unidad U-SB2 registró el valor promedio más bajo de la sección (232,8 x10^{-8} m^3/kg), esto en relación al mayor contenido de $CaCO_3$. Las unidades U-SB3 y U-SB4 registraron valores semejantes, el promedio para ambas unidades fue 290 x10^{-8} m^3/kg; como se observa en la figura 8, en el paleosuelo del tope de la unidad U-SB3 se produce un marcado descenso en los valores de susceptibilidad.

El F% registró un promedio de 3,12%. Los valores más bajos corresponden a la unidad U-SB1 (promedio 1,9%). Como se observa en la figura 8, los más elevados corresponden al paleosuelo del tope de la unidad U-SB3, donde superaron el 5%, con un máximo de 7,3%, esto indica una contribución relativa de partículas SP considerable. El promedio en las unidades U-SB3 y U-SB4 fue 3,4%. La unidad U-SB2 registró un valor promedio de 2,9%.

La intensidad del magnetismo remanente natural normalizado por la masa (σº) presentó gran variación, entre 3,21 y 164,5 x10^{-6} Am^2/kg. El valor medio de σº de las muestras de la unidad U-SB1 fue 41,7 x10^{-6} Am^2/kg. En la unidad U-SB2 se registró el valor promedio más elevado de la sección (56 x10^{-6} Am^2/kg). Los valores de σº de las muestras extraídas de U-SB3 y U-SB4 exhibieron la mayor variabilidad; oscilaron entre 3,21 y 164,5 x10^{-6} Am^2/kg, con un promedio de 36,8 x10^{-6} Am^2/kg.

Las direcciones del magnetismo remanente característico (MRC) obtenidas, permitieron determinar cinco zonas de polaridad magnética (M-SB1 a M-SB5). En el sector superior de la sección (Figs. 7-9) se determinó una zona de polaridad normal (M-SB1), que incluye a las unidades U-SB1, U-SB2 y la parte superior de la unidad U-SB3. Esta magnetozona se relaciona al Cron Brunhes (<0,78 Ma). El resto de U-SB3 presentó direcciones inversas (M-SB2) (Figs. 8-10), lo cual indica una edad mínima correspondiente a Matuyama tardío (0,781 – 0,988 Ma). En la unidad U-SB4 se registraron dos zonas de polaridad normal (M-SB3 y M-SB5) y una de polaridad inversa (M-SB4) (Figs. 8 y 9). La magnetozona normal M-SB3 tendría una edad mínima Jaramillo (0,998 – 1,072 Ma), la inversa (M-SB4) una edad mínima Matuyama medio (1,072 - 1,778 Ma) y la magnetozona M-SB5, de polaridad normal, una edad mínima correspondiente al subcron Olduvai (1,778 - 1,945 Ma).

En el cuadro 1 se indican las direcciones de D e I medias, así como los parámetros $\varkappa$ y $\alpha 95$. La magnetozona M-SB1 involucra tres unidades litológicas (U-SB1-3); por lo tanto los parámetros estadísticos se presentan para cada una de ellas a fin de considerar las discontinuidades.

Las muestras SB6, SB14 y SB30 (Fig. 6a) corresponden a la magnetozona M-SB1. La muestra SB6 (unidad U-SB1) presentó dos componentes de magnetización, ambas de polaridad normal; la primera se desmagnetizó entre 2,5 y 17,5 mT

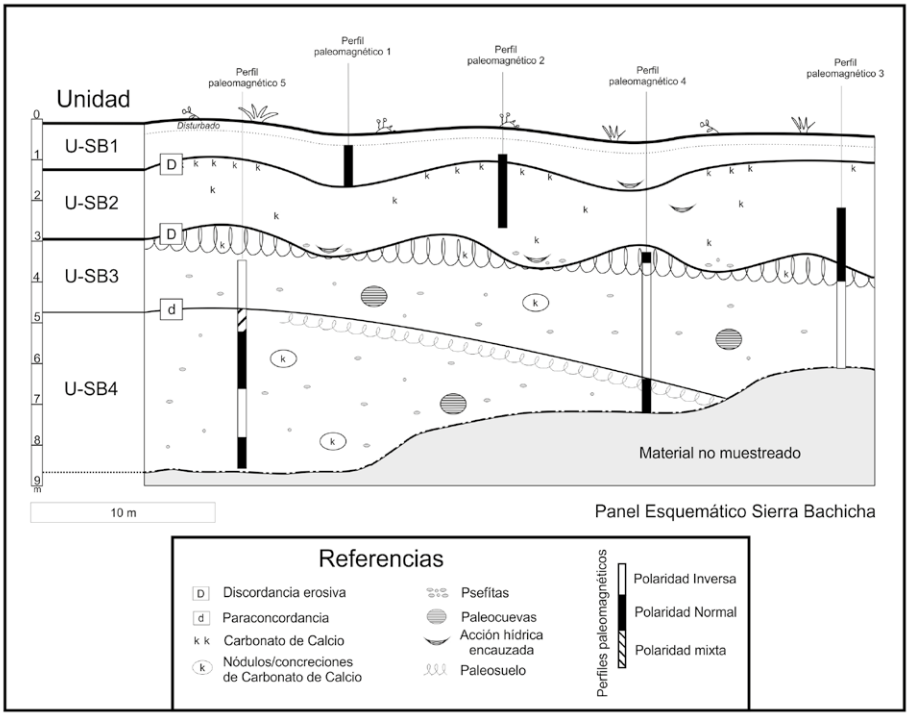

Figura 4: Panel esquemático de la sección estratigráfica de Sierra Bachicha y ubicación de los perfiles paleomagnéticos.

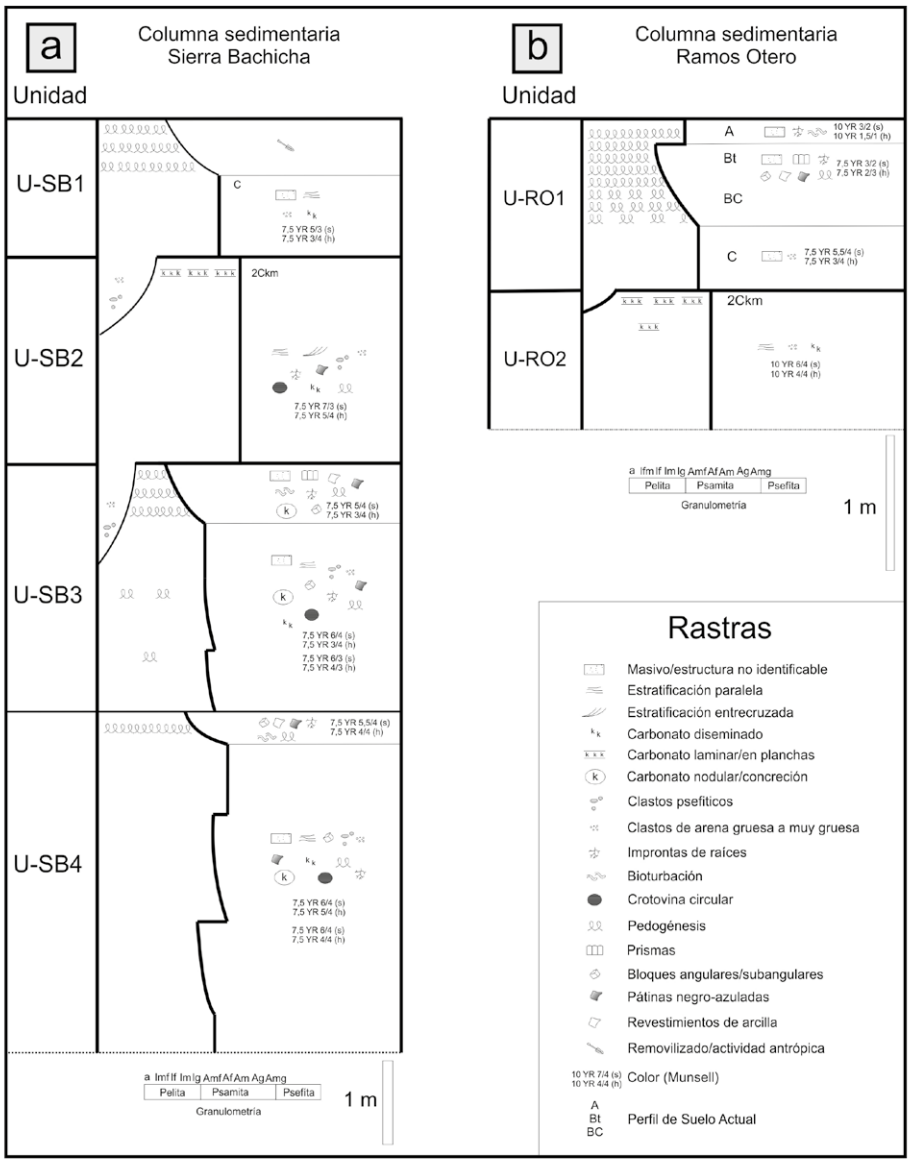

Figura 5: Columnas sedimentarias. a) Columna sedimentaria de la sección estratigráfica de Sierra Bachicha; b) Columna sedimentaria de la sección estratigráfica de Ramos Otero.

