

SUCESIÓN SEDIMENTO-PEDOLÓGICA DEL CENOZOICO TARDÍO DE ZÁRATE (BUENOS AIRES): REGISTRO CONTINENTAL DEL MIS 5 E INTERVALOS INTERGLACIALES MÁS ANTIGUOS

Ofelia Rita TÓFALO¹, María Julia ORGEIRA^{1,2}, Adriana M. RAMOS^{2,3} y María Susana ALONSO^{1,2}

¹ Departamento Cs. Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Fax: 4576-3329. E-mail: tofalo@gl.fcen.uba.ar

² CONICET

³ Instituto de Geocronología y Geología Isotópica . Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

RESUMEN

Se presenta la reconstrucción de una secuencia de procesos pedosedimentarios de una sección del Cuaternario Tardío en las proximidades de la localidad de Zárate con el fin de contribuir al conocimiento de la evolución del paisaje en el sector norte de la provincia de Buenos Aires. Para ello se integraron observaciones de campo con estudios de laboratorio: tamaño de grano, mineralogía de las fracciones arena, limo y arcilla, micromorfología, concentraciones de Rb y Sr, análisis por luminiscencia óptica (OSL) y un estudio paleomagnético preliminar. Los paleosuelos se desarrollaron en loess y se observaron cuatro claras interrupciones en la sedimentación y generación de los mismos, que determinaron cuatro unidades con distintos tipos de calcretes. Los paleosuelos soldados desarrollados en la unidad C pueden correlacionarse con los observados en Baradero (provincia de Buenos Aires) y Lozada (provincia de Córdoba) y corresponderían al estadio isotópico 5 (MIS 5), último intervalo interglacial antes del presente, determinado en testigos marinos. El aumento de la relación Rb/Sr indica alteraciones ocurridas durante los procesos de meteorización química y en general se incrementa en los niveles de paleosuelos. Los niveles de calcretes de aguas subterráneas y pedogénicos y su asociación con esmectita, illita y óxido férrico indican que el clima habría sido más seco que el actual y marcadamente estacional. Finalmente, se sugiere la posible correlación de uno de los paleosuelos estudiados con el estadio isotópico 11 (MIS 11).

Palabras clave: *Sucesiones loess-paleosuelos, Mineralogía, Micromorfología, Zárate, Pampa ondulada.*

ABSTRACT: *A pedosedimentary succession of the Late Cenozoic of Zárate (Buenos Aires): continental record of the MIS5 and older interglacial intervals.* Pedosedimentary processes, recorded in a late Quaternary section near Zárate city, north Buenos Aires province are reconstructed in this study. Both field features and laboratory results were analyzed as a whole. Grain size, sand, silt and clay mineralogy, micromorphology, Rb and Sr concentrations, optical stimulated luminescence (OSL) ages as well as preliminary paleomagnetic analysis were performed in order to get a detailed information on processes involved. All studied paleosols were developed on loess horizons. Four definite breaks in sedimentation and a coupled development of paleosols were observed. On this basis four units showing different types of calcretes were defined. Welded paleosols at unit C, could be correlated to those studied at Baradero (Buenos Aires province) and Lozada (Córdoba province), which probably record the last interglacial stage before present, the Marine Isotopic Stage 5 (MIS5), studied on marine cores. The highest values of Rb/Sr ratio reflect changes due to chemical weathering processes and generally match paleosol levels occurrences. Development of ground water-related and pedogenic calcretes, as well as their association to smectite, illite and ferric oxide indicate drier weather conditions than present and strong seasonality. Finally, a tentative correlation between one of the paleosols and the marine isotope stage 11 (MIS 11) is suggested.

Keywords: *Loess-paleosols successions, Mineralogy, Micromorphology, Zárate, Pampa Ondulada*

INTRODUCCIÓN

El calentamiento global es al presente un fenómeno evidente, probado por observaciones directas de promedios de temperaturas atmosféricas y oceánicas, así

como también por el amplio derretimiento de nieve y hielos y el aumento del nivel medio de los océanos (Barros *et al.* 2006; *Intergovernmental panel on climate change, IPCC WGI Fourth Assessment Report, Climate Change* 2007, entre otros).

En el área latinoamericana el cambio climático a lo largo de los últimos 100 años ha incluido un aumento en la temperatura superficial, particularmente en latitudes medias y altas, así como también en las precipitaciones y la intensidad de las

mismas en el sur de Brasil y Argentina. Las causas del calentamiento global actual son aún tema de debate. En general se atribuye a la actividad antrópica una fuerte incidencia en el cambio climático. Sin embargo, no está descartada la influencia de forzantes puramente naturales.

