



Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos de los acantilados de San Eduardo del Mar, Buenos Aires, Argentina

Yamile RICO¹, Mauro Leandro GÓMEZ SAMUS² y Juan Carlos BIDEGAIN¹

¹ Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires-LEMIT, La Plata, Buenos Aires.

² Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (UNTDF)

E-mail: yamilerico2468@gmail.com

Editores invitados: Adriana Mehl, Francisco Córdoba y Andrés Bilmes

Recibido: 7 junio, 2019
Aceptado: 17 octubre, 2019

RESUMEN

Se presentan resultados de un estudio paleomagnético y de magnetismo ambiental, realizado en la localidad de San Eduardo del Mar (38°14' S / 57°45' O), costa sureste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Se estudian muestras de un acantilado marino integrado por sedimentos palustres, fluviales y aluviales, con paleosuelos, carbonatos y abundantes crotovinas. Los parámetros magnéticos denotan variaciones en la concentración de minerales del tipo magnetita-titanomagnetita-maghemita, de tamaños de grano dominio simple (DS), pseudo-simple (DPS) y en menor proporción superparamagnéticos (SP). Los depósitos de llanura de inundación y de relleno de canal contienen mayores concentraciones de minerales magnéticos que los depósitos palustres y horizontes Bt de paleosuelos de granulometría más fina. Estas diferencias responden a variaciones en la relación tasa de sedimentación/pedogénesis, y en la energía del agente de transporte. Por otra parte, en algunos de los horizontes más pedogenizados, la disminución de la coercitividad de la remanencia (B_{cr}) ha sido atribuida a la autigénesis de maghemita; esto indicaría alternancia de ciclos cortos de humedecimiento y sequía, en un ambiente con sedimentación lenta. Se determinaron niveles de polaridad normal e inversa, aunque también se obtuvieron registros anómalos. Los sedimentos se asignan al Cron Gauss temprano (3.6-3.3 Ma) y a los Crones Gauss tardío (3.1-2.6 Ma) y Matuyama temprano (2.6-1.8 Ma).

Palabras clave: *Paleomagnetismo, Magnetismo Ambiental, Neógeno-Cuaternario, Sedimentos, Paleosuelos.*

ABSTRACT

Magnetostratigraphy and magnetic parameters of the cliffs of San Eduardo del Mar, Buenos Aires, Argentina.

We present paleomagnetic and environmental magnetism studies, carried out in the locality of San Eduardo del Mar (38°14' S / 57°45' W), in the southeast coast of the Buenos Aires province, Argentina. It is a marine cliff, composed of fluvial, alluvial, marshy sediments and also paleosols; many of them are crossed by krotovines. The magnetic parameters denote variations in the concentration of minerals of the magnetite-titanomagnetite-maghemite type, of grain sizes single domain (SD), pseudo single (PSD) and to a lesser proportion superparamagnetic (SP) grain size. Deposits of floodplain and channel fill contain higher concentrations of magnetic than marshy deposits and Bt horizons of finer grain size. These differences respond to variations in the sedimentation/pedogenesis ratio, and in the energy of the transport agent. On the other hand, in some of the most pedogenized horizons, the decrease in coercivity of remanence (B_{cr}) has been attributed to the authigenesis of maghemite; this would indicate alternation of short cycles of wetting and drought, in a slow sedimentation environment. Normal and reverse polarity levels were determined, although anomalous records were also obtained. The sediments are assigned to the early Gauss Cron (3.6-3.3 Ma) and the late Gauss (3.1-2.6 Ma) and early Matuyama (2.6-1.8 Ma) Chrons.

Key words: *Paleomagnetism, Environmental Magnetism, Neogene-Quaternary, Sediments, Paleosols.*

INTRODUCCIÓN

Se presentan los resultados de un estudio paleomagnético y de magnetismo ambiental realizado en los acantilados marinos de San Eduardo del Mar ($38^{\circ}14' S / 57^{\circ}45' O$), Argentina (Fig. 1), donde de acuerdo a Kraglievich (1952) e Isla et al. (2015), afloran sedimentos correspondientes a las formaciones Chapadmalal y Vorohué (Aloformación Playa Los Lobos y Alomiembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés, respectivamente, en el sentido de Zárate 1989). El objetivo es contribuir a ampliar el conocimiento sobre los depósitos que conforman la parte más austral del Plateau de Loess de Argentina. Para ello, se prevé, acotar la edad de los depósitos aflorantes en los acantilados de San Eduardo del Mar mediante la determinación de su magnetoestratigrafía, ensayar esquemas de correlación magnetoestratigráfica con otros perfiles sedimentarios del sureste de la provincia de Buenos Aires y determinar las condiciones paleoclimáticas y/o paleambientales bajo las cuales se habrían formado los depósitos y los paleosuelos que conforman el perfil estudiado.

El paleomagnetismo estudia las variaciones del campo magnético terrestre en el pasado geológico. El cambio de polaridad constituye una de las variaciones más notables del campo magnético terrestre y puede ser detectado mediante el uso de técnicas paleomagnéticas. Existen episodios de larga duración denominados crones o épocas magnéticas, en los que el campo magnético terrestre es predominantemente normal o inverso, y episodios más cortos de polaridad opuesta dentro de los crones, que reciben el nombre de subcrones o eventos. La posibilidad de poder registrar dichos cambios de polaridad se debe a la existencia de minerales ferromagnéticos como la magnetita, que se magnetizan paralelamente al campo magnético terrestre y son capaces de retener una parte de esta magnetización en el tiempo (magnetismo remanente natural primario o característico), la cual pudo ser adquirida durante la solidificación o litificación de una roca, o cuando un depósito se compacta. A su vez, como estas rocas o sedimentos también pueden adquirir magnetizaciones remanentes secundarias posteriormente a su formación, el magnetismo remanente natural (MRN) resulta ser la suma de su remanencia primaria y una o más magnetizaciones secundarias que la enmascaran en mayor o menor grado. El magnetismo remanente es definido en base a tres componentes: declinación (D), inclinación (I) e intensidad magnética (J). La declinación es el ángulo entre el norte geográfico o meridiano local y el norte magnético; varía 360° . La inclinación es el ángulo entre un plano

horizontal tangente a la superficie terrestre y la dirección de las líneas de fuerzas electromagnéticas; en el Ecuador es 0° y se incrementa hacia los polos hasta un máximo de 90° . Por convención, se considera que en el hemisferio sur las rocas de polaridad normal tienen inclinación negativa y las inversas positiva, mientras que en el hemisferio norte la relación es opuesta. A los fines de la presente investigación, interesan los cambios de polaridad ocurridos durante el Cenozoico tardío. En la Escala de los Tiempos de Polaridad Magnética (Stratton Noller et al. 2000), los crones de polaridad para este período de tiempo son: Brunhes (< 0.78 Ma), Matuyama ($2.58 - 0.78$ Ma), Gauss ($3.59-2.58$ Ma) y Gilbert ($6.03-3.59$ Ma). Para correlacionar los resultados paleomagnéticos con la escala de las reversiones del campo magnético terrestre (magnetoestratigrafía), es necesario contar con puntos de calibración cronológica (en lo posible absolutas), ya que las mediciones paleomagnéticas permitirán determinar el carácter normal o inverso de una roca o sedimento, pero no su edad. Si bien la zona de estudio cuenta con algunas dataciones absolutas sobre vidrios de impacto (Schultz et al. 1998, 2004), la mayoría de los sedimentos que constituyen los acantilados de la costa bonaerense, no cuentan con este tipo de dataciones, por lo que sus edades han sido aproximadas en función de estudios bioestratigráficos (Cione y Toni 1995a y b) y ajustadas aún más, mediante estudios paleomagnéticos (Orgeira y Valencio 1984, Orgeira 1987, 1990, Roucco 1989, Soibelzon et al. 2009, Bidegain y Rico 2012, Rico y Bidegain 2013). La sucesión de unidades litoestratigráficas indicadas por Kraglievich (1952) e Isla et al. (2015) para los acantilados de San Eduardo del Mar, difiere notablemente de la registrada en otros tramos de la costa sureste de la provincia de Buenos Aires (Fig. 2), por tal motivo, se prevé la obtención de un registro de polaridades más completo para las unidades sedimentarias más antiguas aflorantes en la región; en tal sentido, es importante señalar, que no se consignan mediciones paleomagnéticas sobre la Aloformación Playa Los Lobos.

El magnetismo ambiental se presenta como una herramienta de utilidad para determinar cambios en las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales (Maher 1998, Maher y Thompson 1999). Esto se lleva a cabo a través de la interpretación de parámetros magnéticos, los cuales brindan la posibilidad de obtener información acerca de la especie, abundancia, tamaño y forma de los minerales magnéticos (Thompson y Oldfield 1986, Verosub y Roberts 1995), pues su formación, y en particular la de los óxidos y oxihidróxidos de hierro, varía con las condiciones ambientales (Schwertmann 1985, 1993). Los primeros estudios de magnetismo



Figura 1. Mapa de ubicación del perfil de San Eduardo del Mar. Se consignan también las ubicaciones de otros perfiles con antecedentes de estudios paleomagnéticos.

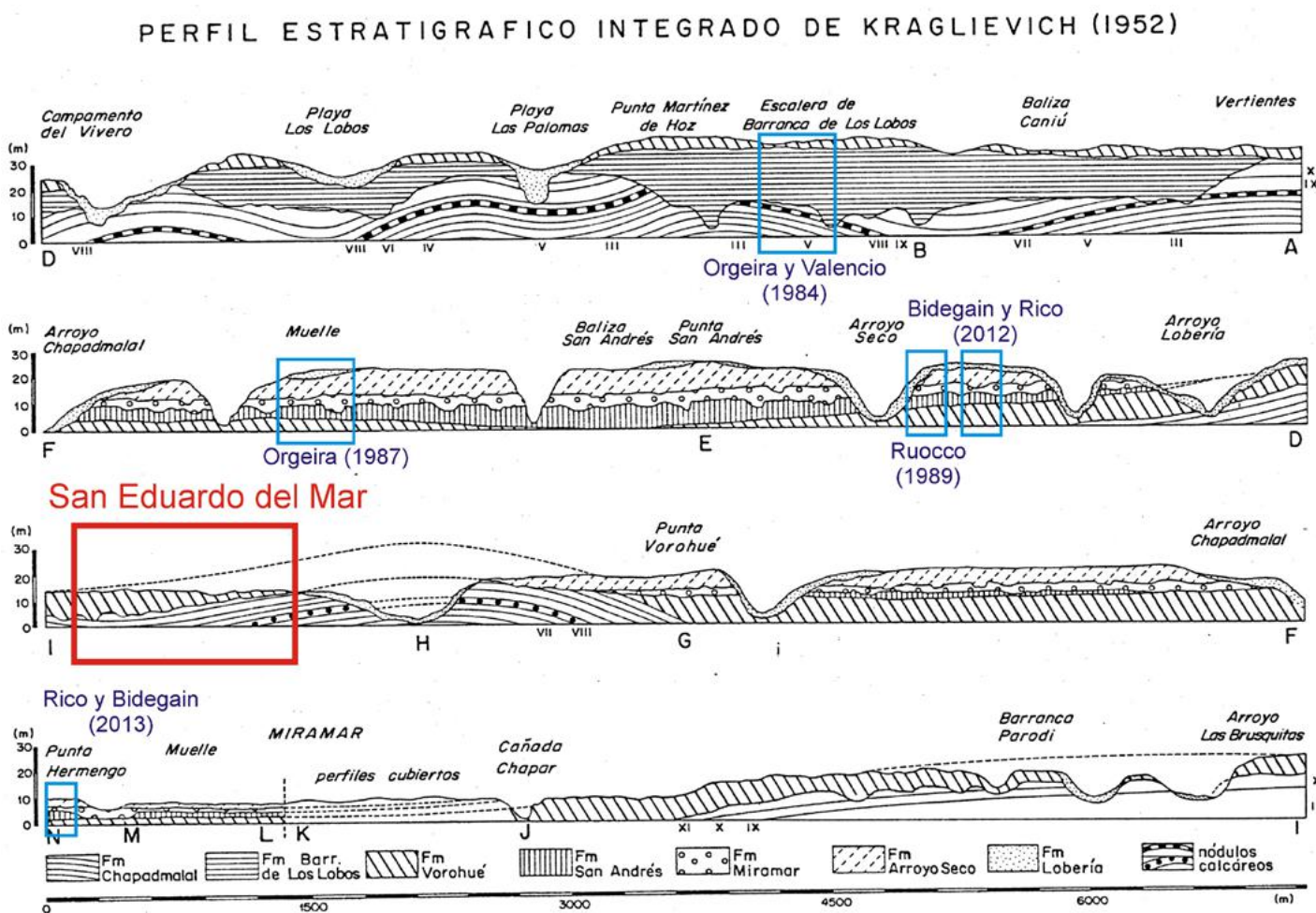


Figura 2. Perfil estratigráfico integrado de Kraglievich (1952), tomado de Zárate (1989), y modificado parcialmente para indicar la ubicación del perfil de San Eduardo del Mar y de otros que presentan antecedentes de estudios paleomagnéticos.

ambiental sobre el loess de Argentina, corresponden a Bidegain et al. (1995, 1996), Orgeira et al. (1998a y b), Nabel y Morrás (1996), Vásquez et al. (1998), Nabel et al. (2000). Estos trabajos constituyeron el puntapié inicial de posteriores investigaciones en la región pampeana, que permitieron determinar la existencia de distintos comportamientos magnéticos en suelos y paleosuelos de la zona, considerando la variación de los parámetros magnéticos desde el material parental hacia los horizontes del solum. La disminución de la susceptibilidad magnética (χ) en horizontes Bt y niveles gris verdosos, ha sido consignada en numerosos trabajos sobre sucesiones de loess / paleosuelos y suelos actuales de la provincia de Buenos Aires (Bidegain et al. 1995, 2001, 2005, Orgeira et al. 1998a y b, 2001, 2002, 2008, Vásquez et al. 1998, Nabel et al. 1999, Bidegain y Rico 2004, Bartel et al. 2005, Orgeira y Compagnucci 2006, Rouzaut et al. 2012, Bidegain y Jurado 2013, Gomez Samus et al. 2016, 2017). Maher (1986, 1998), indicó que en suelos ácidos, podsoles o mal drenados, tiene lugar la disolución de los minerales ferrimagnéticos como la magnetita, lo cual genera la disminución de la susceptibilidad magnética, indicada como “agotamiento magnético”. Basándose en estas interpretaciones, dicho comportamiento magnético ha sido atribuido a la alteración de las titanomagnetitas contenidas en el loess pampeano bajo condiciones de extrema humedad (Bidegain et al. 2001), o bien, favorecida por la presencia de ácidos húmicos y/o por la disolución del vidrio volcánico (Orgeira et al. 2001, 2002); esto último, fundamentado en la inestabilidad química de la magnetita en ambientes con pH ácido (Faure 1998, en Orgeira et al. 2002). Por otro lado, el incremento de la susceptibilidad (χ) en los horizontes superiores del suelo (“mejora magnética”), ya sea en horizontes A, Bw y Bt, ha sido asociado a la autigénesis de granos de magnetita SP y DS en suelos bien drenados y sometidos a cambios de humedad y sequía intermitentes (Maher 1998). En la región pampeana, este fenómeno ha sido citado en suelos actuales (Orgeira et al. 2002, 2008, Orgeira y Compagnucci 2006, Bartel 2009, Bartel et al. 2011) y en menor medida en algunos horizontes Bt de paleosuelos del centro de la provincia de Buenos Aires (Gómez Samus 2016, Gómez Samus et al. 2016, 2017). Por otro lado, cabe destacar que también se ha indicado la génesis de granos superparamagnéticos (SP) y dominio simple (DS), en suelos con evidencia de agotamiento magnético por disolución de la magnetita, aunque ambos procesos no habrían sido simultáneos (Orgeira et al. 2002, Gómez Samus 2016). De acuerdo a Gómez Samus et al. (2016), la ocurrencia de estos distintos comportamientos magnéticos en la región pam-

peana, es determinada por el tiempo de permanencia de agua en el suelo, el cual es función del clima, el relieve y las características hidráulicas del material. Sin embargo, otros estudios señalan que la variación de la susceptibilidad magnética también puede responder a cambios en la fuente de aporte, la tasa de sedimentación y el tamaño de grano de los minerales magnéticos detríticos, pudiendo reflejar cambios pasados en la velocidad, dirección y aridez del viento (Maher 1998). En la provincia de Buenos Aires, la mayor parte de las investigaciones realizadas mediante técnicas de magnetismo ambiental se concentran en el norte y centro de la misma; en la zona sur, el número de trabajos que abordan el estudio de los depósitos cenozoicos a través de esta disciplina es menor (Bidegain et al. 2005, Bidegain y Rico 2012, Rico y Bidegain 2013), por lo tanto, el estudio de los acantilados de San Eduardo del Mar, contribuirá a ampliar el conocimiento de la geología del Cenozoico tardío de la región.