de campo aplicado (D=8,3º; I=-37º; MDA=2,9º); entre 17,5 y 60 mT se desmagnetizó una componente considerada principal (D=354,3º; I=-38,5), con caída de la intensidad hacia el origen del sistema ortogonal. La muestra SB14 (unidad U-SB2) presentó también dos componentes de magnetización; desde el inicio del proceso de desmagnetización se eliminó una componente considerada secundaria (D=54,6º; I=-22,8º; MDA=7,6º) que fue eliminada a campos pico de 7,5 mT; a partir de dicho campo se desmagnetizó la componente considerada principal (D=6,9º; I=-59º) y fue eliminada al aplicar un campo pico de 60 mT. La muestra SB30, del paleosuelo del tope de la unidad U-SB3 presentó direcciones y comportamientos frente a la desmagnetización similares a las muestras anteriores, con dos componentes, ambas de polaridad normal. Desde el inicio del proceso se desmagnetizó una componente de baja coercitividad (D=334,3º; I=-46º; MDA=6,8º), que fue eliminada a campos pico de 5 mT; a partir de dicho campo se desmagnetizó otra componente que fue eliminada a 30 mT (D=356,1º; I=-52,3º). La muestra SB58 (Fig. 6b), correspondiente a la magnetozona de polaridad inversa M-SB2, presentó una componente de baja coercitividad que fue eliminada a campos bajos de 7,5 mT (D=330º; I=2,4º; MDA=9,4º); a partir de dicho campo se desmagnetizó la componente principal (D=176º; I=42,1º), con una caída lineal de la intensidad hacia el origen del sistema. La muestra SB70 (Fig. 4c), de la magnetozona M-SB3, presentó una única componente que se desmagnetizó a partir de un campo pico de 2,5 mT (D=346,7º; I=-47,4º); con caída de la intensidad hacia el origen y fue eliminada al impartir un campo pico de 30 mT; en los siguientes pasos las direcciones fueron espurias. La muestra SB76 (Fig. 6d), de la magnetozona M-SB4, presentó una componente de polaridad normal (D=359,1º; I=-47,4º; MDA=4,1º) desde el inicio de la desmagnetización hasta campos pico de 10 mT; a partir de este campo se desmagnetizó una componente inversa, considerada característica, que fue eliminada a campos pico de 50 mT. Finalmente, la muestra SB80 (Fig. 6e), de la magnetozona M-SB5, presentó una componente de baja coercitividad (D=24º; I=-55,4; MDA=0,5º) que se desmagnetizó entre 2,5 y 7,5 mT de campo aplicado; a partir de 7,5 mT se desmagnetizó la componente considerada principal (D=19,5º; I=-54º), luego de impartir un campo pico de 20 mT, en los pasos siguientes presentó direcciones espurias.

Perfil paleomagnético en Ramos Otero

Para la confección del perfil paleomagnético de la sección estratigráfica de Ramos Otero se utilizaron datos de 14 muestras (RO1 a RO14).

El perfil comprende las unidades U-RO1 y U-RO2. En la figura 11 se indican los valores de susceptibilidad (χ_{bf}); factor (F%), intensidad (σº), declinación (D) e inclinación (I) del MRC de las muestras del perfil.

La χ_{bf} promedio fue 295 x10^{-8} m^3/kg. En líneas generales los valores más elevados corresponden a las muestras del solum. La muestra del horizonte A presentó el valor más elevado. En la unidad U-RO2 se registró mayor dispersión que en la

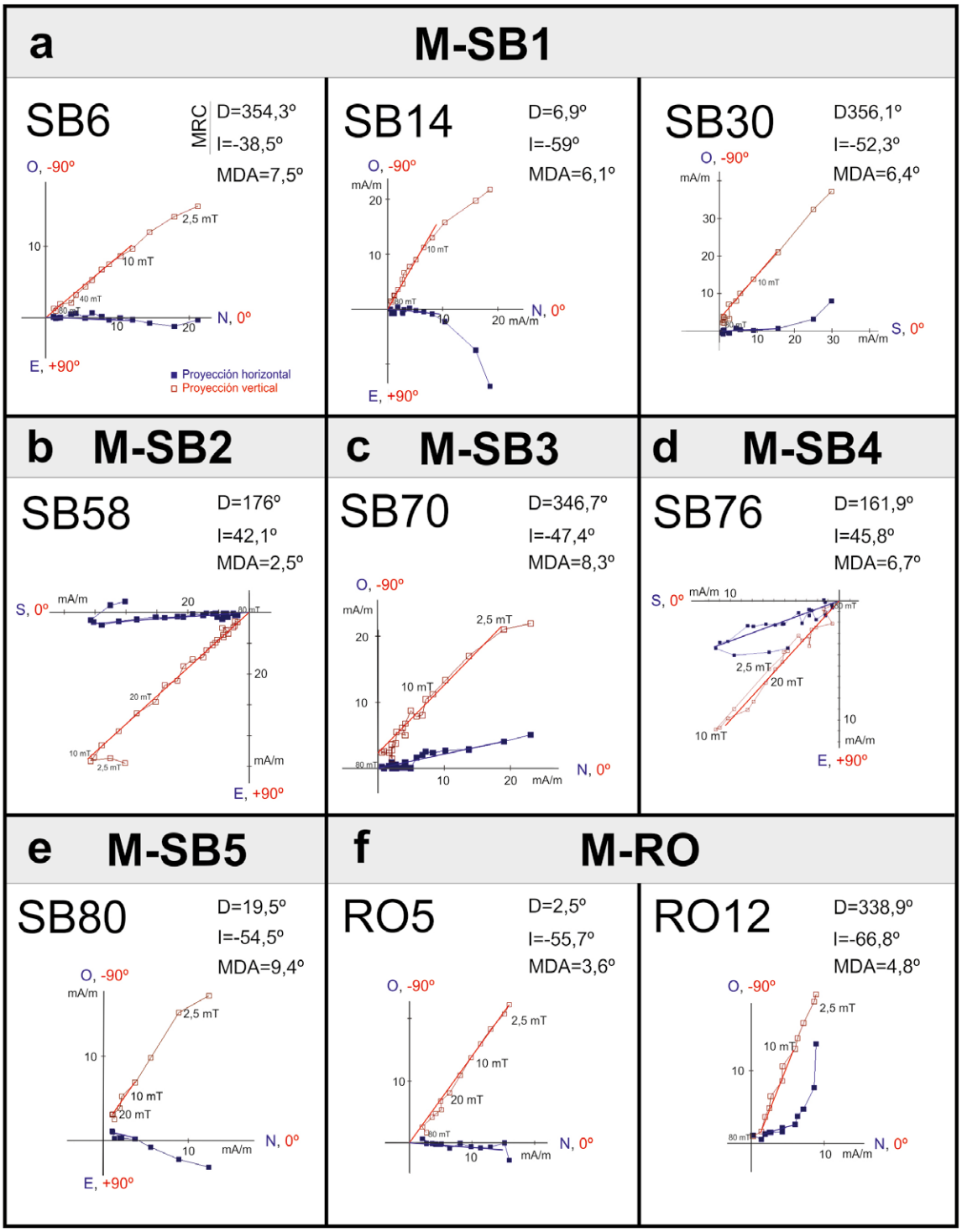

Figura 6: Diagramas ortogonales (Zijderveld) de muestras de las distintas magnetozonas. a) Magnetozona M-SB1; b) Magnetozona M-SB2; c) Magnetozona M-SB3; d) Magnetozona M-SB4; e) Magnetozona M-SB5; f) Magnetozona M-RO

unidad U-RO1; esto en función del contenido variable de $CaCO_3$.

El F% osciló entre 0,5 y 4,2% y fue concomitante con la susceptibilidad, con un coeficiente de correlación lineal fuerte y positivo (R=0,60); no obstante considerando sólo los valores de la unidad superior, donde se desarrolla el suelo actual, el coeficiente de correlación resulta aún más elevado (R=0,76). En la unidad U-RO1 los valores de F% se incrementan gradualmente de base a techo, con valores máximos en los horizontes A y Bt.