Es conocido que se han registrado a nivel global numerosos eventos de calentamiento de origen exclusivamente natural. Por lo tanto resulta evidente que el estudio del registro de los calentamientos pasados es de suma importancia para valorar la evolución y estimar tiempos e impactos ambientales del calentamiento actual.

Desde el inicio de las glaciaciones más importantes en el Hemisferio Norte hace aproximadamente 3 Ma, el clima en la tierra ha ido paulatinamente enfriándose y simultáneamente con ello se han alternado períodos de enfriamientos marcados (intervalos glaciales) con intervalos más cálidos (intervalos interglaciales). El Holoceno siguió al último máximo glaciario (LMG) hace aproximadamente 20 Ka.

Las relaciones de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ ‰, $\delta^{13}\text{C}$ ‰, $\delta^2\text{H}$ ‰) obtenidas de testigos de fondo marino y de testigos de hielos son una herramienta moderna para las reconstrucciones paleoclimáticas. Sobre la base de estudios de isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos, Chapman y Shackleton (1998) establecen una cronología de estadios isotópicos (*marine isotopic stages*, MIS) para los últimos 450.000 años. Allí se distinguen períodos cálidos (intervalos interglaciales) y períodos fríos (intervalos glaciales). El último intervalo interglacial antes del presente es el denominado estadio isotópico 5 (MIS 5).

Durante unos escasos ciclos de 100 Ka, extensos intervalos glaciales se han alternado con cortos intervalos interglaciales, posiblemente en respuesta a las variaciones de la irradiación solar, causada por los ciclos de 100 Ka de excentricidad en la órbita terrestre. Sin embargo, la excentricidad también exhibe una variación orbital de 413 Ka (Droxler *et al.* 2003).

El MIS 5 se inició entre 132 y 128 Ka, y culminó entre 123 y 116 Ka. Independientemente de los datos analizados, los picos del nivel del mar en los MIS 1, 7 y 9 siguieron los picos de insolación máxima, tal como la teoría del forzante orbital prevé, en tanto en el MIS 5, la máxima insolación coincide con el máximo nivel del mar (Sidall *et al.* 2007). Este comienzo temprano podría explicarse a través de diferentes mecanismos alternativos. Entre ellos, la insolación en el hemisferio sur que alcanzó al máximo hace 138 Ka y podría haber originado un incremento en el CO_2 , que habría acelerado la finalización de la glaciación (MIS 6). Otro factor podría incluir el comportamiento del hielo oceánico del hemisferio sur ó el efecto de la insolación tropical, que ejerce su influencia sobre el número de oscilaciones promedio del evento cálido El Niño (ENSO), que podría haber promovido una deglaciación temprana. (Sidall *et al.* 2007). Por otra parte es de destacar que los mayores picos del nivel del mar se habrían dado en el MIS 5 (Sidall *et al.* 2007), hecho que ha quedado registrado por la transgresión marina asignada informalmente como "Belgranense" en la región de la llanura pampeana.

Dentro de las características más conspicuas de este interglacial, debe mencionarse un brusco enfriamiento asociado a una aridización ampliamente distribuida, que se registró en Europa hacia el final del período (Seelos y Siroco 2007). Diferentes escenarios y analogías pueden invocarse para buscar forzantes similares a los que provocaron la pequeña edad del hielo (LIA) durante el Holoceno. Por otra parte, en perfiles de Europa Central se han encontrado indicios de cortos períodos de calentamiento acentuado hacia finales del MIS 5 (Boettger *et al.* 2007).

Sobre la base del análisis del registro del MIS 5, Jenkins (2001) entre otros, sugiere que la tendencia del calentamiento global actual podría revertirse abruptamente, esperándose un significativo y rápido descenso de las temperaturas actuales. Los estudios del registro del estadio isotópico 5 son muy escasos en el Hemis-

ferio Sur. Particularmente, los registros continentales en Sudamérica, parecen estar restringidos a terrazas marinas elevadas y depósitos aluviales, coluviales y paleosuelos (Clapperton 1993).

En Argentina, los depósitos del Cenozoico tardío continental se encuentran principalmente en la llanura chacopampeana que se extiende aproximadamente entre las latitudes 22° S y 38° S, hacia el este de las Sierras Pampeanas y el área pedemontana andina. Estos depósitos constituyen una extensa cubierta sedimentaria de espesor variable con potencias máximas de hasta 300 metros en algunos sectores (Zárate y Orgeira en prensa). El registro del Pleistoceno está compuesto principalmente por sedimentos loessoides modificados por procesos pedogenéticos que originan suelos soldados (Zárate 2003).