MARCO GEOLÓGICO

Los acantilados de San Eduardo del Mar se emplazan dentro de la unidad morfoestructural denominada Positivo Bonaerense (Yrigoyen 1975), particularmente en la parte distal del piedemonte de las Sierras de Tandilia, sobre el ámbito costero de la llanura interserrana bonaerense (Rolleri 1975, Fryklund et al. 1996). Estos acantilados presentan espesores variables, aunque generalmente no superan los 15 m. Sobre los mismos yacen depósitos de arena eólica que conforman médanos parcialmente cubiertos por pastizales.

Se trata de sucesiones sedimentarias predominantemente continentales, con presencia de paleosuelos y contenido fósil (Ameghino 1908, Teruggi et al. 1974, Cione y Toni 1995a y b, Tonni et al. 1996). En el tramo comprendido entre Mar del Plata y Chapadmalal predominan los depósitos dominados por la fracción arena muy fina, con una mineralogía homogénea de procedencia Andina (Teruggi 1957, González Bonorino 1965, Zárate 2003, Zárate y Blassi 1991). Las primeras propuestas estratigráficas se basaron en el contenido fósil (Ameghino, 1908) y en la litología (Frenguelli 1921, Kraglievich 1952), siendo la de Kraglievich, la más utilizada por la comunidad científica. Luego, debido a la falta de un criterio sistemático para diferenciar unidades (Beilinson 2011) y a la homogeneidad textural que presentan estos sedimentos (Teruggi et al. 1957), se propuso un nuevo criterio para el análisis estratigráfico de estas sucesiones sedimentarias, basado en la diferenciación de discontinuidades relacionadas con la presencia

de discordancias erosivas (paleocauces), y paleosuperficies vinculadas a paleosuelos y niveles carbonáticos (Teruggi et al. 1974, Zárate 1989). De esta manera surgió la primera propuesta aloestratigráfica establecida por Zárate (1989) para el tramo comprendido entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal (al sur de Mar del Plata), sin embargo, dicha zona no incluye a los acantilados de San Eduardo del Mar. Para estos últimos, las unidades litoestratigráficas han sido indicadas por Kraglievich (1952), quien realizó un perfil estratigráfico integrado para un tramo de unos 30 km de costa, desde la localidad de Vertientes (al sur de Mar del Plata) hasta Punta Hermengo (Miramar), como se indica en la figura 2 tomada de Zárate (1989). Al analizar este perfil de un extremo a otro, podemos observar por un lado, una evidente disminución en la altura de los acantilados hacia el suroeste y por otro, notables variaciones en la estratigrafía, pues por ejemplo, mientras en el perfil de la Escalera de Barranca de Los Lobos, la unidad litoestratigráfica que lleva su nombre se encuentra muy bien representada, a partir del arroyo Lobería y hasta Punta Hermengo (pasando por San Eduardo del Mar) esta no se registra. En tal sentido, tomando de referencia este perfil integrado, las barrancas de San Eduardo del Mar ubicadas entre las letras H e I, estarían constituidas por las Formaciones Chapadmalal y Vorohué en el sentido de Kraglievich (1952) o por las aloformaciones Playa Los Lobos y almiembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés en el sentido de Zárate (1989). Para la misma zona, Isla et al. (2015), indican que la Formación Chapadmalal culmina con un nivel de tosca muy extendido, sobre el cual se depositaron los sedimentos fluviales de la Formación Vorohué; pues en San Eduardo del Mar, la Formación Barranca de Los Lobos estaría ausente.

METODOLOGÍA Y TÉCNICAS UTILIZADAS

La metodología de trabajo comprendió el levantamiento geológico de la sucesión sedimentaria, extracción de muestras totales y cúbicas orientadas, y análisis de laboratorio. Las unidades sedimentarias fueron diferenciadas en base al reconocimiento de discontinuidades; cada una de ellas fue descrita en el campo en base a su color, textura al tacto, estructuras, espesor, rasgos pedológicos, presencia de trazas y/o restos fósiles. Las muestras totales de aproximadamente 1 kg, se extrajeron mediante el uso de piqueta y pala, para análisis granulométricos y medición de algunos parámetros magnéticos. Las muestras cúbicas, utilizadas para análisis paleomagnéticos y medición de otros parámetros magnéticos, se extrajeron cada 5 y 30 cm de separación, con un

muestreador de hidrobronce de sección cuadrada, orientadas sistemáticamente con brújula geológica respecto al norte magnético, y niveladas en la horizontal con nivel de burbuja; luego el material fue colocado en porta-muestras cúbicos de 8 cm³ y fijado con adhesivo vinílico.

La granulometría fue determinada utilizando el método de Smith (1985) indicado en Walden et al. (1999); de esta manera se obtuvieron los porcentajes de las fracciones arena (> 62 µm), limo mediano a grueso (15.6 a 62 µm) y limo fino-arcilla (< 15.6 µm).

El análisis paleomagnético comprendió la medición de las componentes del magnetismo remanente natural (MRN) y determinación de su componente primaria o magnetismo remanente característico (MRC). Esto se realizó mediante la utilización de un magnetómetro rotativo de puerta de flujo Minispin y un desmagnetizador por campos magnéticos alternos (AF), ambos marca Molspin. Para la obtención del MRC, las muestras fueron sometidas a un proceso de desmagnetización que consistió en la aplicación de campos magnéticos alternos, desde 2.5 mT (millesla) y hasta un máximo de 100 mT, a intervalos de 2.5, 5 y 10 mT; esto se realizó a los fines de eliminar las componentes de magnetización secundarias y poder determinar la componente característica. Mediante el uso del software SUPER-IAPD-2000 (Torsvik et al. 2000), los datos fueron representados en redes estereográficas, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización. En las primeras se representaron los valores de declinación (D) e inclinación (I) del magnetismo remanente. En los diagramas de Zijderveld se representó la variación de estas componentes (D e I) en función de la intensidad del magnetismo remanente (J), con el fin de visualizar la/s componente/s de magnetización, y determinar a partir del método de Kirschvink (1980), el magnetismo remanente característico (MRC) y el ángulo de desviación media (MDA en inglés) para cada muestra. En diagramas cartesianos, se graficó el comportamiento de J en función del campo magnético aplicado (H); esto es a los fines de obtener información sobre la estabilidad de las muestras y para determinar el campo destructivo medio (CDM) del MRN (campo magnético necesario para que la intensidad del MRN disminuya al 50% de su valor inicial) a partir del cual es posible estimar la coercitividad de los portadores de la remanencia y su mineralogía. Para cada unidad sedimentaria se determinaron los valores medios de declinación e inclinación del MRC, el parámetro de confianza α -95 y el parámetro de precisión k, de acuerdo a Fisher (1953).

Mediante un susceptibilímetro MS2 Bartington Instruments Ltd., con sensor de laboratorio MS2B, se midió la susceptibilidad magnética (χ) a dos frecuencias (470 Hz y 4700 Hz) so-

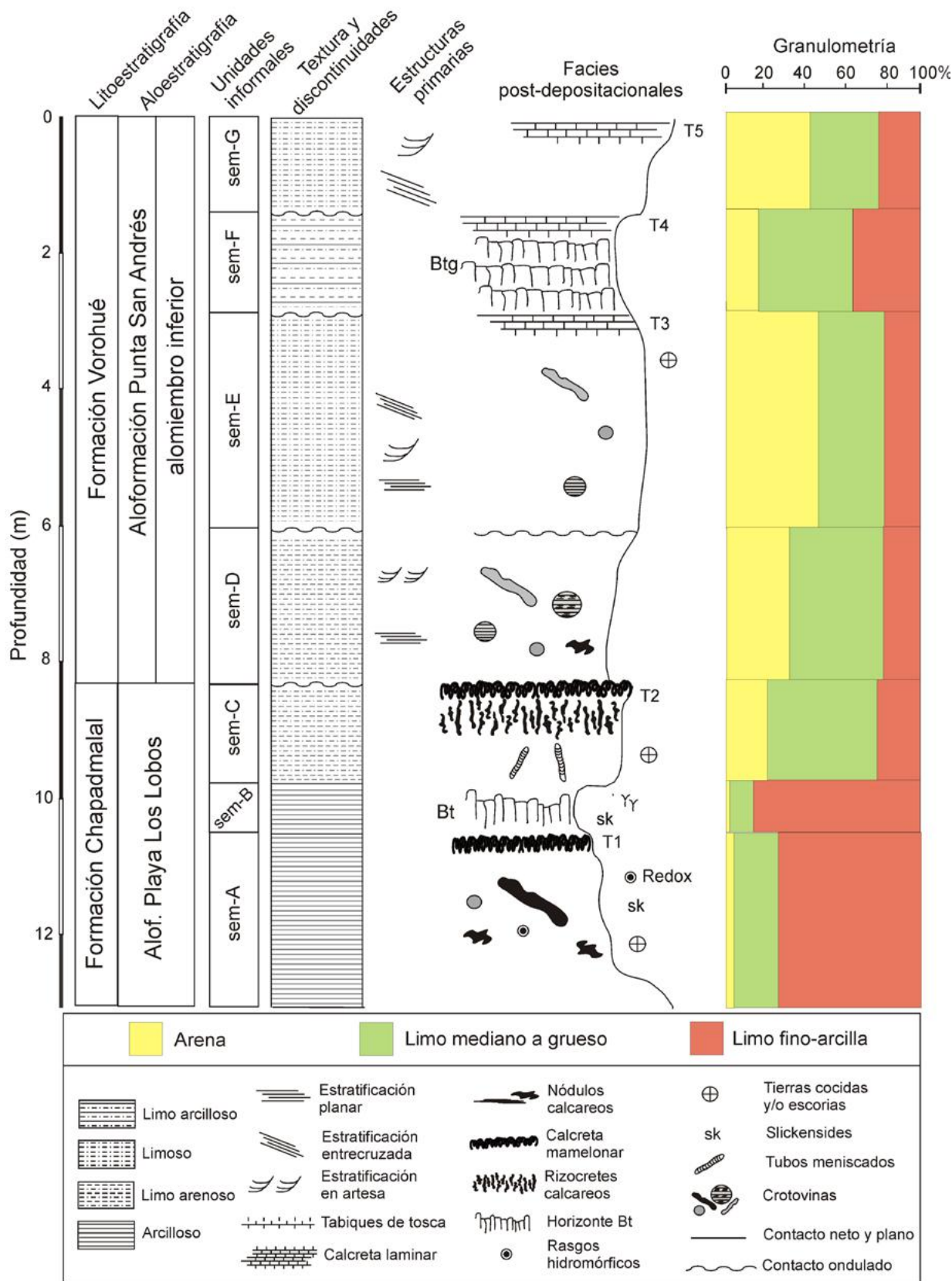


Figura 3. Perfil geológico de San Eduardo del Mar. De izquierda a derecha se indican: las unidades litoestratigráficas de acuerdo a Kraglievich (1952), las unidades aloestratigráficas de acuerdo a Zárate (1989), las unidades sedimentarias informales, las texturas y estructuras primarias de cada unidad, los rasgos post-depositacionales y la proporción de las fracciones arena, limo mediano a grueso y limo fino-arcilla.

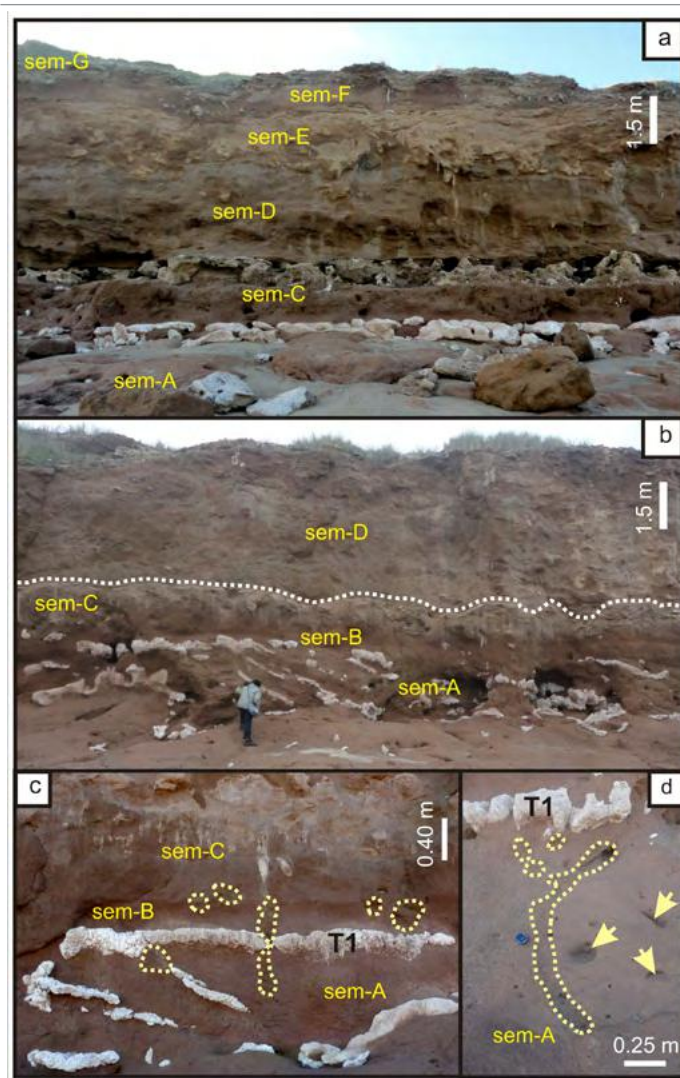


Figura 4. Mosaico fotográfico: a-b) distintos frentes del acantilado; c-d) crotovinas de roedores en las unidades sedimentarias de la base del acantilado.

bre muestras cúbicas. La susceptibilidad medida en baja frecuencia (χ_{bf}) se utilizó para estimar concentraciones relativas de minerales magnéticos. La susceptibilidad en baja y alta frecuencia, se midió con el fin de determinar la susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$), de utilidad para estimar la abundancia relativa de minerales superparamagnéticos (SP) de tamaños inferiores a $0.03 \mu\text{m}$. Este se calculó a partir de la ecuación: $\chi_{df\%} = (100 \times [\chi_{470\text{Hz}} - \chi_{4700\text{Hz}}] / \chi_{470\text{Hz}})$ (Sandgren y Snowball 2001, Evans y Heller 2003) y las cantidades fueron estimadas teniendo en cuenta los límites establecidos por Bartington Instruments Ltd (1994); es decir, valores de $\chi_{df\%} < 2\%$, indican escaso o nulo contenido de granos SP, valores entre 2% y 10% indican presencia de granos SP mezclados con otros no SP de mayor tamaño, y entre 10% y 14% , predominio de granos SP ($> 75\%$).

También se midió el magnetismo remanente anhístico (MRA) y se determinó la susceptibilidad anhística (χ_{mra}). Para ello se utilizó un desmagnetizador AF, acoplado a un dispositivo pARM y un magnetómetro rotativo Minispin. Este parámetro fue medido a 10 , 60 y $90 \mu\text{T}$, en presencia de un campo magnético alterno decreciente desde 100 a 0 mT , con una tasa de decrecimiento de $17 \mu\text{T}$ por ciclo. El valor del MRA corresponde al determinado a $90 \mu\text{T}$ (71.62 A/m), y la χ_{mra} corresponde al valor de la pendiente de la recta conformada por las tres mediciones indicadas. Estos parámetros fueron utilizados para detectar la presencia de granos ferromagnéticos de tamaños dominio simple (DS) y del límite SP-DS (Thompson y Oldfield 1986, Maher 1986, y Verosub y Roberts 1995). A fin de eliminar el efecto producido por su concentración, se determinó la relación χ_{mra}/χ_{bf} (Evans y Heller 2003).