σ^o osciló entre 23,3 y 71,5 x10^{-6} Am^2/kg. El valor medio de las muestras de la uni-

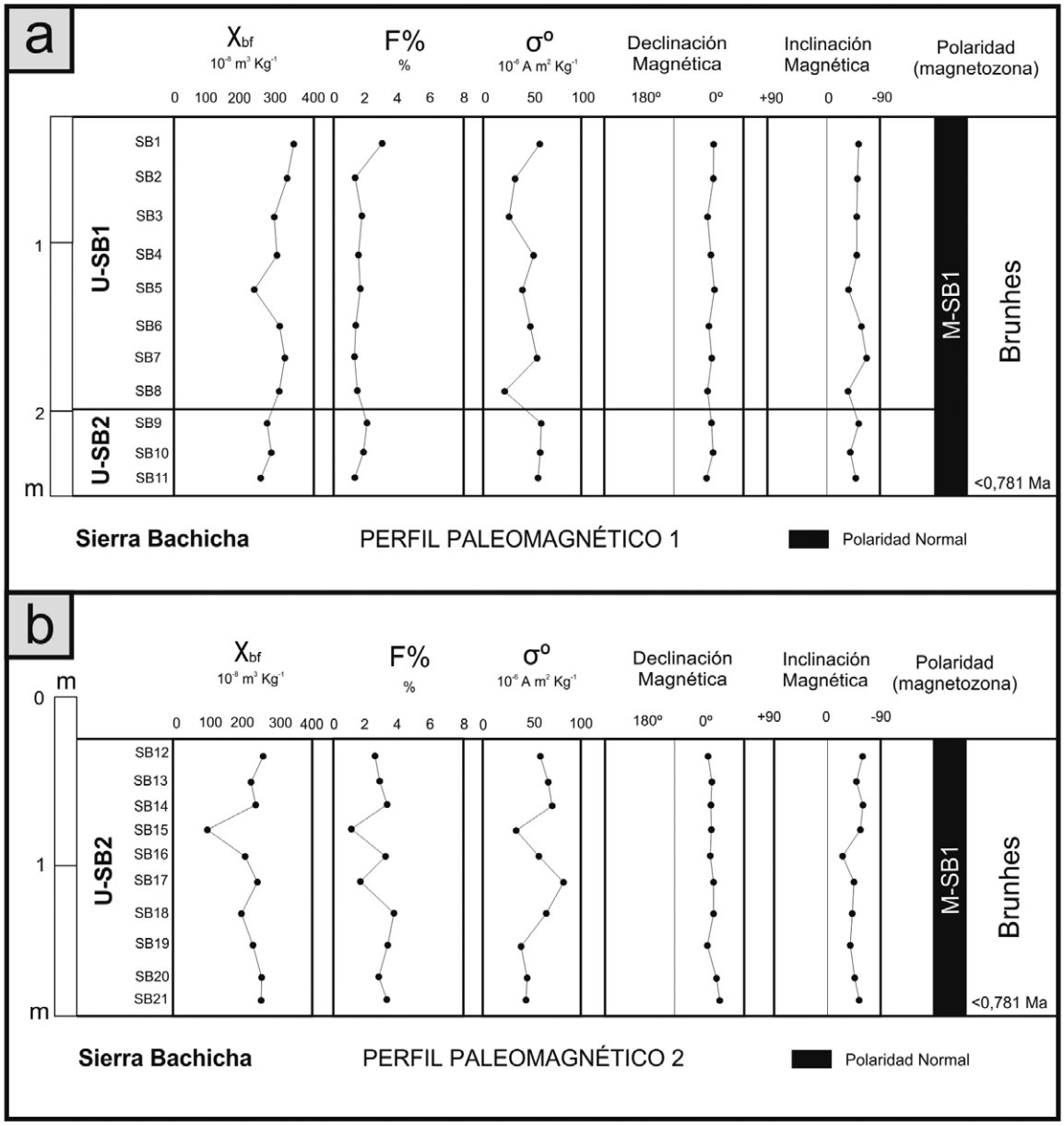

Figura 7: Perfiles paleomagnéticos 1 (a) y 2 (b) de la sección estratigráfica de Sierra Bachicha. χ_{bf}=Susceptibilidad magnética en baja frecuencia; F%=Factor susceptibilidad dependiente de la frecuencia; σº=Momento magnético por unidad de masa.

dad U-RO1 fue 48,1 x10^{-6} Am^2/kg, el valor más bajo corresponde al tope del horizonte Bt y el más elevado al horizonte A; el resto de las muestras presentó valores relativamente constantes, levemente inferiores al promedio de la unidad. En la unidad U-RO2 se registró un valor medio de 34,8 x10^{-6} Am^2/kg.

Todas las direcciones del magnetismo remanente característico (MRC) obtenidas en la sección fueron de polaridad normal (magnetozona M-RO) y se asignan al Cron Brunhes (<0,781 Ma). A fin de considerar la discordancia, las unidades se analizaron por separado. En el cuadro 1 se muestran las direcciones de D e I medias; así como los parámetros de concentración κ y el semiángulo de confiaza α95. En la figura 6f se presentan diagramas de Zijderveld de dos muestras paleomagnéticas representativas; una de cada unidad. La muestra RO5 de la unidad U-RO1 presentó una única componente de magnetización, de polaridad normal (D=2,5º; I=-55,7º). El proceso de desmagnetización se efectuó a partir de 2,5 mT. El 90 % de la intensidad inicial se eliminó a 60 mT de campo aplicado. La muestra RO12, de la unidad U-RO2, presentó dos componentes de magnetización. Entre 2,5 y 10 mT se desmagnetizó una componente de D=298,3º e I=-49º (MDA=4,2º); posteriormente, desde 10 mT de campo pico aplicado se desmagnetizó la componente principal (D=338,9º; I=-66,8º) que conserva menos del 10% de la intensidad inicial a campos de 60 mT.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El comportamiento frente a la desmagnetización por CMA de las muestras analizadas es consistente con minerales magnéticos de baja coercitividad, es decir

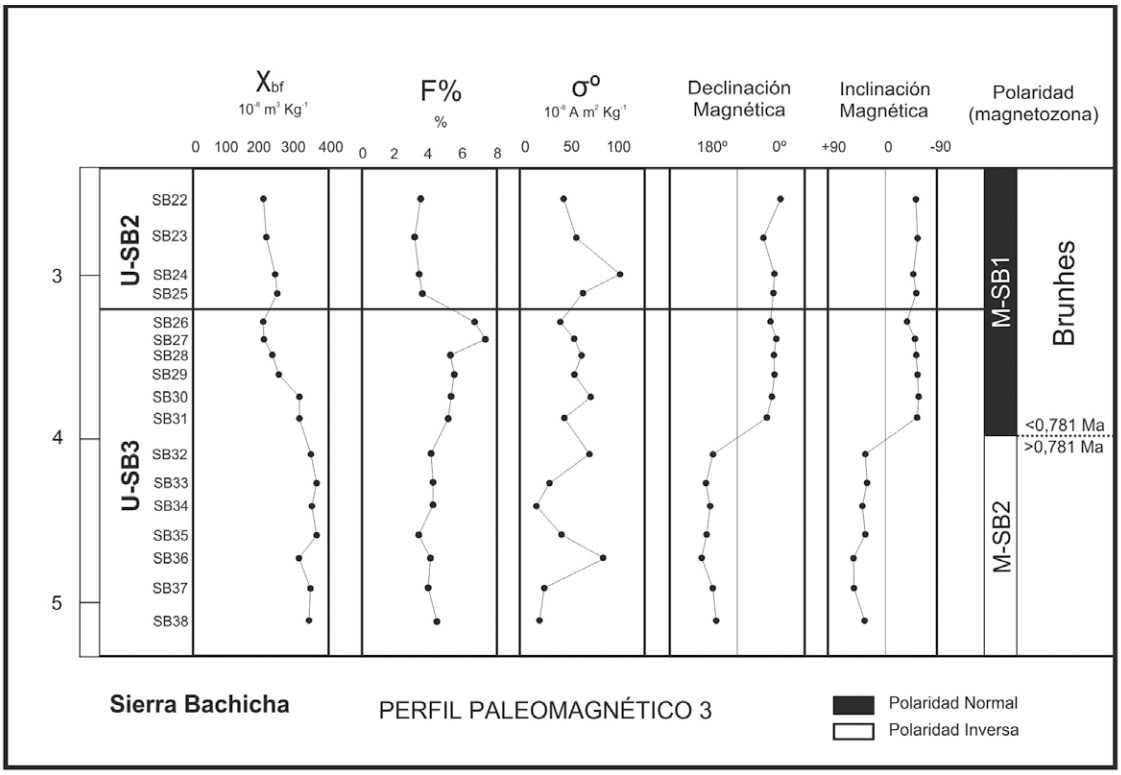

Figura 8: Perfil paleomagnético 3 de la sección estratigráfica de sierra Bachicha.

ferrimagnéticos (*e.g.* titanomagnetitas). Por otro lado, los valores de susceptibilidad magnética resultaron relativamente elevados y son mayores a los reportados en el norte de la provincia de Buenos Aires por Orgeira *et al.* (1998), Nabel *et al.* (2000), Bidegain *et al.* (2001, 2005b, 2007), Bidegain y Rico (2004), entre otros. Los registros de susceptibilidad reportados por dichos autores no suelen superar valores de 250 x10^{-8} m^3/kg; en los sedimentos aquí tratados son en general mayores a dicho valor, alcanzando incluso valores cercanos a 400 x10^{-8} m^3/kg. Esto conduce a pensar que la abundancia de titanomagnetitas en las unidades estudiadas es mayor que en las del norte de la provincia de Buenos Aires. Esto podría relacionarse por un lado con las fuentes de aporte del material; ya sea por una menor distancia, por la influencia de otras áreas de aporte, o bien por una combinación de ambos factores. Cabe señalar que pese a que las unidades habrían sido depositadas por distintos agentes (eólicos, fluviales y coluviales), los registros de susceptibilidad no evidenciaron diferencias significativas para cada tipo de depósito. El análisis detallado de parámetros magnéticos en las presentes localidades es motivo de contribuciones que se encuentran actualmente en proceso de elaboración.