En particular, el registro del estadio isotópico 5 sólo ha sido reportado en dos localidades (Kemp *et al.* 2006), (Fig. 1). En ambas está representado por paleosuelos y ha sido identificado por técnicas de luminiscencia. Una de ellas se localiza en Baradero (provincia de Buenos Aires), donde afloran paleosuelos desarrollados sobre sedimentos palustres. Estos últimos son gradualmente reemplazados por sedimentos eólicos. La otra localidad se encuentra en Lozada (provincia de Córdoba), donde el estadio está representado por un paleosuelo truncado, desarrollado sobre loess y sepultado por sedimentos fluviales.

En cuanto al estadio isotópico 11 (MIS 11), cuyo inicio se ubica entre 410 y 398 Ka, con una duración entre 30 y 40 Ka, son varias las características que merecen destacarse. Entre ellas que los parámetros orbitales terrestres actuales son casi idénticos a aquellos acaecidos durante el MIS 11 (Droxler *et al.* 2003).

El intervalo que incluye el MIS 9 y MIS 11 es referido frecuentemente al Brunhes medio, y ha sido considerado un período inusualmente cálido en el último millón de años. (Droxler *et al.* 2003). Dentro de este lapso el MIS 11 es reconocido como un período marcadamente cálido y pro-

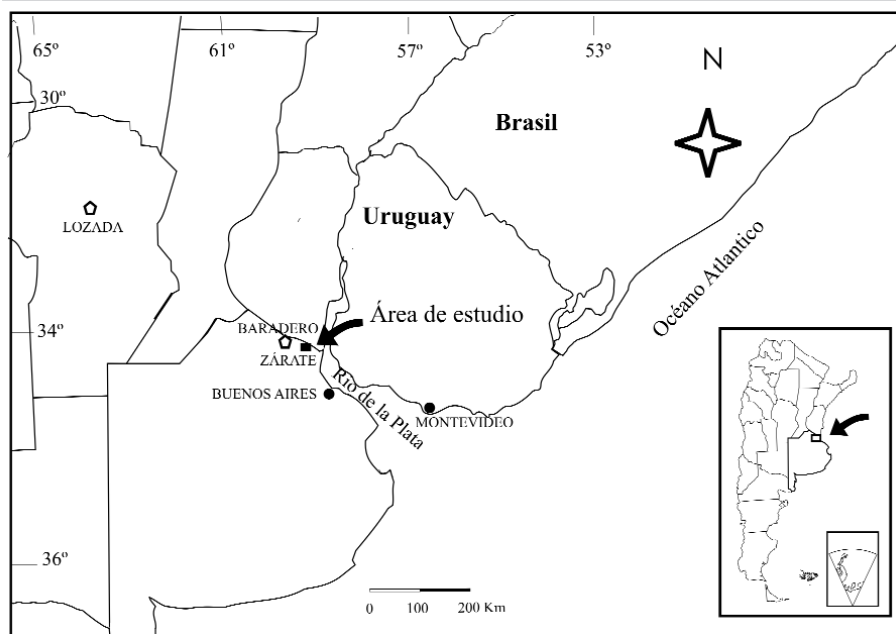


Figura 1: Mapa de ubicación.

longado del Pleistoceno tardío (aproximadamente 30 Ka), cuya duración prácticamente duplica la de otros intervalos interglaciales del Cenozoico tardío.

Muchas dudas persisten aún con referencia a este período. En particular, su modelado por simulación resulta ineficiente para explicar los registros paleoclimáticos. En contraste con el resto de los períodos interglaciales, el MIS 11 no ha podido explicarse exitosamente a través del modelado exclusivamente en el contexto de los mecanismos forzantes de Milankovitch. (Droxler *et al.* 2003).

Las relaciones de isótopos de oxígeno en foraminíferos bentónicos y plantónicos obtenidas de registros del MIS 11, son de valores similares a aquéllas que caracterizan el Holoceno. En consecuencia, el nivel del mar, la temperatura oceánica, la salinidad local y la composición isotópica de los hielos debieron ser similares a las actuales. Los forzantes y la respuesta climática a ellos parece haber sido análoga al desarrollo natural del clima actual y quizás del futuro (McManus *et al.* 2003). Sin embargo, los registros continentales parecen indicar condiciones más cálidas que las actuales y una variabilidad climática similar a la del presente (Rousseau 2003).

Por todas las características enunciadas precedentemente puede sugerirse que, entre los intervalos interglaciales cuaternarios, el MIS 11 es obviamente una única y excepcional ventana hacia las futuras condiciones climáticas (Droxler *et al.* 2003).