Con un magnetómetro de muestra vibrante Lakeshore 7404 se obtuvieron las curvas de adquisición del magnetismo remanente isotermal (MRI), las curvas de campo inverso (*backfield*) y los ciclos de histéresis. En estos casos, se midieron muestras de polvo fino (no cúbicas) obtenidas a partir de la molienda del sedimento con un mortero de ágata; estas fueron elegidas estratégicamente en función de su distinto grado de pedogénesis o por presentar alguna característica distintiva. Para la obtención de las curvas de adquisición magnética (MRI), las muestras fueron magnetizadas hasta 1800 mT para determinar el magnetismo remanente isotermal de saturación (MRIS), es decir, la máxima magnetización que puede alcanzar un mineral a un determinado campo aplicado. Esto se realizó con el objeto de determinar la especie ferromagnética dominante y su abundancia relativa (Thompson y Oldfield 1986), pues los minerales antiferromagnéticos como la hematita y la goethita alcanzan la saturación a campos más elevados ($\sim 4 \text{ T}$) que los ferrimagnéticos como magnetita, titanomagnetita y maghemita ($200\text{-}300 \text{ mT}$). Una vez alcanzada la saturación, las muestras fueron sometidas a un proceso de magnetización en sentido opuesto hasta 350 mT ("*Campo Inverso*") para determinar la coercitividad de la remanencia (B_{cr}) y el coeficiente S_{-300} . El parámetro B_{cr} , definido como el campo inverso necesario para obtener una $\text{MRI} = 0$, una vez que la muestra alcanzó su saturación, es utilizado para determinar la especie ferromagnética presente, pues cada mineral ferromagnético posee valores característicos de B_{cr} que permiten su diferenciación (Maher 1986, Thompson y Oldfield 1986, Roberts et al. 1995); así, los antiferromagnéticos como la hematita y la goethita presentan valores de B_{cr} mayores a 100 mT y los ferrimagnéticos como la magnetita y la maghemita, tienen valores de B_{cr} que se encuentran en el rango de las decenas de mT (Liu et al. 2012). El coeficiente S_{-300} , se define como el cociente entre el

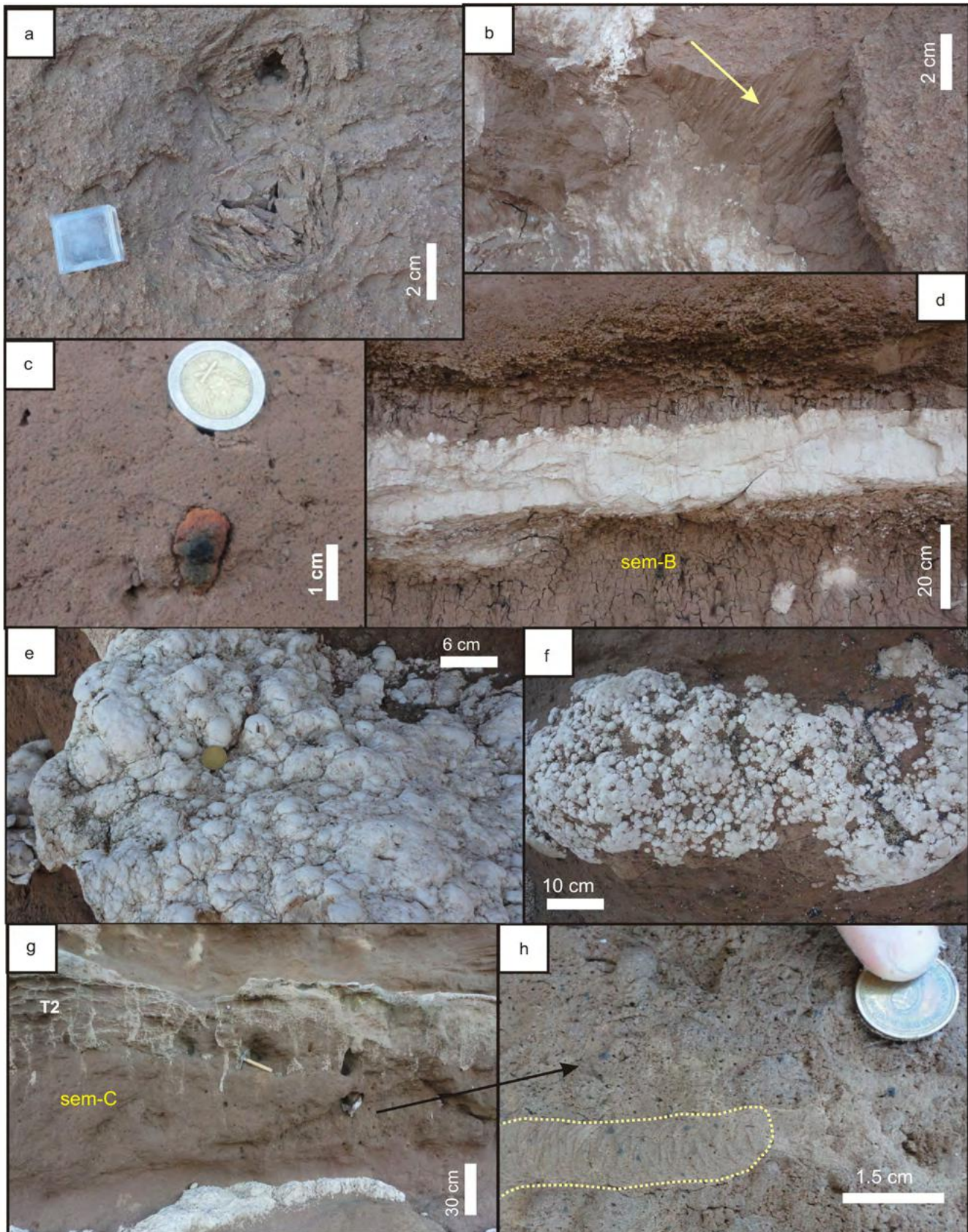


Figura 5. Mosaico fotográfico: a) cámaras de estibación de lombrices; b) *slickensides*; d) tierras cocidas; e) calcreta mamelonar; f) nódulos calcáreos; g) depósito de llanura de inundación intensamente bioturbado; h) tubo meniscado tipo *Taenidium* sp.

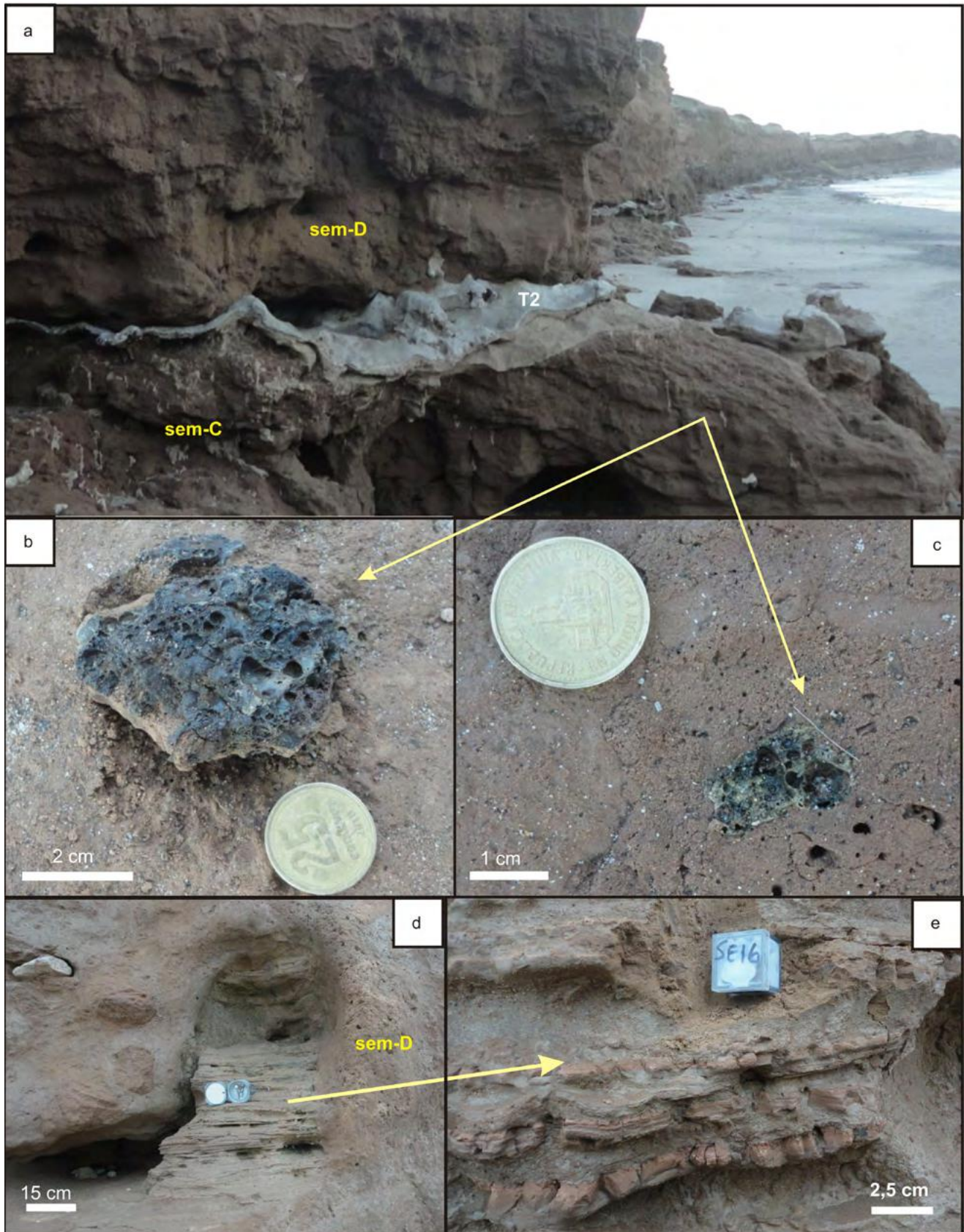


Figura 6. Mosaico fotográfico: a) sección media del perfil (planchuela de tosca ondulada en el tope de la Aloformación Playa Los Lobos); b-c) escorias; d-e) crotovinas con relleno bandeado (alternancia de capas arcillosas, carbonáticas y arenosas).

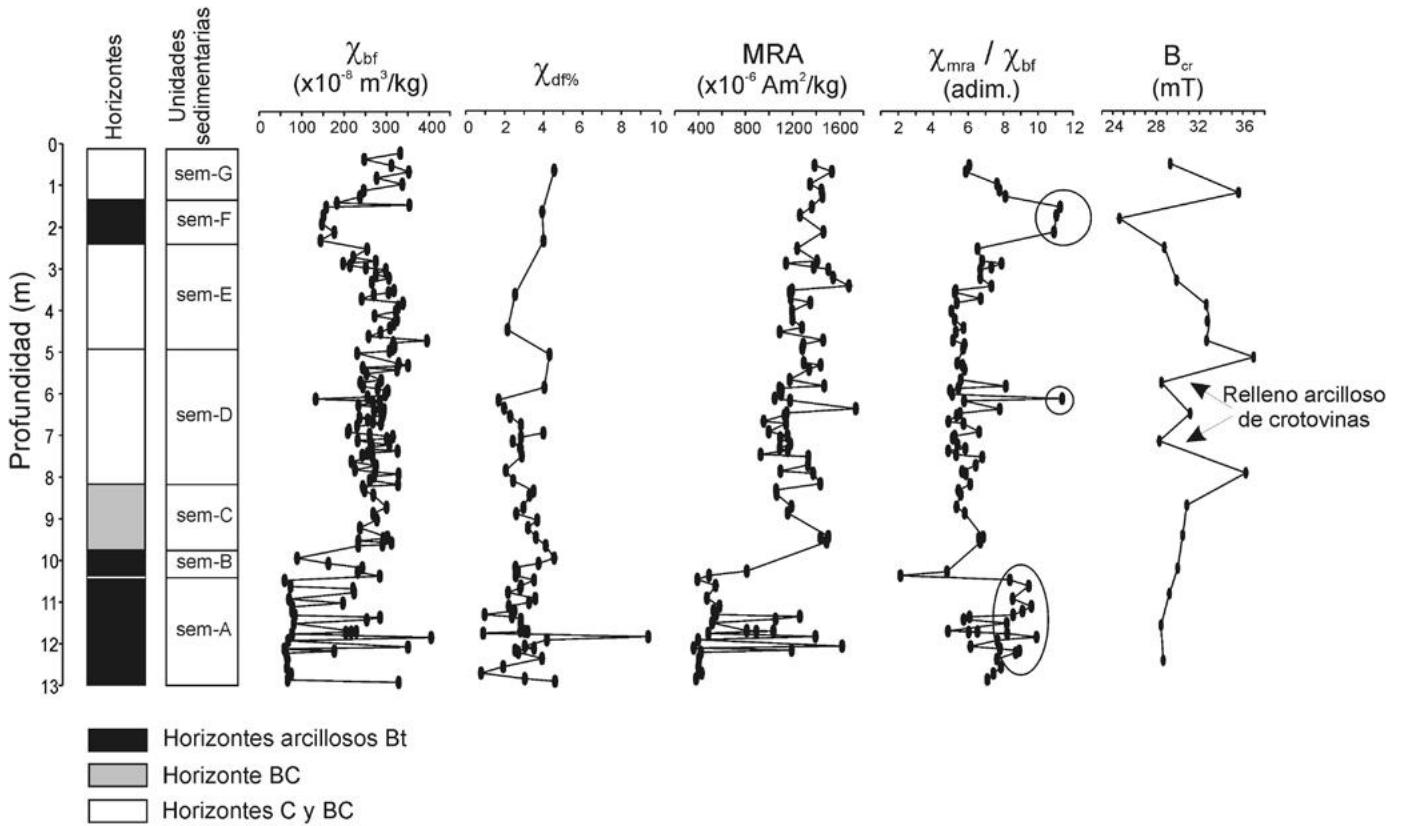


Figura 7. Parámetros magnéticos en función de la profundidad. De izquierda a derecha: susceptibilidad magnética (χ_{bf}), susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$), magnetismo remanente anhístico (MRA), relación entre la susceptibilidad anhística y la susceptibilidad magnética (χ_{mra}/χ_{bf}), y coercitividad de la remanencia (B_{cr}).

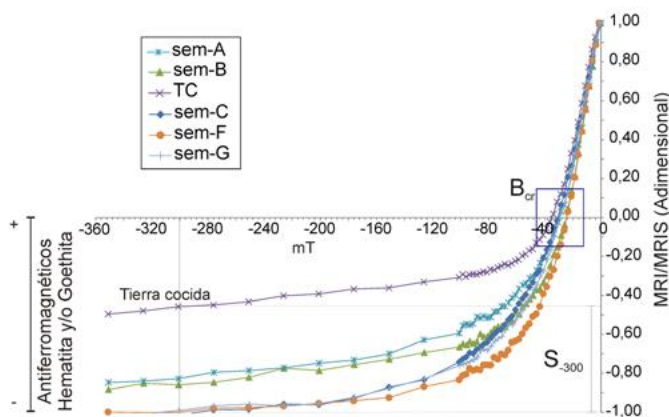


Figura 8. Curvas de Campo Inverso obtenidas para la determinación de la coercitividad de la remanencia (B_{cr}) y el coeficiente S_{-300} .

MRI para un campo inverso de 300 mT (MRI_{-300}) y el MRIS; es decir, $S_{-300} = MRI_{-300}/MRIS$ (King y Channell 1991, en Liu et al. 2012). Este parámetro se utilizó para estimar la abundancia relativa de minerales antiferromagnéticos (hematita y/o goethita) respecto a los ferrimagnéticos (magnetita, maghemita); si el coeficiente S_{-300} tiende a 1, se interpreta que domina la fracción ferrimagnética, mientras que su disminución indica un aumento relativo de la fracción antiferromagnética.

Los ciclos de histéresis, permitieron determinar los parámetros M_s , M_{rs} , H_c y H_{cr} , que son útiles para estimar el tamaño de grano y el estado de dominio de las partículas de magnetita (Day et al. 1977, Dunlop 2002); para ello, las relaciones H_{cr}/H_c y M_{rs}/M_s fueron graficadas en el diagrama de Day-Dunlop (2002). Otros diagramas también fueron utilizados para obtener información acerca del tamaño de grano magnético y las especies magnéticas presentes; estos son: el diagrama de King et al. (1982) y el diagrama de Peters y Dekkers (2003), respectivamente.

PERFIL GEOLÓGICO

Los acantilados de San Eduardo del Mar tienen entre 8 y 13 m de altura. Están compuestos por depósitos continentales, con desarrollo de paleosuelos que reflejan la ocurrencia de cambios geomorfológicos y climáticos (Retallack 2001). En la figura 3, se indica el perfil geológico y la granulometría, y en las figuras 4, 5 y 6, fotografías del mismo.