El registro de polaridades magnéticas resultó confiable y permitió establecer zonas de magnetopolaridad cuyos parámetros estadísticos revelan que la dispersión de las direcciones es en general relativamente baja. Esto indica, por un lado, que los materiales tratados son apropiados para el estudio de las direcciones del campo magnético en el pasado geológico, y por otro, que las técnicas de muestreo y medición son adecuadas para este tipo de sedimentos, con escaso grado de consolidación.

En función de las características geológicas y paleomagnéticas es posible vincular las unidades litológicas de las secciones analizadas y relacionarlas con esquemas estratigráficos precedentes. En la figura 12 se presenta la correlación entre las unidades de las distintas secciones, y en base a las magnetozonas determinadas se relacionan con la escala de inversiones geomagnéticas y se indican las edades mínimas y máximas. Asimismo, en el cuadro 2 se indican los rasgos sedimentarios más distintivos, el Cron de magnetopolaridad, el Piso según Cione y Tonni (2005), el subciclo de sedimentación según Zárate (2005), las edades mínimas y máximas, y las equivalencias y correlaciones establecidas para las unidades de las secciones estudiadas.

Las unidades, U-SB1 y U-RO1, del tope de las secciones poseen rasgos similares: corresponden a limos arenosos, sin estructura primaria identificable, con características de depósito eólico (*loess*) que se depositaron durante el Cron Brunhes (<0,781 Ma). Estas unidades serían equivalentes y se asignan al Médano Invasor (Tapia 1937), a la Formación Las Ánimas (Rabassa 1971, 1973), al nivel 4 de Teruggi *et al.* (1973) y a la Formación La Postrera (Fidalgo *et al.* 1986). Los procesos postdepositacionales que afectan este conjunto sedimentario comprenden principalmente el desarrollo del suelo actual; el mismo en la localidad de Ramos Otero se clasificó como Argiudol típico. Los procesos pedogenéticos habrían conducido a un incremento de la señal magnética (χ_{bf}) en el *solum* respecto del material parental. Esto es consistente con Bartel (2009), quien registró incrementos

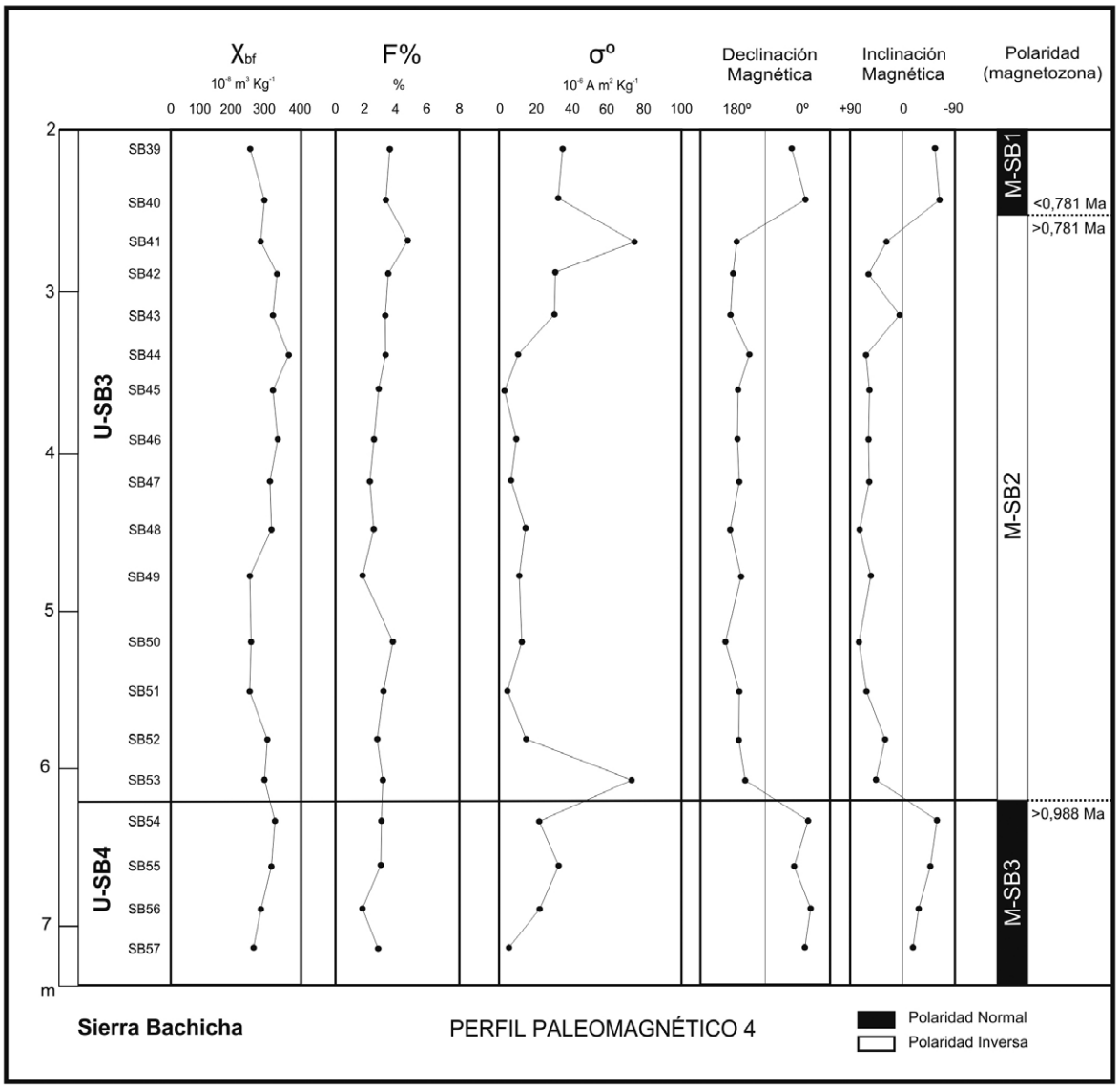

Figura 9: Perfil paleomagnético 4 de la sección estratigráfica de Sierra Bachicha.

tanto en los valores de susceptibilidad como de factor (F%) en el los horizontes Bt y A de un suelo que se desarrolla sobre *loess* en el sector de Sierras de Tandil (al sudoeste del cerro San Luis). Además, es consistente con registros que se obtuvieron en una climosecuencia de suelos desde Caleu-Caleu hasta Tres Arroyos (Bartel *et al.* 2011). Este comportamiento se vincularía a la neoformación de minerales magnéticos, que a juzgar por los valores de F% corresponderían en parte a partículas superparamagnéticas (SP). Cabe resaltar que no se registraron niveles de paleosuelos en esta unidad; no obstante Fidalgo (1990), Zárate y Blasi (1991), Dangavs (2005) destacaron el carácter episódico de la sedimentación del manto eólico del Pleistoceno tardío-Holoceno, con períodos de no depositación y pedogénesis. En base a esto, a la ausencia de paleosuelos y al "buen" grado de desarrollo del suelo actual es posible inferir que el mayor volumen sedimentario de esta unidad se correspondería al primer ciclo de sedimentación -ocurrido según Zárate y Blasi (1991) durante el último máximo glaciar (18-20 Ka)- y/o el segundo (del Tardiglaciar, del límite Pleistoceno tardío-Holoceno, *ca.* 10-11 ka). No se descarta la presencia de los dos ciclos posteriores (Holoceno medio y Pequeña edad del Hielo), aunque constituirían una fina capa que se adiciona al desarrollo del suelo actual. Se estima que el desarrollo del suelo involucra procesos pedogenéticos originados durante el máximo térmico (Hypsitermal) del Holoceno (4 - 7 ka). Los sedimentos analizados recientemente se apoyan en discordancia erosiva sobre depósitos areno limosos, con estratificación paralela y entrecruzada (U-SB2 y U-RO2), cuyo origen sería fluvial. Ambas unidades se consideran equivalentes. En la sección de Sierra Bachicha la base de esta unidad es erosiva, con incisiones relativamente profundas; en la de Ramos Otero la base no pudo ser observada. El carbonato de calcio es abundante y se presenta disperso en la masa, no obstante la mayor concentración se halla hacia el tope, donde conforma una costra calcárea en planchas, muy dura que se correspondería con la Paleosuperfi-

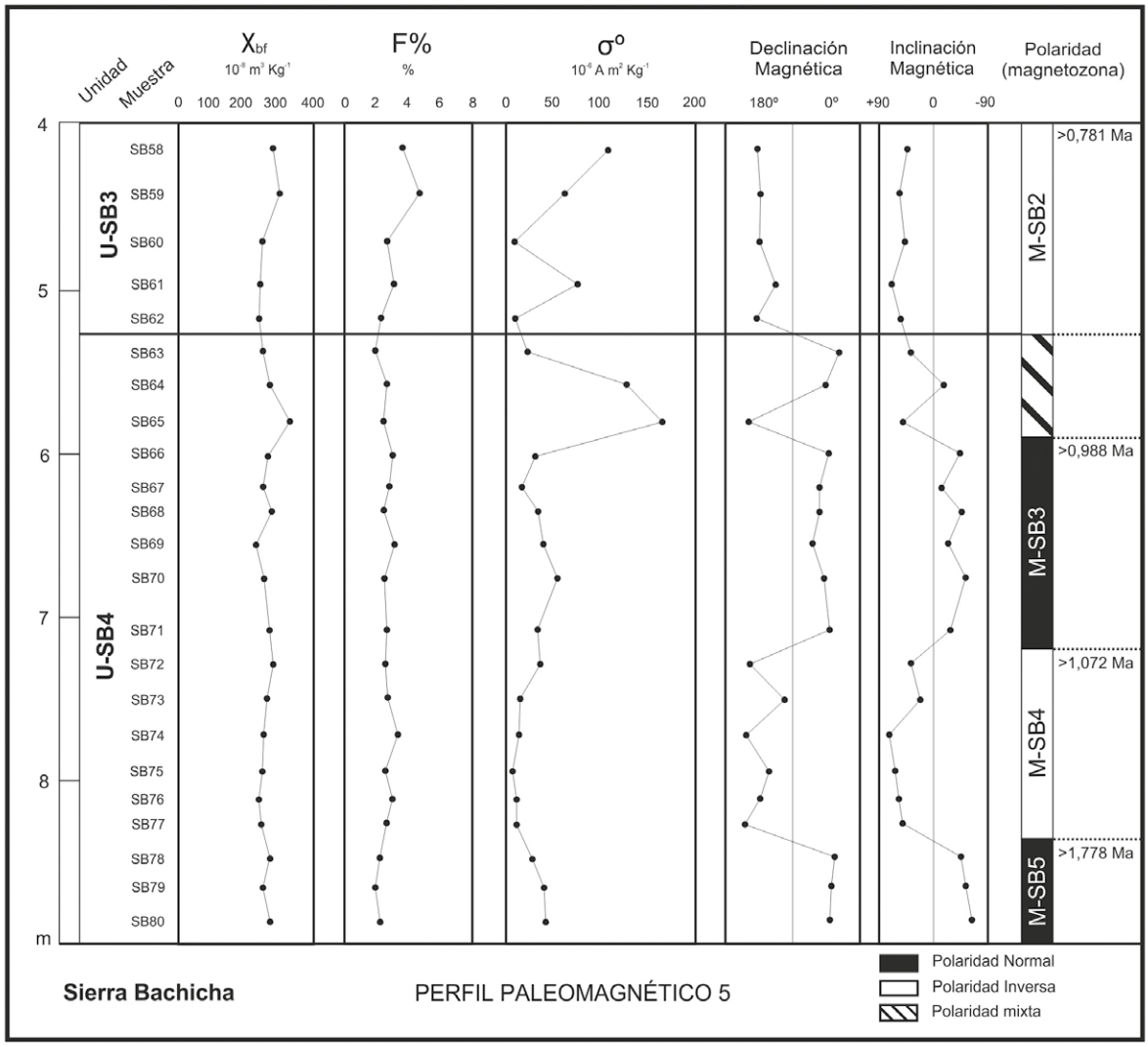

Figura 10: Perfil paleomagnético 5 de la sección estratigráfica de Sierra Bachicha.

cie Tandil (Teruggi *et al.* 1973). En ambas secciones estratigráficas se determinaron direcciones de polaridad normal que se asignan al Cron Brunhes (<0,78 Ma). Los valores de susceptibilidad magnética fueron relativamente bajos, esto en relación a la dilución de la señal por el $CaCO_3$. No se evidenció presencia significativa de partículas SP. Estos depósitos serían equivalentes a la parte superior del Araucano descripto por Tapia (1937), a la Formación Vela (Rabassa 1971, 1973) y al nivel 3 de Teruggi *et al.* (1973). Asimismo podría correlacionarse con depósitos fluviales con edad magnética Brunhes aflorantes en acantilados marinos de la costa atlántica, como la Formación Santa Clara (Schnack *et al.* 1982, Bidegain *et al.* 2005a), la parte superior de la Formación Arroyo Seco (Kraglievich 1959, Orgeira 1988, Ruocco 1989, Fidalgo y Gentile 1995) y al alomiembro superior de la Aloformación Punta San Andrés (Zárate, 1989). En base al registro fosilífero de estas últimas (*e.g.* Prevosti *et al.* 2009), se estima que la edad de la unidad no sería más antigua que la del Piso Bonaerense (450 Ka *sensu* Cione *et al.* 2007).

En la sección de sierra Bachicha, por debajo de la unidad asignada a la Forma-

CUADRO 1: Magnetozonas de las secciones estratigráficas de las secciones de Sierra Bachica y Ramos Otero.

Sección estratigráfica	Magnetozona	Unidad	D	I	k	α95	N	Polaridad
Sierra Bachicha	M-SB1	U-SB1	3,8	-49	53,5	2,7	13	Normal
		U-SB2	1,1	-47,4	37,6	3,8	14	
		U-SB3	358,3	-55,9	55,0	2,6	6	
	M-SB2		189,3	53,0	17,1	7,1	26	Inversa
	M-SB3	U-SB4	358,0	-36,8	11,8	14,7	10	Normal
	M-SB4		175,2	49,1	9,6	26,0	5	Inversa
	M-SB5		8,7	-50,5	168,9	0,8	5	Normal
Ramos Otero	M-R0	U-R01	6,6	-53,5	52,9	2,7	7	Normal
		U-R02	340,2	-53,0	48,0	3,0	7	

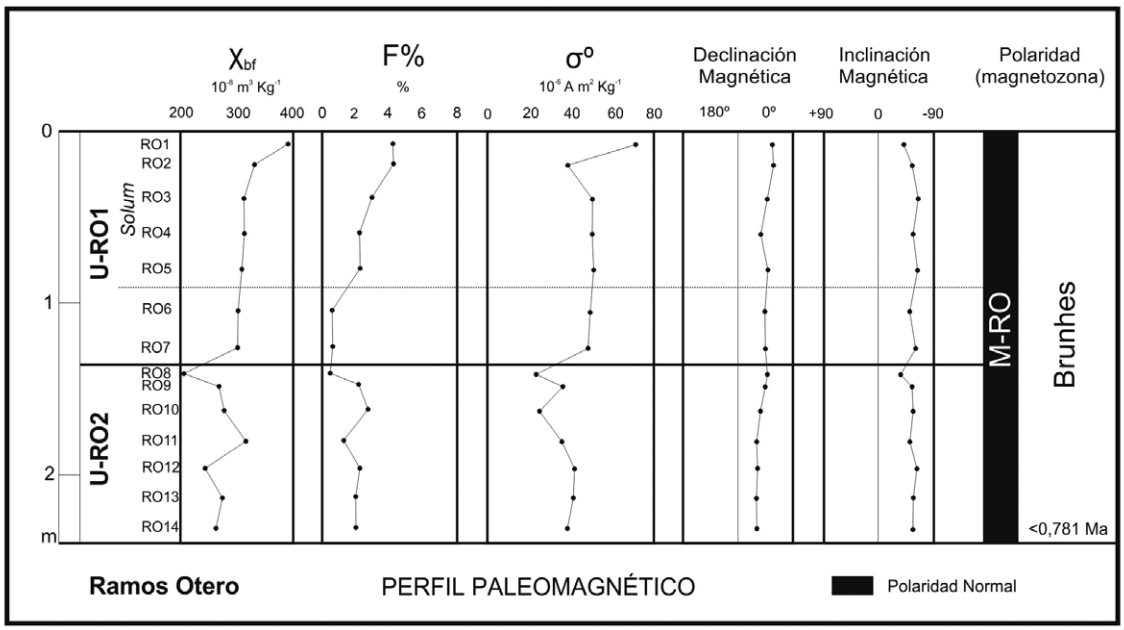

Figura 11: Perfil paleomagnético de la sección estratigráfica de Ramos Otero.