En la sucesión sedimentaria se reconocen depósitos palustres, de planicie de inundación y de relleno de canal; tam-

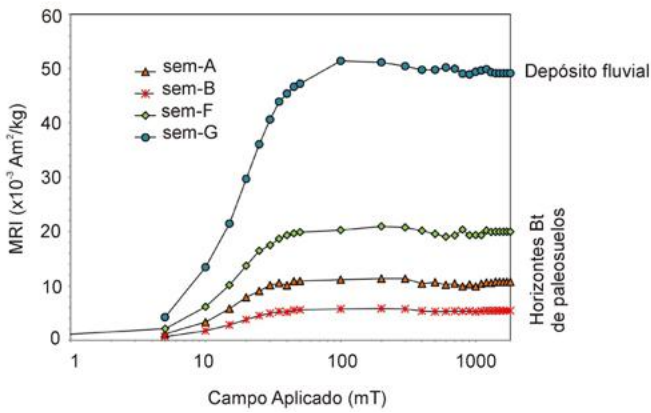


Figura 9. Curvas de Adquisición del Magnetismo Remanente Isotermal (MRI) correspondientes a muestras con distinto grado de pedogénesis.

bién se observan acumulaciones carbonáticas de distintas morfologías, paleosuelos, abundantes crotovinas y trazas de invertebrados. También es frecuente la presencia de tierras cocidas y escorias (vidrios de impacto) en diferentes niveles

de la sucesión sedimentaria; las primeras corresponden a fragmentos de color rojo intenso, con cierta porosidad, similares a pedazos de ladrillo, y las segundas, son de aspecto vítreo y con vesículas, semejantes a basaltos. La primera mención acerca de la existencia de estos materiales en las barrancas de Chapadmalal, corresponde a Heusser y Claraz (1865). Su origen ha sido discutido por numerosos investigadores (Zárate y Podgorny 2011), sin embargo, la propuesta más aceptada en la actualidad indica un origen vinculado con procesos de impacto de asteroides (Schultz et al. 1998, 2004). Estas escorias han sido descritas en depósitos de distintas edades (Miocenos, Pliocenos y Pleistocenos), sin embargo, no todas constituyen niveles primarios. Zárate (1989) indica que las escorias que se encuentran contenidas en depósitos con edades que abarcan desde el Plioceno Tardío hasta el Pleistoceno Tardío inclusive, son portadoras de fragmentos retrabajados por la acción de corrientes de agua o de la fauna. El alto grado de redondez que presentan las escorias de la sección media-superior del perfil estudiado,

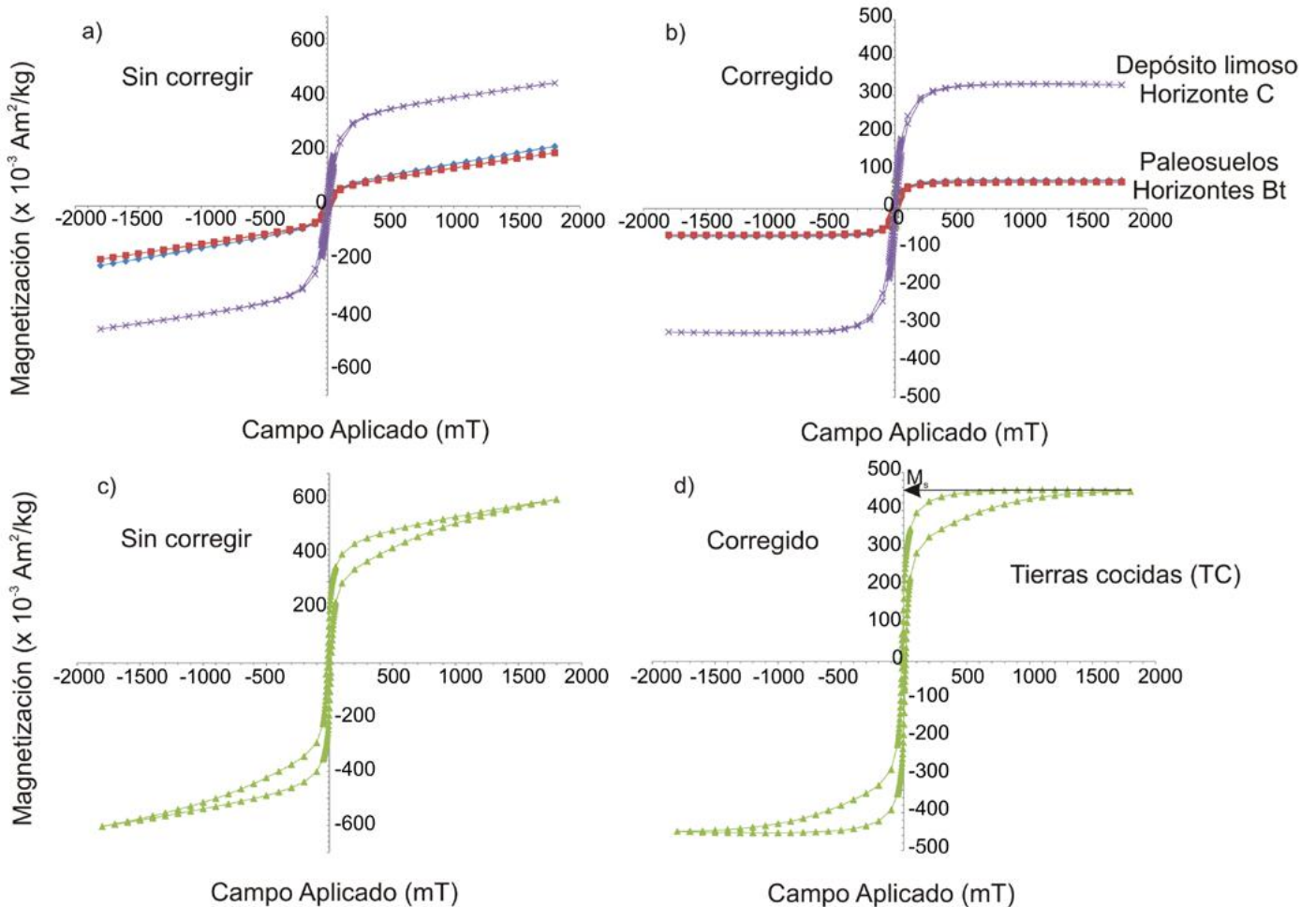


Figura 10. Ciclos de histéresis sin corregir y corregidos: a-b) horizontes Bt y C; c-d) tierras cocidas.

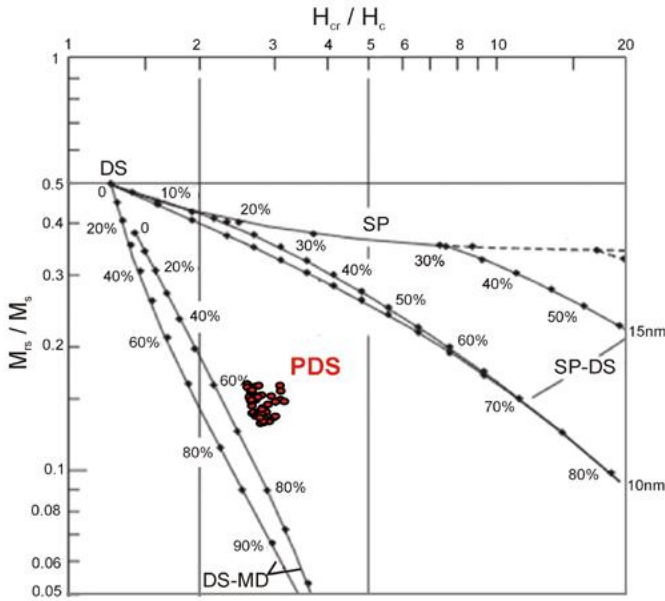


Figura 11. Tamaños de grano de la fracción ferrimagnética según el diagrama de Day-Dunlop (2002).

indica que se trataría de fragmentos retrabajados por agentes ácuos.

En las figuras 4a y b se indican fotografías de dos secciones del acantilado que permiten observar la posición de las unidades diferenciadas. Los depósitos que conforman la base del perfil (unidades sem-A, sem-B, sem-C), corresponden a la aloformación Playa de Los Lobos, y los restantes (unidades sem-D, sem-E, sem-F, sem-G), al alomembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés.

La unidad sem-A, tiene entre 2 y 3.5 m de espesor y su base no se observa en el tramo estudiado (Fig. 3); es un depósito arcilloso, de apariencia grumosa, coloración castaño rojiza, estructurado en prismas pequeños a lo largo de toda su extensión, sin estratificación. La granulometría determinada indica que está compuesto por 4 % de arena, 23 % de limo mediano-grueso y 73 % de limo fino-arcilla. Se registran crotovinas con restos de *Actenomys* sp., algunas rellenas por material arcilloso gris-verdoso y otras por calcretas de morfología mamelonar de gran dureza. La sección transversal de estas crotovinas es de geometría circular y tiene un diámetro promedio de 0.30 m; estas se proyectan en profundidad de manera vertical o en dirección oblicua, superando el metro de longitud (Fig. 4c y d). También se observan cámaras de estibación de lombrices rellenas por láminas arcillosas de disposición concéntrica (Fig. 5a), slickensides (Fig. 5b), pequeños nódulos concéntricos de óxidos de Fe-Mn y tierras cocidas; estas últimas se observan como pequeñas motas dispersas en el sedimento arcilloso y algunas llegan a tener ~1cm de diámetro (Fig. 5c). En el tope de la unidad sem-A se registra

un nivel de calcretas mamelonares de color blanco intenso (T1), que se proyecta lateralmente en el frente del acantilado, aunque con cierta discontinuidad (Fig. 4c, 5e-f).

La unidad sem-B es un horizonte Bt de paleosuelo con estructura prismática muy marcada y textura arcillosa (Fig. 5d); tiene unos 0.50 m de espesor y se observa como una hendidura en el frente del acantilado (perfil en media caña), interrumpido en su sección media por un nivel blanquecino de carbonato de calcio masivo. Los cutanes de iluviación de arcilla se encuentran muy bien preservados, al igual que los *slickensides*. El análisis granulométrico indica que este paleosuelo está compuesto por 2 % de arena, 12 % de limo mediano-grueso y 86 % de limo fino-arcilla.

La unidad sem-C, es un cuerpo de geometría tabular con base y techo plano, que tiene 1.50 m de espesor promedio (Fig. 5g). Se trata de un depósito de planicie de inundación, de textura limosa (22 % arena, 56 % limo mediano-grueso, 22 % limo fino-arcilla), que contiene abundantes trazas fósiles de invertebrados que evidencian una intensa actividad biológica; se reconocen principalmente tubos meniscados entrelazados tipo *Taenidium* sp., producto de la actividad de organismos

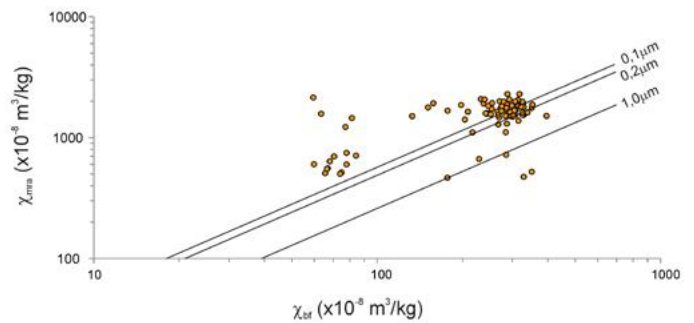


Figura 12. Tamaños de grano magnético de las muestras según el diagrama de King et al. (1982).

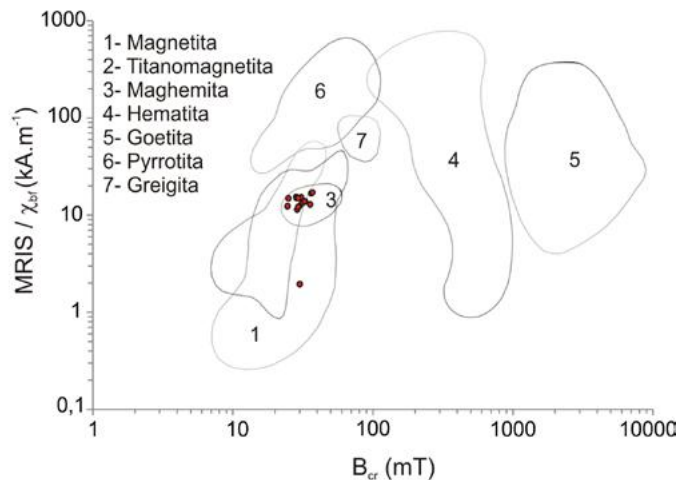


Figura 13. Especies ferromagnéticas presentes en las muestras según su ubicación en el diagrama de Peters y Dekkers (2003).

vermiformes como lombrices (Fig. 5h). También se constatan crotovinas y algunos restos óseos. Debido a la ausencia de estructuras primarias, de acuerdo a Taylor y Goldring (1993), el índice de bioturbación de este litosoma sería de 4 o 5 (alta a intensamente bioturbado). El tercio superior de esta unidad está afectado por una red carbonática que gradúa a una calcreta masiva hacia el tope (T2); ésta constituye una planchue-

Cuadro 1: Valores medios de declinación e inclinación del magnetismo remanente característico (MRC) obtenidos para las distintas zonas magnéticas de las unidades sedimentarias del perfil de San Eduardo del Mar. Se indican los parámetros $\alpha-95$, k y el número de muestras (n). Las letras N o R que acompañan al nombre de las unidades sedimentarias, indican su carácter normal o inverso (reverso en inglés), respectivamente.

Unidad sedimentaria	Magnetismo remanente característico				
	Declinación Media	Inclinación Media	$\alpha-95$	k	n
sem-A (N)	9.2°	-62°	8,8	13.3	22
sem-B (N)	356°	-60°	1.84	77	6
sem-C (N)	11°	-55°	1.29	109.1	9
sem-D (R1)	186°	48°	3.6	39.6	3
sem-D (N1)	2.5°	-40°	28	11.4	4
sem-D (R2)	161°	65°	11.2	7.4	26
sem-E (R)	160°	58°	7.4	18.5	22
sem-E (N)	35°	-69°	14.9	8.7	13
sem-F (N)	2.9°	-72°	4	36	7
sem-G (R)	213°	77°	1.4	95	2
sem-G (An)	184°	-63°	30.7	4.8	7

la ondulada de gran dureza y continuidad lateral, que define el límite superior de la Aloformación Playa Los Lobos (Fig. 6a). También se constatan restos de escoria de aspecto vítreo y vesicular dispersos erráticamente dentro del material (Fig. 6b, 6c). Por encima de T2, yacen los sedimentos del alomembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés.

Las unidades sem-D y sem-E están constituidas por una sucesión de depósitos fluviales de granulometría algo más gruesa que las unidades anteriores (limo-arenosa y areno-limosa respectivamente), en los cuales se reconocen estructuras primarias, como laminación paralela y estratificación entrecruzada. Los análisis granulométricos indican que la unidad sem-E está compuesta por 32 % de arena, 48 % de limo mediano-grueso y 20 % de limo fino-arcilla, y la unidad sem-D por 48 % de arena, 34 % de limo mediano-grueso, 18 % de limo fino-arcilla. También se encuentran atravesados por crotovinas, algunas de estas son pequeñas como las descritas anteriormente, otras son de mayor tamaño (0.50 y 0.80 m de diámetro), circulares u ovaladas; algunas se encuentran rellenas por un sedimento areno-limoso estratificado y otras por una sucesión alternante de finas capas carbonáticas, arcillosas y arenosas, que le confiere una estructura bandeada (Fig. 6d-e). El contacto entre las unidades sem-D y sem-E, es ondulado; esta última contiene impactitas con evidencias de retrabajamiento ácuico y en el tope presenta un nivel calcáreo de escaso espesor (T3) y discontinuo a lo largo del acantilado.

La unidad sem-F, tiene un espesor variable entre 1 y 1.8

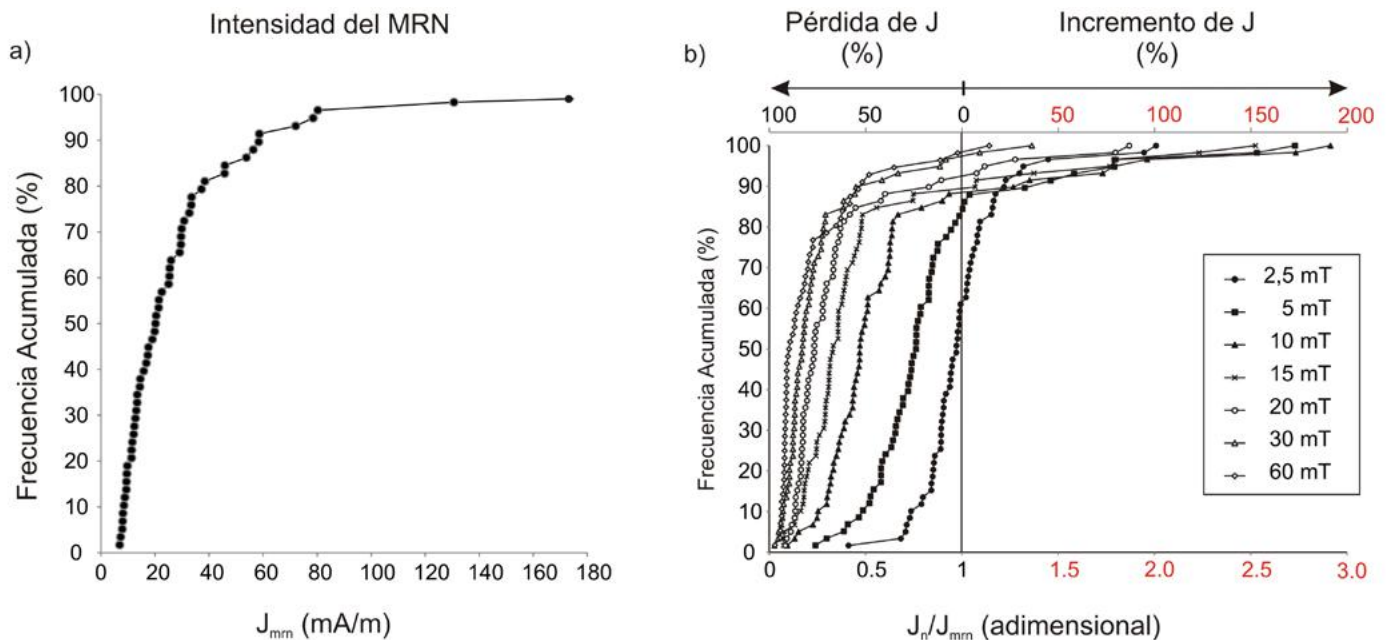


Figura 14. Magnetismo Remanente: a) distribución de frecuencia acumulada de la intensidad del magnetismo remanente natural (J_{rm}); b) distribución de frecuencias acumuladas de la relación J_r/J_{rm} obtenida entre 2,5 y 60 mT.