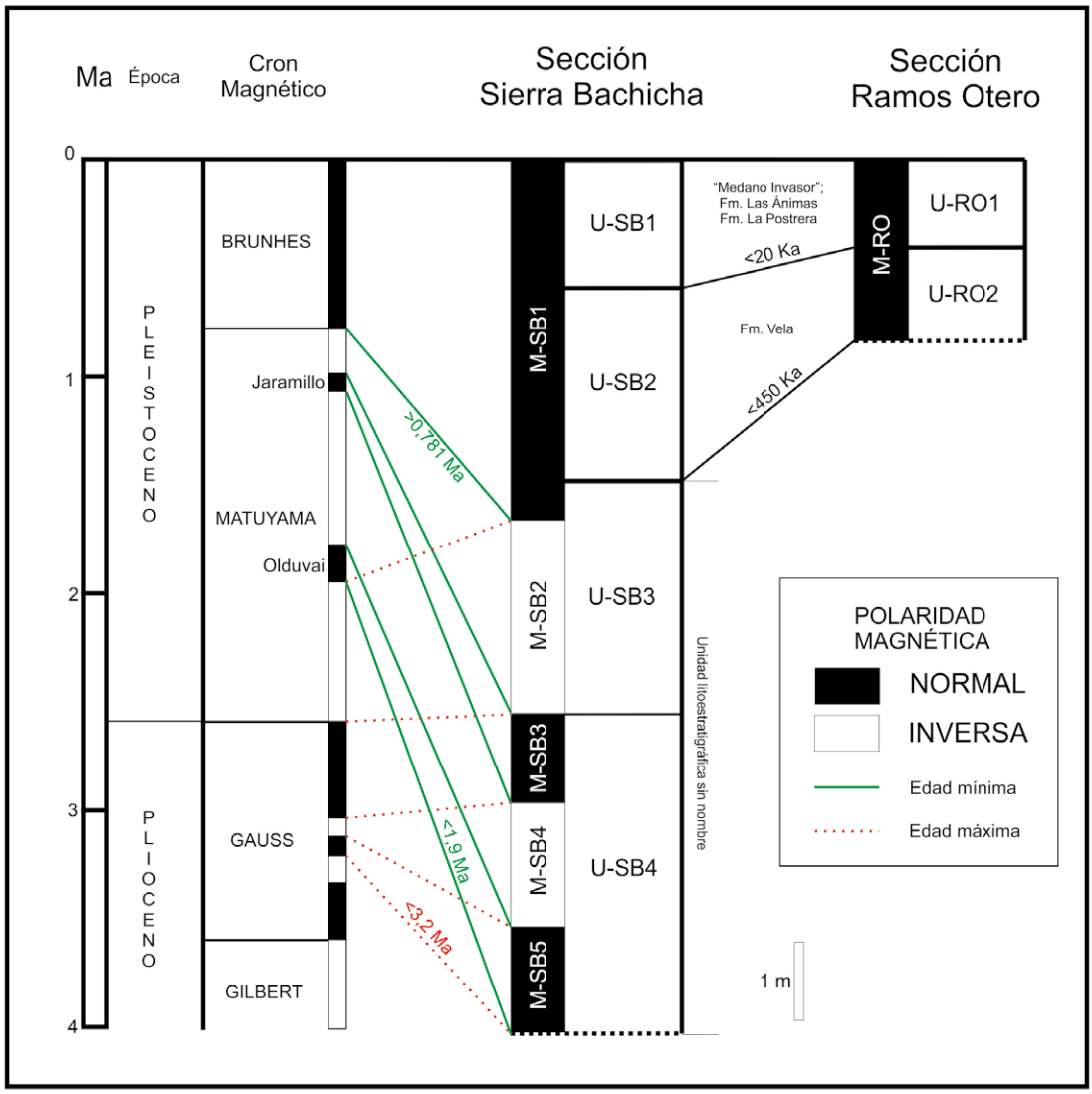

Figura 12: Correlación magnetoestratigráfica de las secciones estudiadas.

CUADRO 2: Características más conspicuas, cron de magnetopolaridad, piso sugún Cione y Tonni (2005), subciclo sedimentario según Zárate (2005), edades máximas y mínimas y equivalencias.

UNIDAD		Descripción	Cron Magnético	Piso (Cione y Tonni 2005)	Subciclo sedimentario (Zárate 2005)	Edades mínimas y máximas	Equivalencia/ Correlación
Sierra Bachicha	Ramos Otero						
U-SB1	U-RO1	Limos arenosos sin estructura primaria identificable (Loess)	Brunhes	¿Platense?-Lujanense	Pleistoceno tardío-Holoceno	<20 ka	Fm. Las Ánimas; "Médano Invasor"; Fm. La Postrera
U-SB2	U-RO2	Arenas limosas con estratificación paralela y entrecruzada. Se asocian a ambiente fluvial. Abundante carbonato de calcio en la masa. La mayor concentración de $CaCO_3$ se halla en el tope, donde se dispone en planchas horizontales, y se vincula a la Paleosuperficie Tandil.		¿Lujanense?-Bonaerense	Plioceno tardío-Pleistoceno tardío	>20 ka <450 ka	Fm. Vela; Fm. Santa Clara; Fm. Arroyo Seco; Amb. Sup. Afm. Punta San Andrés
U-SB3		Arenas limosas color castaño claro de aspecto loessoide, con material psefítico disperso. Se asocian a un depósito coluvial distal. Presentan concreciones de carbonato de calcio y niveles de paleosuelos.	Matuyama-¿Gauss?	Ensenadense-¿Marplatense?		>450 ka <3,2 Ma	Fm. Ensenada; Fm. Miramar-¿Vorohue?; Amb. medio - ¿inferior? Afm. Punta San Andrés
U-SB4							

ción Vela (U-SB2), se determinó una unidad litoestratigráfica compuesta por las unidades U-SB3 y U-SB4. La misma es de aspecto loessoide, se compone de arenas limosas color castaño claro y presenta material psefítico disperso. Estos depósitos se asocian a pulsos de sedimentación coluvial (distal), con abundante participación de material de composición alóctona (loessoide). Presenta desarrollo de paleosuelos que reflejan momentos de estabilidad entre pulsos sedimentarios. Dada la posición estratigráfica, el paleosuelo del tope (unidad U-SB3) se correspondería con el suelo enterrado reportado por Pazos (1990, 2014) en la zona de Balcarce. Los valores de susceptibilidad en estas unidades fueron relativamente elevados, sobre todo en materiales con escasos signos de pedogénesis. En el paleosuelo del tope se registró un importante descenso de los valores de susceptibilidad respecto a los del material parental; este comportamiento es opuesto al registrado en el suelo actual, donde los valores se incrementaron en el *solum*. Esta diferencia se vincula al tiempo de permanencia de agua en el suelo, el cual habría sido más prolongado en el paleosuelo de la unidad U-SB3, produciendo la "destrucción" parcial de los minerales magnéticos litogénicos (titanomagnetitas). Asimismo cabe destacar que en el tope del paleosuelo se registraron los valores más elevados de F%, indicando que la neoformación de nanopartículas con propiedades superparamagnéticas fue considerable. En este paleosuelo se determinó un cambio de polaridad magnética cuya edad mínima sería la del límite Brunhes-Matuyama (0,781 Ma), no obstante, teniendo en cuenta los procesos mencionados anteriormente, vale considerar la posibilidad de que el material originario se haya depositado principalmente durante un período de polaridad inversa y que el desarrollo pedogenético haya sucedido en parte durante un período de polaridad normal, afectando las direcciones de magnetización en la parte superior del paleosuelo. En función de la edad mínima propuesta y la posición estratigráfica, es posible vincular este paleosuelo con otros con polaridad inversa en el límite Brunhes-Matuyama, como los determinados en canteras de alrededores de La Plata (Bidegain 1991) y de Baradero, donde fue propuesta la denominación de Geosol Hisisa (Nabel *et al.* 1993). Además resulta factible pensar que el material original del mismo se haya depositado en parte durante la glaciación que habría comenzado hacia finales de Matuyama tardío, previo al límite Brunhes-Matuyama (Rabassa *et al.* 2005).

En el contacto con la unidad U-SB4 se registró otro cambio de polaridad, al que se le atribuye una edad mínima correspondiente al límite Matuyama tardío-Jaramillo (0,988 Ma). Otros dos cambios de polaridad fueron determinados en dicha unidad, el más joven tendría una edad mínima Jaramillo-Matuyama medio (1,072 Ma) y el más viejo una edad mínima Matuyama medio-Olduvai (1,778 Ma). Teniendo en cuenta las edades mínimas establecidas para la unidad U-SB4, los materiales se depositaron posiblemente durante la denominada Gran Glaciación Patagónica, que habría comenzado durante Matuyama medio y continuado durante el Subcron Jaramillo (Rabassa *et al.* 2005, Barendregt *et al.* 2015). Dado que las tasas de sedimentación suelen incrementarse durante períodos glaciales, esto podría explicar la potencia relativamente elevada de los sedimentos involucrados en la magnetozona que correspondería al Subcron Jaramillo, cuya duración es 74 ka. Como fue mencionado anterior-

mente, no se descartan edades más antiguas para las unidades U-SB3 y U-SB4, esto será tratado más adelante.

Las unidades U-SB3 y U-SB4 se consideran equivalentes a los niveles 2 y 1 respectivamente de Teruggi *et al.* (1973), que los autores correlacionaron tentativamente con la Formación Barker de Rabassa (1971). No obstante, los análisis mineralógicos efectuados por Teruggi *et al.* (1973) reflejan significativas diferencias con los resultados expuestos por Rabassa (1973) en cuanto a la mineralogía de la Formación Barker. Los primeros indicaron que la fracción liviana (que supera el 96%) de la fracción arena presenta un porcentaje de trizas vítreas del 64%, un predominio de plagioclasas sobre cuarzo y no hace referencia a litoclastos; en contraposición, Rabassa (1973) indicó que la fracción arena de la Formación Barker contiene escaso a nulo vidrio volcánico, que el cuarzo predomina sobre la plagioclasa y que los litoclastos volcánicos son el componente predominante. Cabe destacar que los trabajos de Rabassa (1973) y Teruggi *et al.* (1973) fueron publicados durante el mismo año; en Teruggi *et al.* (1973) se plantea la correlación tentativa de los niveles 2 y 1 con la Formación Barker, basándose en la posición estratigráfica y refiriéndose al trabajo de licenciatura de Rabassa (1971) en el que no se expone un análisis detallado de la mineralogía de las unidades litoestratigráficas del sector de las sierras de Tandil. Asimismo, cabe aquí recordar que Tapia (1937) halló en el Araucano un fragmento fósil asignado a *Ctenomys chapadmalensis*; dicho taxón da nombre a una biozona correspondiente al Piso Marplatense (Sanandresense) cuya edad estaría comprendida entre 2 y 2,4 Ma (Cione y Tonni 2005, Cione *et al.* 2007). Por lo tanto interpretamos que la unidad litoestratigráfica conformada por U-SB3 y U-SB4 en sierra Bachicha sería más joven que la Formación Barker. La idea de que este conjunto sedimentario represente una unidad litoestratigráfica intermedia entre las Formaciones Vela y Barker resulta plausible si se tiene en cuenta el extenso hiatus, de al menos 2,6 m.a., entre las mismas (Gómez Samus 2016). Se considera que las unidades U-SB3 y U-SB4 corresponden al subciclo de sedimentación Plioceno-Pleistoceno tardío, cuyo inicio sería cercano a 3,2 Ma (Zárate 2005) y que la Formación Barker, siguiendo a Folguera Telichevsky (2011) y Gómez Samus y Bidegain (2014), correspondería al subciclo anterior, Mioceno tardío-Plioceno (Zárate 2005).

Si bien no se conoce designación formal para la unidad litoestratigráfica conformada por U-SB3 y U-SB4, se establecen por el momento posibles correlaciones con unidades litoestratigráficas de la región. En este artículo no se propone nombre formal a fin de evitar la incorporación de designaciones a la literatura geológica neógeno-cuaternaria pampeana, donde existe una gran proliferación nomenclatural; y fundamentalmente para evitar incrementar el caos existente, el cual es fuente de enormes dificultades, tanto para efectuar análisis de antecedentes como para la correlación estratigráfica (Zárate 2005, Blasi *et al.* 2009).

Se considera que las unidades U-SB3 y U-SB4 de la sección de Sierra Bachicha corresponderían en parte al Araucano según Tapia (1937) y probablemente con las facies más distales de la Formación Barraque (Martínez 2001). Se correlacionarían con la Formación Ensenada (Riggi et al 1986); con la parte inferior de la Formación Arroyo Seco, con la Formación Miramar y con dudas con la Formación Vorohué (Kraglievich 1959). Asimismo sería correlacionable al alomiembro medio, y con dudas al inferior, de la Aloformación Punta San Andrés de Zárate (1989).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al LEMIT, a la CIC y al CONICET por el apoyo otorgado. Al Instituto de Física Arroyo Seco (IFAS) por las facilidades brindadas para la medición de parámetros magnéticos en el laboratorio. Al Sr. Pedro Maccario por permitir el muestreo en canteras bajo su administración y al Sr. Leandro Remón por su colaboración durante el trabajo de campo. A la Asociación Argentina de Cuaternario y Geomorfología por sugerir este trabajo para su publicación. A la Dra. Geuna y un revisor anónimo, cuyos comentarios y sugerencias contribuyeron sustancialmente a mejorar la versión final de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Barendregt, R, Clague, J.J., Griffing, C. y Roberts, N.J. 2015. Correlation and disparitid of Late Neogene Glacial/Interglacial Histories in Cordilleran North and South America. VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 29-30, Tierra del Fuego.

Bartel, A.A. 2009. Caracterización magnética de una climosecuencia de suelos entre el sureste de la provincia de La Pampa y el litoral atlántico. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 325 p., Bahía Blanca.

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. Doctoral Thesis, Stockholm University, 128 p., Estocolmo.

Bidegain, J. 1998. New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernandez-Gorina quarries, nothwest of the city of La Plata, Buenos Aires Province, Argentina. Quaternary of South America and Antartic Peninsula 11: 207-229.

Bidegain, J.C. y Rico, Y. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 451-461.

Bidegain, J.C. y Rico, Y. 2012. Magnetostratigraphy and magnetic parameters of a sedimentary sequence in Punta San Andrés, Buenos Aires, Argentina. Quaternary International 253: 91-103.

Bidegain, J.C., van Velzen, A.J. y Rico, Y. 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de *loess* y paleosuelos del Cenozoico tardío en la Cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos

y paleoambientales. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 503-516.

Bidegain, J.C., Terminiello, L. Rico Y, Mercader, R.C. y Aragon, E. 2004. Mineralogía magnética en la transición Brunhes/Matuyama. Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 503-516.

Bidegain, J.C., Osterrieth, M.L., Van Velzen, A. y Rico, Y. 2005a. Geología y registros magnéticos entre arroyo La Tapera y Santa Clara del Mar, Mar del Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 143-150.

Bidegain, J.C., Evans, M.E. y van Velzen, A.J. 2005b. A magnetoclimatological investigation of Pampean Loess. Geophysical Journal International 160: 55-62.

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

Blasi, A., Prieto, A., Fucks, E. y Figini, A. 2009. Análisis de las nomenclaturas y de los esquemas estratigráficos del Pleistoceno Tardío-Holoceno en la cuenca del río Luján, Buenos Aires, Argentina. Ameghiniana 46: 373-390.

Bobbio, M., Devincenzi, M, Orgeira, M. y Valencio D. 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 41: 7-21.

Cione, A. L. y Tonni, E.P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Relatorio del 16 Congreso Geológico Argentino: 183-200, Buenos Aires

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., Vizcaíno, S.F. y. Vucetich, G.M. 2007. Mamíferos continentales del Mioceno tardío a la actualidad en la Argentina: cincuenta años de estudios. Ameghiniana 11: 257-278.

Dalla Salda, L, de Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Relatorio del 16 Congreso Geológico Argentino: 31-50, Buenos Aires.

Dangavs, N. 2005. La Formación La Postrera I, II, III y IV de la Laguna Las Barrancas de Chascomús, provincia de Buenos Aires. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 115- 122, Buenos Aires.

De los Reyes, M., Poiré, D.G., Soibelzon, L., Zurita, A.E. y Arouy, M.J. 2013. First evidence of scavenging in a Glyptodont (Mammalia, Glyptodontidae) from the Pliocene of the Pampean region (Argentina).Taphonomic and paleoecological remarks. Paleontologia electrónica 16:1-13.

Dearing, J.A., Dann, R.J.L., Hay, K., Lees, J.A., Loveland, P.J. y O'Grady, K. 1996. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. Geophysical Journal International 124: 228-240.

Demoulin, A., Zárate, 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.

Fidalgo, F. 1990. La Formación La Postrera. Simposio Internacional sobre *Loess.*, Resúmenes Expandidos: 78-83, Buenos Aires.

Fidalgo, F. y Gentile, R.O. 1995. La Formación Arroyo Seco en las barrancas ubicadas entre el arroyo Chapadmalal y Punta Hermengo (Prov. de Buenos Aires). 4° Jornadas Geológicas y geofísicas Bonaerenses, Actas: 135-141, Buenos Aires.

Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. 1973. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Pcia. de Bs. As.). 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39, Córdoba.

Fidalgo, F., R. Gentile, O. y Correa, H. A. 1986. Geología y Geomorfología en la cuenca del Arroyo Tapalqué. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Informe 30: 1-73, Buenos Aires.

Folguera Telichevsky, A. 2011. La reactivación neógena de la Pampa Central. Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires (inédito), 192 p., Buenos Aires.

Gasparini, G., Rabassa, J., Soibelzon, E., Soibelzon, L. y 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, Tucumán.

Gómez Samus, M.L. 2016. Magnetoestrtaigrafía y parámetros magnéticos en sedimentos del Cenozoico tardío del sector Tandil-Balcarce-Mar del Plata. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 430 p., La Plata.

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

Gómez Samus, M.L., Poiré, D.G., Bidegain J.C., Arrouy, J., De los Reyes, M., Canalicchio, J. M. 2014. Estudio paleomagnético preliminar en sedimentos de la Formación El Polvorín, Partido de Olavarria, Sistema de Tandilia. III Jornadas Paleontológicas del Centro, Actas: 15-16, Buenos Aires

Gradstein, F.M, Ogg, J.G., Schmitz, M.D. 2012. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, 1144 p., Boston.