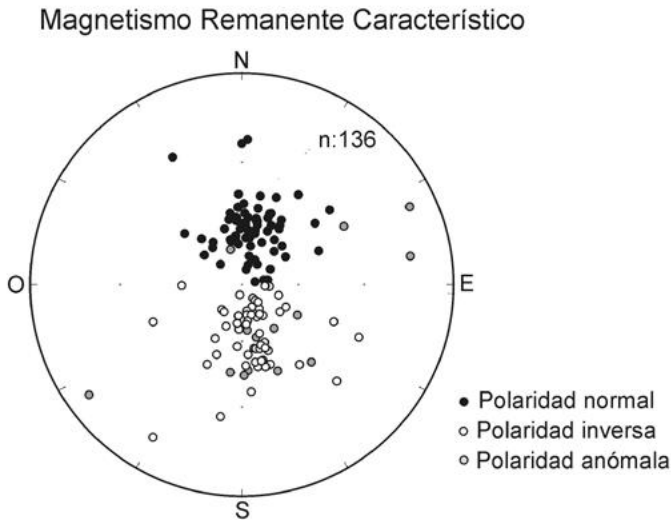


Figura 15. Proyección estereográfica de las direcciones del magnetismo remanente característico (MRC).

m. Es de textura limo-arcillosa (16 % arena, 49 % limo mediano-grueso, 35 % limo fino-arcilla), está constituida por horizontes Btg que conforman un paleosuelo complejo con estructura en bloques angulares y abundantes pátinas y dendritas de óxidos de Fe-Mn que se incrementan hacia el tope de la unidad, donde se desarrolla una calcreta laminar (T4).

El registro geológico de este acantilado, culmina con la unidad sem-G; un depósito areno-limoso (43 % arena, 36 % limo mediano-grueso, 21 % limo fino-arcilla), con estratificación oblicua, sobre el cual yace un nivel de tosca laminar dura (T5).

RESULTADOS

Parámetros magnéticos

En la figura 7 se indican las curvas de los parámetros magnéticos medidos en función de la profundidad; estos son: la susceptibilidad magnética medida en baja frecuencia (χ_{bf}), la susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$), el magnetismo remanente anhístico (MRA), la relación χ_{mra}/χ_{bf} y la coercitividad de la remanencia (B_{cr}). La susceptibilidad magnética (χ_{bf}) varía entre 60 y 400 x 10⁻⁸ m³/kg. Los paleosuelos arcillosos correspondientes a las unidades sem-A y sem-F, presentan los valores más bajos del perfil; menores a 80 x 10⁻⁸ m³/kg la primera y alrededor de 150 x 10⁻⁸ m³/kg la segunda. Los picos de incremento de χ_{bf} que se registran en sem-A y sem-B, corresponden al relleno de algunas crotovinas. En los depósitos fluviales y aluviales (unidades sem-C, sem-D, sem-E y sem-G) los valores de χ_{bf} son notablemente más elevados y varían entre 250 y 350 x 10⁻⁸ m³/kg; excep-

cionalmente algunas muestras presentan valores cercanos a 400 x 10⁻⁸ m³/kg.

El parámetro susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df\%}$) es en general inferior a 4 % y mayor a 2 %, por lo tanto, de acuerdo a los límites establecidos por Bartington Instruments Ltd (1994), se estima que estos depósitos contienen partículas superparamagnéticas (SP) mezcladas con otros granos no SP de mayor tamaño; el valor más alto (~10 %), que indica un predominio de granos SP, corresponde a una muestra aislada de tierras cocidas.

La curva del magnetismo remanente anhístico (MRA) presenta un comportamiento semejante al del parámetro χ_{bf} , excepto en el paleosuelo sem-F. En el sector basal, el MRA varía entre 360 y 580 x 10⁻⁶ Am²/kg y en el sector medio-superior, entre 1000 y 1550 x 10⁻⁶ Am²/kg. Por el contrario, la curva correspondiente a la relación χ_{mra}/χ_{bf} , presenta un comportamiento opuesto al de χ_{bf} a lo largo de toda la sucesión sedimentaria; donde χ_{bf} disminuye, la relación χ_{mra}/χ_{bf} se incrementa y viceversa. En las unidades de granulometría más gruesa (sem-C, sem-D, sem-E, sem-G), los valores de χ_{mra}/χ_{bf} varían entre 5 y 6,5, y en las unidades de granulometría más fina (sem-A y sem-F), este parámetro varía entre 8 y 11,5; por su parte, en el paleosuelo sem-B se obtienen tanto valores altos como bajos.

Los valores de B_{cr} varían entre 25 y 37 mT, lo cual indica un fuerte predominio de la señal ferrimagnética correspondiente a especies de baja coercitividad como magnetita y maghemita (Fig. 7). Los valores más bajos se obtienen en las unidades más arcillosas y pedogenizadas, como facies de pantano, horizontes Bt de paleosuelos y en rellenos macizos de crotovinas; los más elevados se obtienen en las unidades de textura más gruesa. Estos valores, al igual que el coeficiente S_{300} fueron obtenidos a partir de la aplicación de campos inversos (Fig. 8). Este último parámetro varía entre 0.82 y 0.99; si bien estos valores también evidencian un fuerte predominio de la señal ferrimagnética a lo largo del perfil, los valores más bajos indican un mayor aporte relativo de minerales antiferromagnéticos como hematita y goethita en las unidades arcillosas de la base del perfil (sem-A y sem-B). Asimismo, en la muestra de tierra cocida extraída de la unidad sem-A, el valor de este coeficiente indica un mayor volumen de hematita en su composición ($S_{300} = 0.43$).

El magnetismo remanente isothermal de saturación (MRIS) es más bajo en los horizontes Bt de paleosuelos (MRIS < 20 x 10⁻³ Am²/kg) que en los depósitos fluviales y aluviales menos pedogenizados (MRIS entre 40 y 50 x 10⁻³ Am²/kg). En la figura 9, se indican ejemplos de algunas curvas obtenidas; en estas puede observarse que las mismas alcanzan la sa-

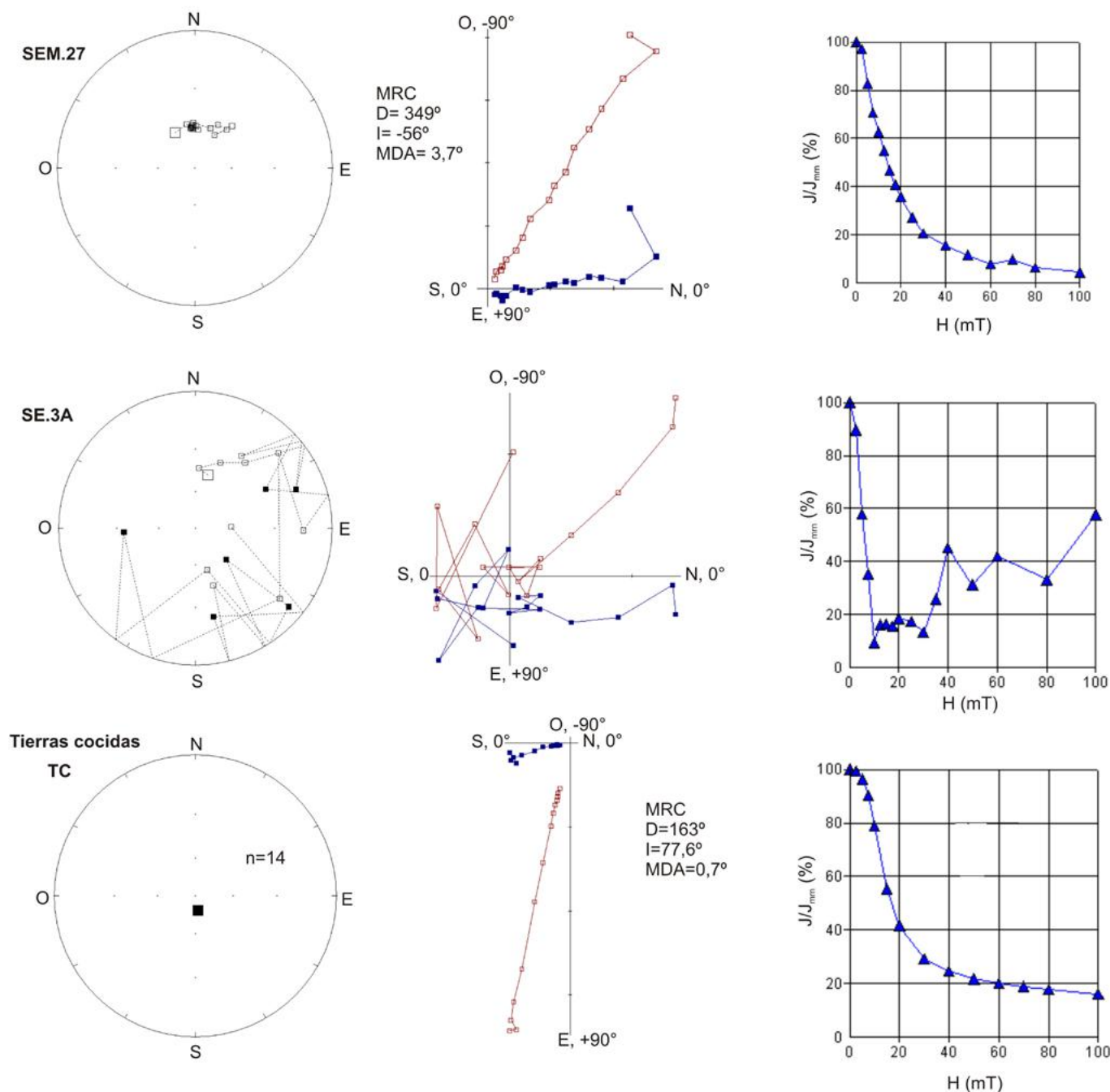


Figura 16. Representación gráfica del comportamiento de las muestras extraídas de la sección inferior del perfil (Aloformación Playa Los Lobos), frente a la aplicación de campos magnéticos alternos (AF).

turación alrededor de los 100 mT, lo que es característico de la presencia mayoritaria de minerales magnéticamente blandos (fáciles de magnetizar / desmagnetizar); las variaciones registradas por encima de 100 mT corresponden a un error proporcionado por el equipo Lakeshore 7404, sin embargo, no cabe duda que se trata de minerales ferrimagnéticos que saturan a campos bajos.

En la figura 10, se indican a modo de ejemplo, los ciclos de

histéresis sin corregir y corregidos, correspondientes a muestras extraídas de unidades sedimentarias con distinto grado de pedogénesis y a una muestra de tierras cocidas (TC). La forma angosta de los ciclos de histéresis correspondientes a horizontes C y Bt (Figs. 10a y b), indica la presencia de minerales magnéticos dominio pseudosimple (DPS) (Dunlop y Özdemir, 1997) y de baja coercitividad o magnéticamente "blandos" (Dunlop 2002, Walther et al. 2004). Por otro lado,

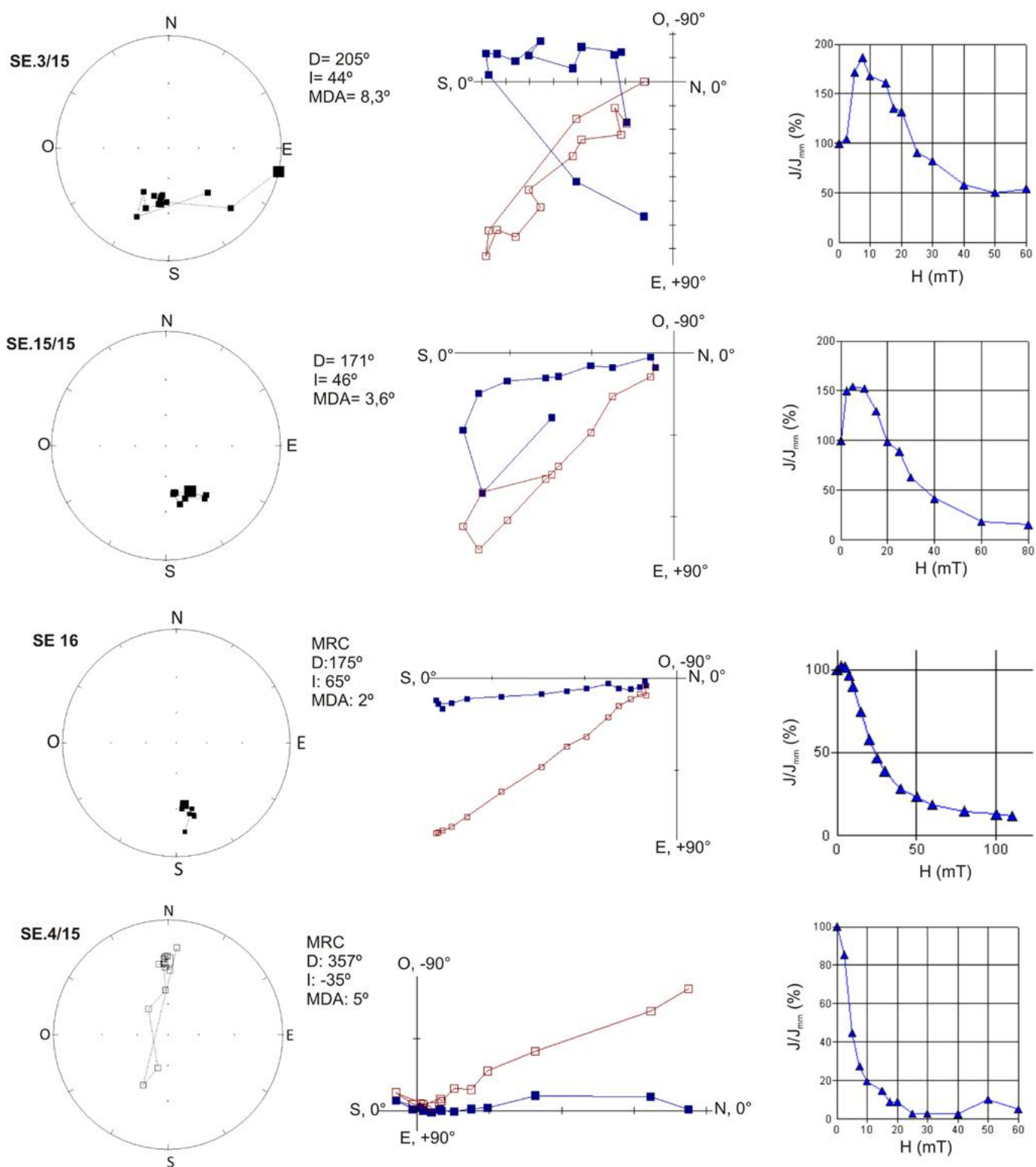


Figura 17. Representación gráfica del comportamiento de las muestras extraídas de la sección media del perfil (alomiembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés), frente a la aplicación de campos magnéticos alternos (AF).

la muestra de tierras cocidas proporcionó un ciclo de histéresis con forma de “cinturón de avispa” (*wasp-waisted*), que de acuerdo a Roberts et al. (1995), indicaría una distribución bimodal de coercitvidades, dada por la coexistencia de mine-

rales de baja y alta coercitvidad (Fig. 10c y 10d). Por su parte, la contribución paramagnética ($\chi_{high\ field}$) parece ser semejante a lo largo del perfil; así lo indican las similares pendientes de los ciclos de histéresis sin corregir (Fig. 10a y c). Los valores

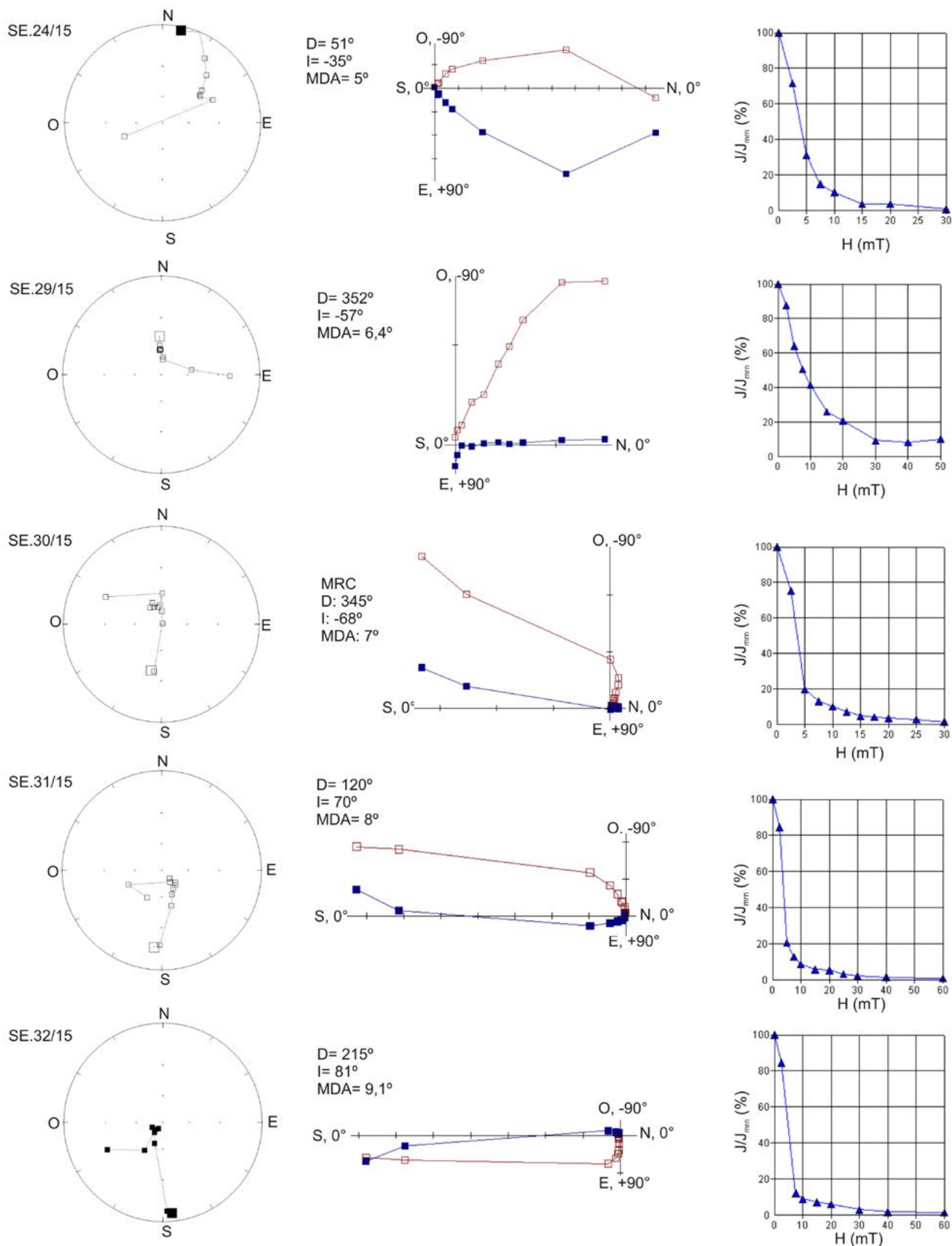


Figura 18. Representación gráfica del comportamiento de las muestras extraídas de la sección superior del perfil (alomiembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés), frente a la aplicación de campos magnéticos alternos (AF).