Heil, C., King, J., Zárate, M. y Schultz, P.H. 2002. Paleomagnetic and environmental magnetic studies of Pampean *loess* deposits from Centinela del Mar, Argentina. EOS Transactions AGU 83, 47.

Heller, F. y Evans, M.E. 1995. Loess magnetism. Geophysic 33: 211-240.

Heller, F. y Liu, T.S. 1984. Magnetism of Chinese *loess* deposits. Geophysic Journal International 77: 125-141.

Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). 1970. Carta de Suelos de la República Argentina, Hojas 3760-23, 3760-29 y 3760-30, Buenos Aires.

Kirschvink, J.L. 1980. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data, Geophysical Journal International 62: 699-718.

Kraglievich, J.L. 1959. Contribuciones al conocimiento de la geología cuartaria en la Argentina. 4° Nota acerca de la geología costera en la desembocadura del Arroyo Malacara (Provincia de Buenos Aires). Comunicaciones Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Geología 1: 17: 3-9.

Martínez G. A. 2001. Geomorfología y geolo-

gía del Cenozoico superior de las cuencas de drenaje de los arroyos Los Cueros y Seco, vertiente nororiental de las Sierras Septentrionales, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 348 p., Bahía Blanca.

Nabel, P. 1993. The Brunhes-Matuyama Boundary in Pleistocene Sediments of Buenos Aires Province, Argentina. Quaternary International 17: 79-85.

Nabel, P. y Valencio, D. 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.E., Cione, A. y Tonni, E.P. 2000. Environmental changes in the Pampean area of Argentina at the Matuyama-Brunhes (C1r-C1n) Chrons boundary. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 162: 403-412

Nágera, J. 1940. Historia física de la Provincia de Buenos Aires. 1-Tandilia. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación, Biblioteca Humanidades (24), 272p., La Plata.

Orgeira, 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. 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 Earth Planet Interiors 64: 121-132.

Orgeira M.J. y Valencio. D.A. 1984. Estudio paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en la Barranca de los Lobos, Pcia. de Buenos Aires. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 162 173, Bariloche.

Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vázquez, C.A., di Tommaso, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu Y. y Vilas, J.F.A. 1998. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in *loess* and paleosol from the Buenos Aires Formation (Buenos Aires, Argentina). Journal of South American Earth Sciences 11: 561-570.

Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D. y Tonni, E.P. 1965. Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires 6: 165-193.

Pazos, M.S. 1990. Some features and processes associated with the caliche under humid climate, Balcarce, Argentina. Pedologie 40: 141-154

Pazos, M.S. 2014. Acumulaciones de carbonato de calcio en suelos del centro-SE bonaerense. En: Inbellone, P. (ed.), Suelos con acumulaciones calcáreas y yesíferas de Argenina. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 27 - 53, Buenos Aires.

Prevosti, F.J., E.P. Tonni y J.C. Bidegain. 2009. Stratigraphic range of the large canids (Carnivora, Canidae) in South America, and its relevance to quaternary biostratigraphy. Quaternary International 210: 76-81.

Rabassa, J. 1971. Geología Superficial en la hoja Sierras de Tandil (escala: 1:100.000), prov. de Buenos Aires. Trabajo de Licenciatura (inédito), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, PAGINAS, Buenos Aires.

Rabassa, J. 1973. Geología Superficial en la hoja "Sierras de Tandil", provincia de Buenos Aires. LEMIT, La Plata. Anales, Serie II 240: 115-160.

Rabassa, J., Coronato, A. y Salemme, M. 2005. Chronology of the Late CenozoicPatagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampeanregion (Argentina). Journal of South American Earth Sciences 20: 81-104.

Rico, Y. y Bidegain, J.C. 2013a. Magnetostratigraphy and environmental magnetism in a sedimentary sequence of Miramar, Buenos Aires, Argentina. Quaternary International 317: 53-63.

Rico, Y. y Bidegain, J.C. 2013b. Magnetoestratigrafía de los acantilados costeros ubicados al suroeste del río Quequén Grande, Necochea, provincia de Buenos Aires, Argentina. Resultados preliminares. Latinmag Letters 3, Special Issue: 1-9, México DF.

Rico, Y., Gómez Samus, M.L. y Bidegain, J.C. 2014a. Nuevos registros de polaridad magnética en el sector comprendido entre Chapalmalal y Necochea. III Jornadas Paleontológicas del Centro, Actas: 45, Buenos Aires

Rico, Y., Gómez Samus, M.L. y Bidegain, J.C. 2014b. Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos en los acantilados de la costa bonaerense. Ciencia y Tecnología de los Materiales 23-37.

Riggi, J. C., Fidalgo, F., Martínez, O. y Porro, N. 1986. Geología de los "sedimentos pampeanos" en el partido de La Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41: 316-333.

Rolleri, E.O. 1975. Provincias geológicas bonaerenses. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Relatorio del 16 Congreso Geológico Argentino: 29-54, Buenos Aires.

Ruocco, M. 1989. A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposit in Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 72: 105- 113.

Ruocco, M.I. 1990. Paleomagnetic analyses of continental deposits of the last 3 Ma from Argentina: Magnetostratigraphy and fine structures of reversals. Tesis doctoral, Department of Geology and Geochemistry, University of Stockholm (inédito), 100 p., Estocolmo.

Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.I. 1982. The evolution of Mar Chiquita lagoon, Province of Buenos Aires, Argentina. En: Colquehoun, D.J. (ed.), Holocene Sea Level Fluctuations: Magnitudes and Causes. IGCP 61, 143-155, Columbia.

Soibelzon, E., Prevosti, F.J., Bidegain, J.C., Rico, Y., Verzi, D.H. y Tonni, E.P. 2009. Correlation of late Cenozoic sequences of southeastern Buenos Aires province: biostratigraphy and magnetostratigraphy. Quaternary International 210: 51-56.

Soibelzon, E., Tonni, E.P. y Bidegain, J.C. 2010. The Quaternary Outcrops of Punta Hermengo (Buenos Aires province, Argentina): magnetostratigraphi, biostratigraphi and the Loss of Paleontological Heritage. Geociences 27: 151-154.

Soil Survey Staff 2010. Keys to Soil Taxonomy. USDA, 338 p., Washington.

Spassov, S., Heller, F., Evans, M.E., Yue, L.P., Ding, Z.L., 2001. The Matuyama/Brunhes geomagnetic polarity transition at Lingtai and Baoji, Chinese *Loess* Plateau. Physics and Chemistry of the Earth 26: 899-904

Tapia, A. 1937. Datos geológicos de la provincia de Buenos Aires. Aguas minerales de la República Argentina, Comisión Climática y Aguas Subterráneas 2: 23-90.

Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. Journal of Sedimentary Petrology 27: 322-332.

Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O. 1975. Tandilia. En: Angelelli, V. (ed.), Geología de la provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 55-77, Buenos Aires.

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 8: 227-256.

Walther, A.M. 2005. Magnetismo ambiental aplicado al estudio geológico y paleoclimatológico de secuencias sedimentarias cenozoicas tardías de la llanura Pampeana, Tesis Doctoral de la Universidad de Buenos Aires (inédita), 215 p., Buenos Aires.

Walther, A.M., Vásquez, C.A., Orgeira, M.J., Vilas, J.F. y Lippai, H.F. 1996. Comportamiento de los parámetros magnéticos no direccionales en paleosuelos bonaerenses. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 536, Buenos Aires.

Yrigoyen, M.R. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En: Angelelli, V. (ed.), Geología de la provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 139-168, Buenos Aires

Zamorano, M., De los Reyes, M., Poiré, D.G., Scillato-Yané, G.J. 2015. Primer registro fehaciente de Nopachtus coagmentatus (Xenarthra, Cingulata, Glyptodontidae) en la región Pampeana, Argentina. Contexto estratigráfico. Estudios Geológicos enero-junio 2015, 71, e027

Zárate, M.A. 1989. Estratigrafía y geología de los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Plata (Inédita), 220 p., La Plata.

Zárate, M.A. y Blasi, A. 1991. Late Pleistocene and Holocene loess deposits of southeastern Buenos Aires province, Argentina. Geojournal 24: 211-220.

Zárate, M.A. y Mehl, A. 2010. Geología y geomorfología de la cuenca del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires, Argentina. Primer Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, Actas 1: 65-78, Azul.

Zárate, M.A. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Relatorio del 16 Congreso Geológico Argentino: 139-149, Buenos Aires.

Zurita, A.E.; Taglioretti, M.; De los Reyes, M.; Oliva, C. & Scaglia, F. 2014. First Neogene skulls of Doedicurinae (Xenarthra, Glyptodontidae): morphology and phylogenetic implications. Historical Biology: 423-432.

Recibido: 6 de mayo, 2016
Aceptado: 11 de octubre, 2016