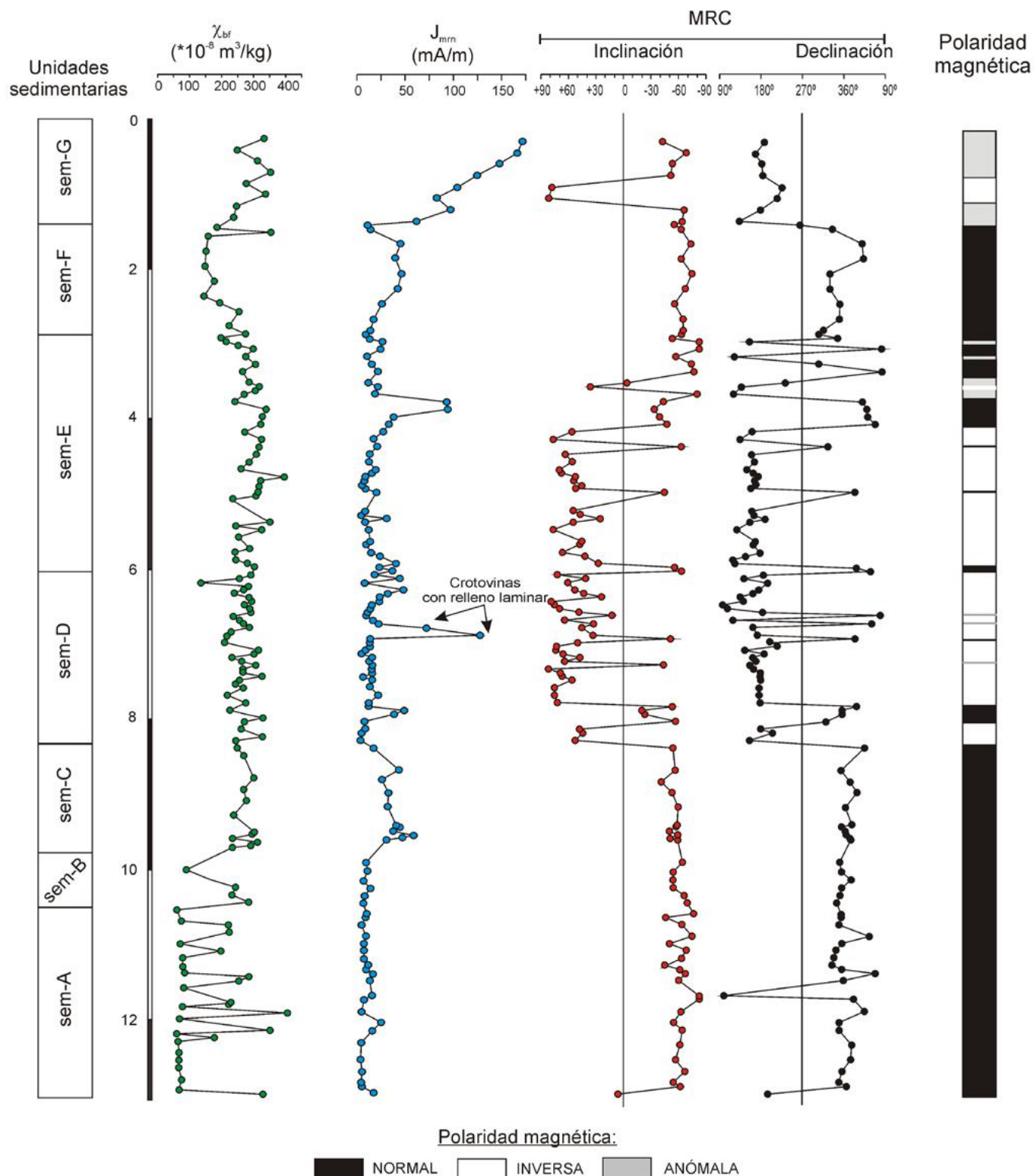


Figura 19. Perfil paleomagnético de San Eduardo del Mar. De izquierda a derecha: curvas de susceptibilidad magnética (χ_{bf}), de intensidad del magnetismo remanente natural (J_{mrn}), de declinación (D) e inclinación (I) del magnetismo remanente característico (MRC) y columna de polaridad magnética.

de magnetización denotan variaciones en el contenido relativo de minerales ferrimagnéticos; en los paleosuelos arcillosos se obtuvieron los valores de M_s más bajos (80 y $70 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, respectivamente), y en los depósitos limosos menos pe-

dogenizados y en la muestra TC, los valores más altos ($M_s = 330$ y $450 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$, respectivamente). En la figura 11 se indican las relaciones M_{rs}/M_s y H_c/H_c graficadas en el diagrama de Day-Dunlop (2002); la ubicación de las muestras

también indica un predominio de partículas ferrimagnéticas pseudo dominio simple (PSD), es decir, granos ferrimagnéticos compuestos por pocos dominios, que se comportan como granos MD, pero exhiben muchas de las propiedades típicas de las partículas dominio simple (DS) (Stacey 1963). Por otro lado, las muestras graficadas en el diagrama de King et al. (1982), indican un predominio de granos magnéticos inferiores a $0.2 \mu\text{m}$, pues su mayoría caen por encima de las curvas de calibración establecidas para granos de magnetitas de 0.2 y $0.1 \mu\text{m}$; sólo una pequeña población de muestras cae por debajo de la curva de $0.2 \mu\text{m}$ (tamaños mayores a 0.2 y $1 \mu\text{m}$) (Fig. 12). Por otro lado, los parámetros $\text{MRIS}/\chi_{\text{br}}$ y B_{cr} graficados en el diagrama de Peters y Dekkers (2003), indican que la composición de estos minerales ferromagnéticos corresponden a magnetita-titanomagnetita-maghemita (Fig. 13).

Paleomagnetismo

Las mediciones paleomagnéticas realizadas en el perfil de San Eduardo del Mar, permitieron determinar la polaridad magnética de las unidades sedimentarias mediante la determinación del magnetismo remanente característico (MRC). En la figura 14a se indica la distribución de frecuencias de los valores de intensidad del MRN (J_{mrn}); estos varían entre 4 y 175 mA/m , aunque la mayoría de las muestras tienen intensidades inferiores a 45 mA/m . Se interpreta que las oscilaciones registradas en profundidad son producto de la variación en la concentración de ferrimagnéticos, pues la curva de J_{mrn} sigue un comportamiento semejante al de χ_{br} (Fig. 19). En la figura 14b se indican las curvas de frecuencia acumulada que representan el comportamiento de la intensidad de las muestras, frente a la aplicación de campos magnéticos alternos (AF). Estas permiten observar que en los primeros pasos del proceso de desmagnetización, el 60% de las muestras evidenció pérdida de intensidad del magnetismo remanente, siendo esta muy notable entre 5 y 15 mT ($J/J_{\text{mrn}} > 0.5$), y el 40% de las muestras restantes mostró incremento de J . En la figura 15, se indica la proyección estereográfica del MRC de las muestras analizadas, la cual denota la presencia de sedimentos de distinta polaridad magnética. En las figuras 16, 17 y 18, se indica mediante estereogramas, diagramas de Zijdeveld y curvas de caída de intensidad, ejemplos del comportamiento de estas muestras frente al proceso de desmagnetización AF, mientras que en la figura 19, se indica de izquierda a derecha, el perfil de susceptibilidad, de intensidad del MRN, de inclinación y declinación del MRC, y la columna de magnetopolaridad. Las muestras extraídas de los depósitos de la Aloformación Playa Los Lobos, inclusive las correspondientes al relleno macizo de crotovinas asignadas a roedores, propor-

cionaron direcciones de magnetización remanente que permitieron definir la presencia de una magnetozona de polaridad normal de 4 m de espesor; sólo en la sección más profunda del perfil se obtuvo una muestra de polaridad oblicua-inversa, que podría estar indicando una transición de polaridad (Fig. 19). Las muestras de esta magnetozona normal, presentan un comportamiento casi univectorial, con una componente secundaria de muy baja coercitividad, y una magnetización característica con un campo destructivo medio (CDM) de 10 y 12.5 mT (Fig. 16, muestra SEM.27). En general, en estas unidades las direcciones del magnetismo remanente se mantienen estables hasta los 30 mT , excepto en las muestras de las crotovinas con relleno macizo, donde a partir de 10 mT se registra pérdida de remanencia (ver la dispersión de los valores de D e I a partir de dicho campo; Fig. 16, muestra SE.3A). En la muestra de tierras cocidas (TC), los resultados indican la coexistencia de dos fases magnéticas portadoras de remanencia: una blanda, característica de magnetita (definida por la significativa caída de J entre 2.5 y 30 mT) y otra dura, característica de hematita (definida entre 40 y 100 mT), donde la muestra conserva una intensidad remanente del 20% (Fig. 16, muestra TC). En esta muestra, las direcciones de magnetización remanente se mantuvieron estables desde 2.5 a 100 mT (obsérvese que en el estereograma todas las direcciones proyectadas caen en la misma ubicación), el CDM se alcanzó a 17 mT y el MRC ($D=163^\circ$, $I=77.6^\circ$) fue determinado con un ángulo de desviación media (MDA) de 0.7° .

En los depósitos de la Aloformación Punta San Andrés (alomiembro inferior), las muestras de las unidades sem-D y sección media-inferior de la sem-E, proporcionaron direcciones de polaridad predominantemente inversas, con algunos registros de polaridades normales y otras anómalas. Las muestras SE.3/15, SE.15/15 representan el comportamiento registrado en la mayoría de las muestras de polaridad inversa (Fig. 17); estas presentan dos componentes de magnetización: una secundaria de inclinación negativa que es removida a un campo de 10 mT y otra de inclinación positiva y dirigida al sur, interpretada como componente primaria o característica. A diferencia de las muestras de polaridad normal de la base del acantilado, el CDM de estas muestras es alcanzado a campos más elevados (entre 30 y 50 mT), además de evidenciar en algunos casos, la presencia de fases de alta coercitividad (Fig. 17, muestra SE.3/15; ver curva de desmagnetización). La muestra SE.16 corresponde al relleno laminar de una crotoquina hallada en la unidad sem-D; a diferencia de las anteriores, esta presenta un comportamiento casi univectorial, pues la componente secundaria de menor tamaño es removida a 5 mT (Fig. 17). La muestra SE.4/15,

representa el comportamiento de unas muestras de polaridad normal extraídas de la sección inferior de la unidad sem-D; dicha muestra presenta una pequeña componente viscosa que es eliminada a 5 mT y una componente característica con valores de inclinación negativos y declinación norte (Fig. 17). En la sección superior de la unidad sem-E, se registró un nuevo cambio de polaridad de inverso a normal, que se extiende hasta el tope de la unidad sem-F, aunque también se obtuvieron algunas muestras anómalas y oblicuas, fundamentalmente en el tope de la unidad sem-E (Fig. 19). Las muestras de polaridad normal presentan dos componentes de magnetización: una interpretada como principal, con valores de inclinación negativos y declinación norte (polaridad normal), y otra secundaria que generalmente es eliminada a 5 mT (Fig. 18, muestras SE.24/15, SE.29/15), excepto en las muestras del tope del paleosuelo sem-F, donde la componente secundaria es mayor y su declinación es sur (Fig. 18, muestra SE.30/15). En la unidad fluvial sem-G, se obtienen polaridades anómalas e inversas (Fig. 18, muestras SE.31/15 y SE.32/15, respectivamente). Estas evidencian una abrupta pérdida de intensidad, habiendo alcanzado el CDM a 5 mT o por debajo de este campo; por encima, si bien en ambos casos la intensidad de magnetización es baja, se define una componente que se interpreta como característica (la primera anómala y la segunda inversa).

Estos resultados indican que los depósitos de la Aloformación Playa Los Lobos expuestos en la sección inferior del perfil de San Eduardo del Mar son de polaridad normal, mientras que en los depósitos correspondientes al alomembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés, se obtuvieron polaridades normales, inversas y anómalas. En el cuadro 1 se indican los valores medios de declinación e inclinación del MRC determinados para las distintas unidades sedimentarias, los parámetros $\alpha-95$, k y el número de muestras (n) correspondiente en cada caso.

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Parámetros magnéticos

Los parámetros magnéticos determinados en el perfil de San Eduardo del Mar, evidencian predominio de la señal ferrimagnética en las unidades sedimentarias, para la cual se han detectado variaciones en su concentración y distribución de tamaños de grano magnético.

Los valores más bajos de susceptibilidad magnética (χ_{bf}) indican menores concentraciones de ferrimagnéticos en los

paleosuelos arcillosos con estructura característica de horizontes Bt. Los valores más altos de χ_{bf} corresponden a las unidades de granulometría más gruesa (limo-arenosa) y menos pedogenizadas, y al relleno de las crotovinas. Por su parte, el magnetismo remanente isotermal de saturación (MRIS) y los parámetros de histéresis M_s y M_{rs} , si bien no fueron medidos con el mismo nivel de detalle que χ_{bf} , evidencian un patrón de comportamiento semejante, condicionado por la concentración de ferrimagnéticos. En primera instancia, estas variaciones estarían respondiendo a diferencias en la energía del agente de transporte primario (en este caso el viento), la cual habría sido mayor en períodos glaciales de mayor aridez (Bidegain et al. 2001) y menor en períodos interglaciales más cálidos y de mayor humedad relativa. Durante estos últimos se interpreta que la relación tasa de sedimentación / pedogénesis habría disminuido dando lugar al desarrollo paleosuelos complejos, constituidos por horizontes Bt. En la región pampeana, la disminución de la susceptibilidad magnética en los horizontes del *solum* (“agotamiento”, de acuerdo a Maher 1998) ha sido atribuida al fenómeno de disolución de las titanomagnetitas (Orgeira et al. 1998; Bidegain et al. 2001), sin embargo, en algunos paleosuelos del Plioceno y fundamentalmente en los suelos actuales del centro de la provincia de Buenos Aires, se registró “mejora magnética” (Orgeira et al. 2008, Bartel 2009, Orgeira y Compagnucci 2006, Bartel et al. 2011, Gómez Samus 2016, Gómez Samus et al. 2016, 2017). En el presente caso de estudio, no resulta posible reconocer en el campo la presencia de los horizontes C correspondientes a estos paleosuelos, pues se trata de paleosuelos complejos formados por una sucesión de horizontes Bt (unidades sem-A y sem-F), por lo tanto, no sería posible determinar el comportamiento de los parámetros magnéticos desde el material parental hacia el *solum*. Sin embargo, esto podría inferirse, si consideramos el valor promedio de los materiales parentales de la zona, como se discute más adelante.

Los valores del magnetismo remanente anhístico (MRA), evidencian un fuerte contraste entre los depósitos palustres de la sección inferior del perfil (unidad sem-A) y el resto de las unidades suprayacentes (inclusive las correspondientes a los paleosuelos sem-B y sem-F). En estas últimas, el MRA es unas 3 veces superior al registrado en los primeros, por lo tanto, se infieren mayores concentraciones de granos ferrimagnéticos dominio simple (DS) en la sección media-superior del perfil. Por su parte, la relación χ_{mra}/χ_{bf} presenta un comportamiento claramente opuesto al de χ_{bf} ; es mayor en los paleosuelos arcillosos y menor en los depósitos fluviales y aluviales. Esto estaría indicando que los granos ferrimagnéticos son más pequeños en los primeros que en los segundos. De

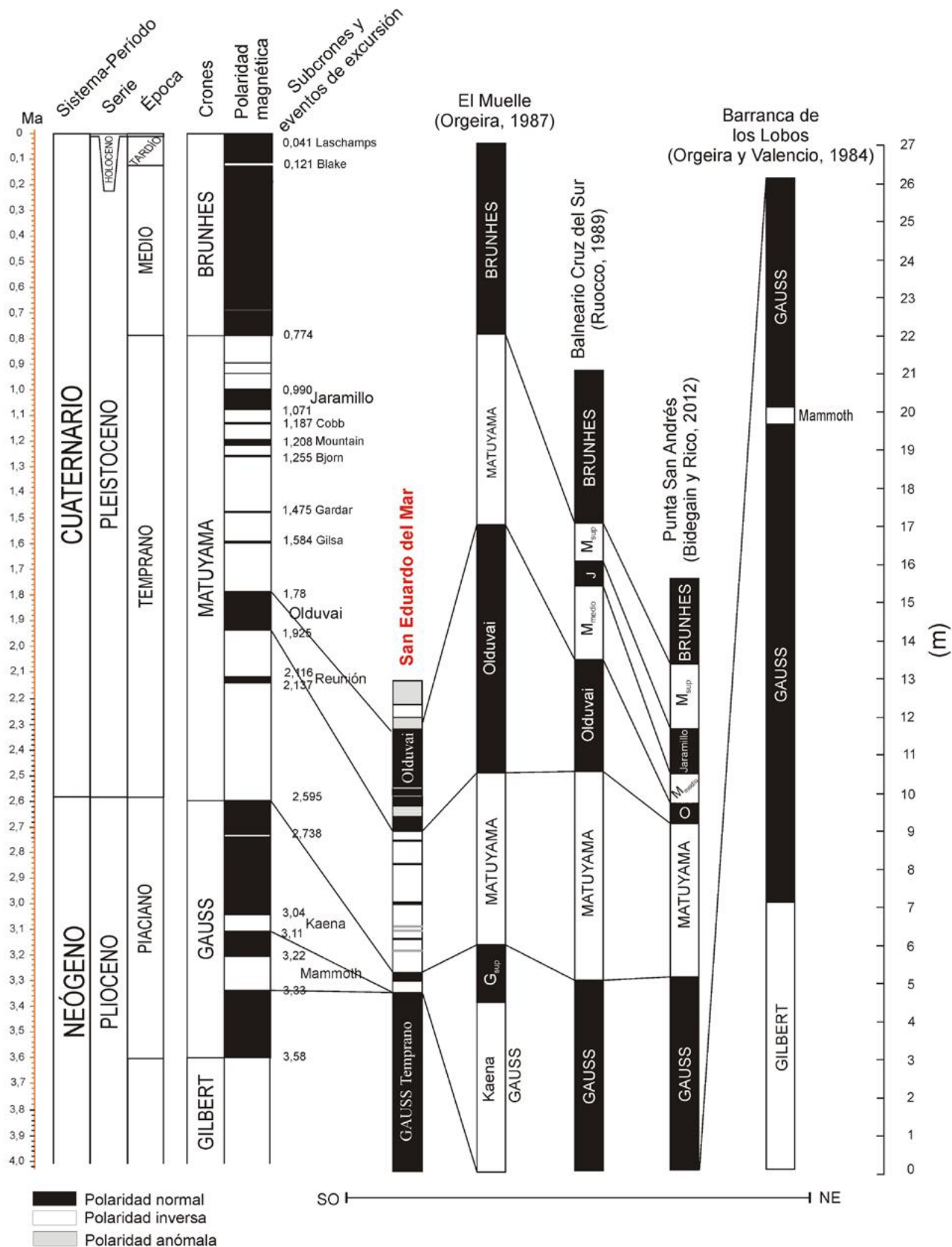


Figura 20. Correlación magnetoestratigráfica del perfil de San Eduardo del Mar con otros perfiles cercanos a la zona de estudio.

acuerdo a Maher (1998), la autigénesis de magnetita DS y SP genera “mejora magnética” en los horizontes superiores de suelos bien drenados y sometidos a cambios de humedad y sequías intermitentes, mientras que en suelos mal drenados, podsoles o suelos ácidos, la disolución química de la magnetita genera “agotamiento magnético” y no tendría lugar la formación de magnetita pedogenética. Si bien la coexistencia de ambos fenómenos parecería ser contradictoria, Orgeira et al. (2002) y Gómez Samus (2016), han señalado la neoforración de granos de magnetita SP y DS en suelos donde la disminución de la susceptibilidad magnética es atribuida a la disolución de la magnetita, aunque ambos fenómenos no habrían sido simultáneos. El último autor indica que en una primera etapa, estos suelos se habrían desarrollado bajo condiciones persistentes de mayor humedad, dando lugar a la disolución de la magnetita detrítica y en consecuencia a la reducción de su tamaño de grano (lo cual impacta a su vez, en una disminución de su masa); posteriormente, los suelos habrían continuado su desarrollo bajo condiciones de mayor sequía, dando lugar a la autigénesis de granos de maghemita y/o magnetita DS y SP. Donde el fenómeno de disminución magnética ha sido vinculado a la disolución de la magnetita detrítica, como ocurre en la mayoría de los paleosuelos y suelos actuales del norte de la provincia de Buenos Aires, los horizontes del *solum* tienen valores de susceptibilidad inferiores a $100 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (llegándose a registrar valores cercanos a $10 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$), mientras que sus materiales parentales tienen valores de χ_{bf} entre 100 y $300 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Bidegain et al. 2007, Bidegain et al. 2009, Gómez Samus et al. 2016), lo cual evidencia una disminución de la susceptibilidad magnética, equivalente o superior al 50% desde el material parental hacia los horizontes más pedogenizados. Teniendo en cuenta que los sedimentos loésicos del sur de la provincia de Buenos Aires y La Pampa, tienen en general una señal magnética más fuerte que los sedimentos del centro (sierras de Tandil y Balcarce) y más aún que los del norte y noreste de dicha provincia (Gómez Samus et al. 2016), podría interpretarse que en los paleosuelos sem-A y sem-F del presente estudio, con valores de χ_{bf} inferiores a $150 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, habría tenido lugar la disolución de la magnetita detrítica, pues si bien no ha sido posible ponderar el valor de χ_{bf} de su material parental, estudios previos demuestran que en los alrededores de la zona de estudio los materiales parentales tienen valores superiores a $250 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Bartel 2009, Bidegain y Rico 2012, Gómez Samus 2016). De esta manera, en la unidad sem-A, la disolución de la magnetita habría producido la caída de los valores de susceptibilidad y en consecuencia el incremento del parámetro $\chi_{\text{mra}}/\chi_{\text{bf}}$, mientras que en el paleosuelo sem-F,

además de ocurrir este fenómeno, habría tenido lugar la neoforración de maghemita DS, la cual se habría formado por pedogénesis, bajo condiciones climáticas de mayor humedad relativa pero con marcada estación seca (Orgeira et al. 2002). Esta última inferencia, surge de analizar el comportamiento de la coercitividad de la remanencia (B_{cr}), ya que si bien sus valores se encuentran dentro del rango establecido para minerales ferrimagnéticos (entre 25 y 37 mT) y su variación es poco notable, se advierte un descenso de este parámetro en el paleosuelo sem-F que podría ser atribuido a la formación de maghemita por pedogénesis (Avramov et al. 2006), la que posiblemente también sea responsable del incremento del MRA y de la intensidad del magnetismo remanente (J_{mm}) en dicho paleosuelo. Ellwood y Burkart (1996), indican que la precipitación de maghemita en los suelos, podría darse a partir de la evaporación de aguas que transportan hierro disuelto o por aumento de su pH durante la infiltración.

El coeficiente S_{-300} indicó un fuerte predominio de la señal ferrimagnética sobre la antiferromagnética en todas las unidades, pues este varía entre 0.82 y 0.99. Si bien el contraste entre los valores mínimos y máximos es poco significativo, los primeros indicarían una mayor contribución relativa de óxidos de hierro antiferromagnéticos del tipo hematita en los paleosuelos de la Aloformación Playa Los Lobos (unidades sem-A y sem-B); esto concuerda con su color rojizo y la presencia de tierras cocidas, cuya composición predominante corresponde a hematita. En la muestra de tierras cocidas (TC), el valor del coeficiente S_{-300} (0.43) indica que la relación antiferromagnéticos / ferrimagnéticos es superior a la hallada en el resto de las muestras analizadas. En esta última, los altos valores de M_s y J_{mm} registrados, se deben a la fuerte señal de la fracción ferrimagnética, la cual podría corresponder a maghemita. En este caso, la formación de este mineral no sería de origen pedogenético, sino que se vincularía a la cocción del sedimento producto del impacto de un meteorito en la zona, como ha indicado Schultz et al. (1998).

El tamaño de grano magnético determinado a partir de los diagramas de King et al. (1982) y Day-Dunlop (2002), corresponde a partículas ferrimagnéticas dominio simple (DS) y dominio pseudo-simple (DPS), estas últimas, interpretadas como el producto de una mezcla de tamaños DS y multidominio (MD) (Dunlop 2002). Por su parte, la susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{\text{df}\%}$) indica cantidades moderadas de magnetita superparamagnética (SP) en todas las unidades sedimentarias; estos granos ultrafinos se encuentran subordinados en cantidad a otros granos ferrimagnéticos de mayor tamaño (DS y DPS) y como su contenido es semejante en las distintas unidades, no ha sido posible

establecer un patrón de comportamiento que pueda correlacionarse con las características morfológicas observadas en el campo.

De acuerdo al diagrama de Peters y Dekkers (2003) la fracción ferrimagnética está formada por especies del tipo magnetita-titanomagnetita-maghemita (Fig. 13). Sin embargo, cabe destacar, que estudios previos mediante microscopía de barrido electrónico y EDAX, indican que los granos ferrimagnéticos de tamaño limo grueso y arena muy fina contenidos en los depósitos cenozoicos cercanos a la zona de estudio, corresponden a titanomagnetitas (Rico et al. 2015), de igual modo que ha sido registrado en las sucesiones de loess / paleosuelos de la ciudad de La Plata, en el noreste de la provincia de Buenos Aires (Bidegain y Rico 2004).

Paleomagnetismo

Los estudios paleomagnéticos realizados sobre los depósitos de la Aloformación Playa Los Lobos (Piso/Edad Chapadmalense superior), ubicados en la sección inferior de los acantilados de San Eduardo del Mar, por debajo de un característico nivel de tosca ondulada, proporcionaron direcciones de polaridad normal que podrían ser asignados al Cron Gauss temprano (3.6-3.3 Ma), pues la datación realizada por Schultz et al. (1998) sobre vidrios de impacto presentes en dicha unidad, indica una edad de 3.3 Ma. En los trabajos paleomagnéticos más cercanos a la zona de estudio (Orgeira y Valencio 1984, Orgeira 1987, Ruocco 1989, Bidegain y Rico 2012, Rico y Bidegain 2013), puede constatar que la Aloformación Playa Los Lobos no se encuentra representada (Fig. 2), por lo tanto, este constituye el primer registro paleomagnético obtenido en dicha unidad sobre el sector costero comprendido entre Mar del Plata y Miramar. Por encima de esta magnetozona normal, los análisis realizados sobre los depósitos del alomembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés proporcionaron direcciones de magnetización tanto inversas como normales y algunas anómalas (Fig. 19). A diferencia de la Aloformación Playa Los Lobos, este alomembro cuenta con estudios paleomagnéticos de referencia en la zona de acantilados comprendida entre el arroyo Lobería y el arroyo Chapadmalal (Orgeira 1987, Ruocco 1989, Bidegain y Rico 2012); allí, esta unidad estratigráfica conforma la parte inferior o hasta media-inferior de estas exposiciones naturales (Fig. 2). En el perfil paleomagnético "El Muelle", dicho alomembro fue asignado al Cron Gauss tardío (2.9- 2.6 Ma), con registro del evento Kaena (3.1-2.9 Ma) (Orgeira 1987), mientras que en Balneario Cruz del Sur y Punta San Andrés, fue asignado a Gauss tardío (2.9-2.6 Ma) y Matuyama inferior (2.5-1.8 Ma) (Ruocco 1989, Bidegain y Rico 2012). Debido a la ausencia de Formación Ba-

rranca de Los Lobos en estos perfiles y en el de San Eduardo del Mar, no se estaría registrando el Cron Gauss medio (3.3-3.1 Ma), por lo que habría un *hiatus* temporal de unos 200.000 años. Si bien no se consignan dataciones absolutas para esta sección del acantilado, los estudios paleomagnéticos previos son utilizados como base para establecer su magnetoestratigrafía. De esta manera, las magnetozonas diferenciadas en el alomembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés, son asignadas de base a techo al Cron Gauss tardío (3.1-2.6 Ma), al evento Kaena (3.11-3.04 Ma), y al Cron Matuyama temprano (2.6-1.8 Ma), con registro de un evento de polaridad normal que es asignado al evento Reunión (2.13-2.11 Ma) y otro más significativo que correspondería al subcron Olduvai (1.92-1.78 Ma). En la figura 20 se indica la correlación magnetoestratigráfica entre el perfil de San Eduardo del Mar y los analizados recientemente.

Los registros de polaridad anómala se obtienen en los niveles de granulometría más gruesa (arenosos), por lo que se infiere que el tamaño de grano estaría condicionando el registro paleomagnético, ya que estudios previos indican que las partículas ferromagnéticas de diámetros mayores a 50 μm (MD) son menos propensas a adquirir remanencia que las más finas (DS) (Thompson y Oldfield 1986, Maher 1986, Tauxe 2010). Por el contrario, en depósitos limosos y limo-arcillosos, se obtuvieron los registros de polaridad más confiables, aún en aquellos con rasgos de intensa pedogénesis y/o bioturbación, como es el caso de la unidad sem-C, la cual, de acuerdo a Taylor y Goldring (1993), presenta un nivel de bioturbación 4 o 5 (altamente bioturbado). En esta unidad los icnofósiles se encuentran muy bien preservados y afectan todo el espesor de la unidad, por lo tanto, de acuerdo al primer atributo se trataría de un sustrato blando de tipo *softground* (Ekdale et al. 1984), y de acuerdo al segundo, de un depósito que se habría formado en un ambiente con sedimentación lenta y contenido de agua moderado (Howard y Reineck 1981), por lo que se infiere, que a pesar de la bioturbación, las condiciones ambientales indicadas habrían favorecido el alineamiento de las partículas ferrimagnéticas respecto al campo magnético terrestre durante su depositación y posterior compactación. De esta manera, contrariamente a lo esperado, se constata que bajo determinadas condiciones ambientales, la bioturbación puede no resultar un impedimento para la obtención de buenos registros paleomagnéticos.

CONCLUSIONES

Los sedimentos que afloran en los acantilados de San

Eduardo del Mar contienen minerales ferrimagnéticos del tipo magnetita-titanomagnetita-maghemita que determinan el comportamiento magnético de los mismos. Si bien la contribución de minerales antiferromagnéticos es enmascarada por la fuerte señal de los minerales ferrimagnéticos, la disminución del coeficiente S_{-300} en los depósitos arcillosos de la Aloformación Playa Los Lobos, indicaría una mayor contribución de hematita en estos últimos. De acuerdo a la ubicación de las muestras en los diagramas de King et al. (1982) y Day-Dunlop (2002), la fracción ferrimagnética está constituida por una mezcla de granos dominio simple (DS) y dominio pseudosimple (DPS), estas últimas interpretadas como el producto de una mezcla de tamaños DS y multidominio (MD). Los granos de magnetita superparamagnética (SP) se encuentran mezclados entre estos últimos en proporciones moderadas y semejantes a lo largo de todo el perfil, por tal motivo, no ha sido posible establecer un patrón de comportamiento que permita correlacionar su abundancia relativa con las características morfológicas observadas en el campo.

En los paleosuelos arcillosos la fracción ferrimagnética portadora de su remanencia es más fina que en el resto de las unidades sedimentarias del perfil; esto es interpretado a partir del incremento de la relación $\chi_{\text{mra}}/\chi_{\text{br}}$. Los valores de susceptibilidad magnética registrados en estos paleosuelos son más bajos que en las unidades fluviales y aluviales del perfil. En estos últimos, las concentraciones más altas de minerales ferrimagnéticos se relacionan con una mayor energía del agente de transporte primario (en este caso el viento), vinculada a períodos glaciales de mayor aridez (Bidegain et al. 2001). En los paleosuelos arcillosos, las concentraciones más bajas han sido interpretadas como el resultado de la combinación de dos fenómenos: disminución del aporte eólico de ferrimagnéticos detríticos debido a la disminución de la energía del viento en períodos interglaciales, más disolución de la magnetita en ambientes húmedos.

La disminución de la coercitividad de la remanencia (B_{cr}) en el paleosuelo complejo de la sección superior del acantilado, se debería a la presencia de granos de maghemita DS que se habrían formado por pedogénesis bajo la alternancia de ciclos cortos de humedad y sequía, los cuales a su vez habrían generado el incremento del magnetismo remanente anhístico (MRA) y de la intensidad del magnetismo remanente natural (J_{mm}).

Los análisis paleomagnéticos permitieron determinar que la Aloformación Playa Los Lobos (Piso/Edad Chapadmalense superior), ubicada en la sección inferior de los acantilados de San Eduardo del Mar, por debajo de un nivel de tosca ondulada, es de polaridad normal. Esta ha sido asignada al Cron

Gauss temprano (3.6-3.3 Ma) debido a la datación pre-existente de un nivel de escorias. En los depósitos del alomembro inferior de la Aloformación Punta San Andrés, se obtuvieron polaridades inversas, normales y algunas anómalas. Considerando los antecedentes paleomagnéticos de la zona, las magnetozonas definidas de base a techo para este alomembro han sido correlacionadas con los Cronos Gauss tardío (3.1-2.6 Ma) y Matuyama temprano (2.6-1.8 Ma); el primero con niveles de polaridad inversa que se asignaron al evento Kaena (3.11-3.04 Ma), y el segundo con registros de polaridad normal que han sido atribuidos al evento Reunión (2.13-2.11 Ma) y otro más significativo que correspondería al subcron Olduvai (1.92-1.78 Ma). En el tope del acantilado, el registro de algunas muestras de polaridad inversa podría estar evidenciando un nuevo cambio de polaridad, sin embargo, el predominio de polaridades anómalas, no permiten confirmarlo. En este caso, estas direcciones indefinidas (valores de declinación que no se corresponden con los de inclinación y viceversa) se deberían al predominio de granos ferrimagnéticos multidominio (MD). Por el contrario, los depósitos de granulometría más fina (limosos y limo-arcillosos) proporcionaron los registros de polaridad más confiables; aún aquellos con evidencias de intensa pedogénesis (horizontes Bt y Btg) y/o bioturbación.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las autoridades de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICPBA), al personal técnico e investigadores del Instituto de Física Arroyo Seco (IFAS-CIFICEN-UNCPBA) y del laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" de la Universidad de Buenos Aires (UBA), y a los árbitros por sus valiosas correcciones.

REFERENCIAS

- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. Anales Museo Nacional de Buenos Aires, Serie 3a X: 843-428.
- Avramov, V., Jordanova, D., Hoffman, V. y 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: 259-82.
- 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.A., Bidegain, J.C., Sinito, A.M. 2005. Propiedades magnéticas de diferentes suelos del partido de La Plata, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 591-598.

- Bartel, A.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 (1): 9-22.
- Bartington Instruments Ltd. 1994. Operation manual. Environmental magnetic susceptibility- Using the Bartington MS2 system. Chi Publishing, 54 p., UK
- Beilinson, E. 2011. Estratigrafía secuencial de alta resolución y análisis arquitectural de cuerpos en sistemas fluviales de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Barrancas de Miramar a Mar del Plata. Tesis doctoral 1142, Universidad de La Plata (inédita), 320 p., La Plata.
- Bidegain, J.C., Iasi, R.R., Perez, R.H. y Pavlicevic, R. 1995. Correlación de parámetros magnéticos con la concentración de óxido ferroso en sedimentos cuaternarios de la localidad de Hernández, La Plata, Provincia de Buenos Aires. IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Junín, Actas 1: 177-185.
- Bidegain, J.C., Pavlicevic, R., Iasi, R.R. y Pérez, R.H. 1996. Susceptibilidad magnética y concentraciones de FeO en loess y paleosuelos Cuaternarios como indicadores de cambios paleoambientales y paleoclimáticos. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Explotación de Hidrocarburos, Actas 2: 521-535. Buenos Aires.
- Bidegain, J.C., Van Velzen A.J. y Rico, Y. 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico Tardío en la Cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (4): 503-516.
- Bidegain, J.C., Pittori, C., Cortelezzi, C. y Rico, Y. 2002. Estudio paleomagnético y paleontológico en sedimentos loessoides del Pleistoceno-Holoceno en el "Estadio Ciudad de La Plata", provincia de Buenos Aires. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 404-414.
- Bidegain, J.C. y Rico, Y. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 451-461.
- Bidegain, J.C., Evans, M.E. y Van Velzen, A.J. 2005. A magnetoclimatological investigation of Pampean Loess, Argentina. *Geophysical Journal International* 160: 55-62.
- Bidegain, J.C., van Velzen, A.J., Rico Y. 2007. The Brunhes/Matuyama boundary and magnetic parameters related to climatic changes in Quaternary sediments of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 17-29.
- Bidegain, J. C., Rico Y., Bartel, A., Chaparro, M.A.E. y Jurado S.S. 2009. Magnetic parameters reflecting pedogenesis in Pleistocene Loess deposits of Argentina. *Quaternary International* 209: 175-186.
- 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., y Jurado, S.S., 2013. Registros paleomagnéticos y magnetismo ambiental en la localidad de San Pedro, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latinmag Letters* 3, Special Issue OB16: 1-7. Proceedings OB16 - 1/7, Montevideo.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 1995a. Chronostratigraphy and land mammal ages in the Cenozoic of southern South America: principles, practices and the Uquian problem. *Journal of Palaeontology* 69: 135-159.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 1995b. El estratotipo de los pisos Montehermosense y Chapadmalalense (Plioceno) del esquema cronológico sudamericano. *Ameghiniana* 32: 369-374.
- Day, R., Fuller, M. y Schmit, V.A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13: 260-267.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc)₂: application to data for rocks, sediments and soils, *Journal of Geophysical Research* 107 (B3): 2057.
- Dunlop, D.J. y Özdemir, Ö. 1997. Rock magnetism. Fundamentals and frontiers. Cambridge University Press, 573 p., Cambridge.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G. 1984. Ichnology the use of trace of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 15, 317 p., Boulder.
- Ellwood B. B. y Burkart B. 1996. Test of hydrocarbon-induced magnetic patterns in soils: the sanitary landfill as laboratory. En: Schumacher, D. y Abrams, M. A. (eds.), *Hydrocarbon Migration and its Near-Surface Expression*. AAPG Memoir 66: 91-98. Tulsa.
- Evans, M.E. y Heller, F. 2003. *Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics*. Academic Press, 311p., San Diego.
- Faure, G. 1998. Principles and application of geochemistry. Prentice Hall, 600 p., New Jersey.
- Fisher, R. 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. Royal Society London* A217, 295-305, London.
- Freguelli, J. 1921. Los terrenos de la costa atlántica en los alrededores de Miramar (provincia de Buenos Aires) y sus correlaciones. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 24: 325-485, Córdoba.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J. 1996. Cuenca del Colorado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Relatorio 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Explotación de Hidrocarburos, Actas 8: 135-158, Buenos Aires.
- Gómez Samus, M.L. 2016. Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos en sedimentos del Cenozoico Tardío del sector Tandil-Balcarce-Mar del Plata. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 430p., La Plata, Buenos Aires.
- Gómez Samus, M.L., Rico, Y. y Bidegain, J.C. 2016. Señal magnética en suelos del centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23 (2): 93-110.
- Gómez Samus, M.L., Rico, Y. y Bidegain, J.C. 2017. Magnetostratigraphy

- and Magnetic Parameters in Quaternary Sequences of Balcarce, Argentina. A Contribution to Understand the Magnetic Behaviour in Cenozoic Sediments of South America. *GeoResJ* 13: 66-82.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 67-148.
- Heusser, J.C. y Claraz, G. 1865. *Neue Denk. (Nov. Mems.) der Allgemeinen Schweizerische Gessellschaft* 21(27), Zurich.
- Howard, J.D. y Reineck, H.E. 1981. Depositional Facies of High-Energy Beach-to-Offshore Sequence: Comparison with Low-Energy Sequence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65: 807-830.
- Isla, F, Taglioretti, M. y Dondas, A. 2015. Revisión y nuevos aportes sobre la estratigrafía y sedimentología de los acantilados entre Mar de Cobo y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (2): 235-250.
- King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J., Özdemir, Ö. 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 404-419.
- King, J., y Channell J. E. T. 1991. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy, in U.S. National Report to the International Union of Geodesy and Geophysics 29: 358-370, Washington, D. C.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal Astronomical Society* 62: 699-718.
- Kraglievich, J.L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar. Provincia de Buenos Aires. *Revista Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales* 1: 1- 8.
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaña, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., y Oldfield, F. 2012. Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics* 50: RG4002
- Maher, B.A. 1986. Characterization of soils by mineral magnetic measurements. *Phys Earth Planetary Inter* 42: 76-92.
- Maher, B.A. 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic pelesols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 25-54.
- Maher, B. A. y Thompson R. 1999. Palaeomonsoons I: the magnetic record of paleoclimate in the terrestrial loess and paleosol sequences. In: Maher BA, Thompson R (ed) *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, 81-125, Cambridge.
- Nabel P. y Morrás, H. 1996. Susceptibilidad magnética en suelos de la Pampa Ondulada, Prov. de Buenos Aires. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 541, Buenos Aires.
- Nabel, P.E., Morrás, H.J.M., Petersen, N. y Zech, W., 1999. Correlation of magnetic and lithologic features of soils and Quaternary sediments from the Undulating Pampa, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 311-323.
- Nabel, P.E., Cione, A. y Tonni, E. 2000. Environmental changes in the Pampean area of Argentina at the Matuyama-Brunhes boundary (C1r-C1n). Chrons boundary. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 162: 403-412.
- Orgeira, M.J. y Valencio, D. 1984. Estudio paleomagnético de los sedimentos aflorantes en Barranca de Los lobos, provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 162-173, San Carlos de Bariloche.
- Orgeira, M.J. 1987. Estudio paleomagnético de sedimentos del Cenozoico Tardío en la costa atlántica bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 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 the South America land – mamad ages. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64: 121-132.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vasquez, C.A., Di Tommaso, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu, Y. y Vilas, J.F. 1998a. Magnetismo ambiental: Loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (1): 91-100.
- Orgeira, M.J., Walter, A.M., Vásquez, C.A., Di Tommasi, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu, Y. y Vilas, J.F. 1998b. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina), *Journal of South America Earth Sciences* 11 (6): 561-570.
- Orgeira, M. J., Walther, A.M, Tófaló, R.O., Vásquez, C.A., Lippai, H. y Compagnucci, R. 2001. Estratigrafía y magnetismo de rocas en un perfil cuaternario. Implicancias paleoambientales y paleoclimáticas. Ao. Tapalqué, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (3): 353-366.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Tófaló, R. O., Vásquez, C. A., Berquó, T., Favier Dobois, C. y Böhnell, H. 2002. Magnetismo ambiental en un paleosuelo desarrollado en la Formación Luján (Luján, provincia de Buenos Aires). Comparación con otras áreas de la provincia; consideraciones paleoclimáticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 451-462.
- Orgeira, M.J. y Compagnucci, R.H. 2006. Correlation between paleosol-soil magnetic signal and climate. *Earth, Planets and Space (EPS)*, Special Issue "Paleomagnetism and Tectonics in Latinamerica" 58 (10): 1373-1380.
- Orgeira M.J.; Pereyra F.X., Vásquez C., Castañeda, E. y Compagnucci, R. 2008. Environmental magnetism in present soils, Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 26: 217-224.
- Peters, C. y Dekkers, M.J. 2003. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth* 28: 659-667.

- Retallack, G.J. 2001. *Soil of the Past: an Introduction to Paleopedology*. Blackwell Science Ltd, 393 p., Oxford.
- Rico Y., Bidegain, J.C., y Gómez Samus, M.L. 2015. Análisis granulométrico y mineralogía magnética del perfil "Fogones de La Costa", Miramar, provincia de Buenos Aires. 6 Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 68-69, Ushuaia.
- Rico, Y. y Bidegain, J.C. 2013. Magnetostratigraphy and environmental magnetism in a sedimentary sequence of Miramar, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International* 317 53-63.
- Roberts, A. P., Cui, Y., y Verosub, K.L. 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems, *Journal of Geophysical Research* 100: 17.909-17.924..
- Rolleri, E. 1975. Provincias geológicas bonaerenses. *Geología de la provincia de Buenos Aires*. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 29-84, Buenos Aires.
- Rouzaut, S., Orgeira, M.J., Vásquez, C.A., Argüello, G.L y Sanabria, J.A. 2012. Magnetic properties in a loess-paleosol sequence of Córdoba, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25 (1-2): 57-65.
- Ruocco, M.I. 1989. A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposits in Argentina. *Pelaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72: 105-113.
- Sandgren, P. y Snowball, I.F. 2001. Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. En: W. M. Last y J. P. Smol (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments 2*, Capítulo 8: 1-21. *Physical and Chemical Techniques*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Schultz, P.H., Zárate, M., Hames, W., Camilión, C. y King, J. 1998. A 3.3 - Ma Impact in Argentina and Possible Consequences. *Science, New Series* 282 (5396): 2061-2063.
- Schultz, P., Zárate, M., Hames, B., Koeberl, C., Bunch, T., Storzer, D., Renne, P. y Wittke, J. 2004. The Quaternary impact record from the Pampas. Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 219: 221-238.
- Schwertmann, U. 1985. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. pp. 267-308. En: Stucki, J.W., B.A. Goodman y U. Schwertmann (eds.), *Iron in soils and clay minerals*. NATO ASI Series C217. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht.
- Schwertmann, U. 1993. Relations between iron oxides, soil color and soil formation. *Soil Science Society of America, Special Publication* 31: 51-70, Madison.
- Stacey, F. D. 1963. The physical theory of rock magnetism. *Advances in Physics* 12: 45-133.
- 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 (1-2): 51-56.
- Stratton Noller, J., Sowers, J.M., Lettis, W.R. 2000. *Quaternary Geochronology. Methods and Applications*. American Geophysical Union, 582 p., Washington.
- Tauxe, L. 2010. *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press.
- Taylor, A.M., y Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society* 150, 141-148.
- Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (3): 322-332.
- Teruggi, M.E., Etchichurry, M.C. y Remiro, J. 1957. Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*. *Ciencias Geológicas* 4 (2): 167-250.
- Teruggi, M.E., Andreis, R.H., Mazzoni, M.M., Dalla Salda, L.H. y Spalletti, L.A. 1974. Nuevos criterios para la estratigrafía del cuaternario de las Barrancas de Mar del Plata- Miramar. *Anales del LEMIT, Serie II* 268: 135-148.
- Thompson, R. y Oldfield, F. 1986. *Environmental Magnetism*. London: Allen and Unwin.
- Tonni, E.P., Verzi, D., Bargo, M., Scillato-Yané, G., Pardiñas, U. 1996. Bioestratigrafía del Cenozoico superior continental de las barrancas costeras de Necochea y Miramar, provincia de Buenos Aires, República Argentina. 4 Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 63-71, Junín.
- Torsvik T.H., Briden J.C., Smethurst M.A. 2000. Super-IAPD interactive analysis of palaeomagnetic data <http://www.geodynamics.no/software.htm>.
- Vásquez, C.A., Walther, A.M., Orgeira, M.J., Di Tomasso, M.I., Lippai, H., Alonso, S. y Vilas, J.F.A. 1998. Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia de loess/paleosuelo de la región chacopampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 83-90.
- Verosub, K.L., y Roberts, A.P. 1995. Environmental magnetism: Past, present, and future. *Journal of Geophysical Research* 100 (B2): 2175-2192.
- Walden J., Oldfield F., Smith J.P. 1999. *Environmental magnetism: a practical guide*. Technical Guide 6. Quaternary Research Association, 243 p., London.
- Walther, A.M., Orgeira, M.J. y Lippai, H. 2004. Magnetismo de rocas en sedimentos cenozoicos tardíos en San Antonio de Areco, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 433-442.
- Yrigoyen, M.R. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. geología de la provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 139-168, Buenos Aires.
- Zárate, M.A. 1989. Estratigrafía y Geología del Cenozoico Tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Colonia Chapadmalal, partido General Pueyrredón, provincia de

- Buenos Aires. Tesis Doctoral, Museo de La Plata (inédita), 220 p., La Plata.
- Zárate, M.A. 2003. Loess of Southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006.
- Zárate, M. y Blasi, A. 1991. Late Pleistocene and Holocene deposits of the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Geojournal* 24 (2): 211-220.
- Zárate, M.A. y Podgorny, I. 2011. Apuntes para una biografía científica de las escorias y "tierras cocidas" de las pampas. *Publicación Especial* 12, Vida y obra de Florentino Ameghino.