En cuanto a los registros continentales del intervalo MIS 11, han sido reconocidos al presente sólo algunos pocos afloramientos. Registros de un Intervalo temporal correlativo al MIS 11 fueron identificados en sección de loess en la localidad de *Red Hill*, República Checa, próximo a la transición Brunhes-Matuyama, en Taramaidan, Tadjikistan y en numerosas sucesiones de los depósitos de loess del plateau de China. Asimismo, se encuentra un registro lacustre de este evento climático en el lago Baikal de Rusia. (Kukla 2003).

Los registros sudamericanos del MIS 11 son sumamente escasos. Los mismos se restringen a una mención al norte de Chile en depósitos de plataforma, y un registro puramente continental en la región de Funza, Bogotá, Colombia, extraído de una secuencia de polen de un testigo muestreado en una planicie a 2.550 m s.n.m. (Rousseau 2003)

En este trabajo se analizan un nuevo re-

gistro continental del MIS 5 y de un intervalo interglacial más antiguo, probablemente correspondiente al MIS 11, en un afloramiento de la Formación Buenos Aires (Fig. 1) situado en una cantera próxima a la localidad de Zárate, provincia de Buenos Aires (34°09' latitud sur; 59°04' longitud oeste).

METODOLOGÍA

El perfil estudiado puede considerarse como una sucesión sedimento-pedológica, de acuerdo con el concepto de Freytet (1971) y para analizarlo se han identificado en primer lugar las superficies de discontinuidad en la sedimentación representadas por superficies de erosión. Una vez determinadas se tuvieron en cuenta espesor y geometría de los bancos, color, estructuras sedimentarias y edáficas, fósiles, grado de consolidación, análisis granulométricos y composicionales. Al mismo tiempo se muestrearon las distintas unidades. Para la determinación de colores se utilizó la cartilla de patrones cromáticos del rock *Color Chart Committee*. El código de litofacies corresponde al propuesto por Miall (1996), modificado de Miall (1981).

Se extrajeron muestras aproximadamente a 1,5 m y 7 m de profundidad, que se analizaron en la Universidad de Oxford por luminiscencia óptica (Cuadro 1). Las edades se obtuvieron en un separado de cuarzo de la fracción fina, siguiendo el protocolo SAR (*single-aliquot regenerative-dose*).

Se efectuó un estudio paleomagnético restringido a la base del perfil y se seleccionaron las muestras más representativas de cada unidad para realizar estudios de tamaño de grano, microscópicos, de difracción de rayos X y determinación de concentraciones de Rb y Sr por fluorescencia de rayos X. Para los primeros se utilizó Sedígrafo CILAS 1180 y con los resultados se confeccionaron histogramas para determinar ubicación y tipo de modas y curvas de frecuencia acumulativa en papel probabilístico, para establecer los porcentajes usados para calcular los

parámetros estadísticos de Folk y Ward (1957) que se consignan en el Cuadro 2. Estas curvas permitieron también distinguir las poblaciones que Visher (1969), atribuye a procesos de transporte por tracción, saltación y suspensión.

Las muestras fueron estudiadas microscópicamente, teniendo en cuenta sus características texturales y composicionales. Los paleosuelos se describieron de acuerdo a Bullock *et al.* (1985). Para las rocas carbonáticas se utilizó la clasificación de Dunhan (1962) y para evaluar la micro-morfología de los calcretes se usó terminología de Wright (1990), quien propone dos miembros finales, los calcretes alfa consisten en una matriz densa micrítica o microesparítica, en la que se observan granos flotantes, corroídos y desplazados y comunes cristalarias. En los calcretes beta, en cambio, dominan las características biogénicas, como rizoconcreciones, calcita fibrosa, textura alveolar-septal, etc.

La identificación de los minerales de arcilla se efectuó por difracción de Rayos X, en un Difractómetro Phillips PW1130, utilizando radiación de Cu filtrada con Ni a una velocidad de $2^\circ 2\theta/\text{min}$ [en un rango de sensibilidad de $2 \times 10(3)$].

Para obtener la fracción menor a dos micrones, se colocaron alícuotas de muestra obtenidas por cuarteo en suspensión en agua destilada con agregado de dispersante (CALGON) y de allí se obtuvo la fracción elegida por pipeteo. Se prepararon tres plaquetas de cada muestra, de las cuales se dejó una sin tratar, otra se sometió por 24 horas a una atmósfera de etileno glicol y la última se calcinó durante dos horas a 550°C . Una vez identificadas las especies presentes se procedió a realizar una semicuantificación midiendo las áreas de los picos y corrigiendo por factores empíricos.

Los análisis de elementos traza Rb y Sr fueron realizados en INGEIS, por espectrometría de Fluorescencia de Rayos X sobre roca total (fracción < malla 200), con un equipo Philips PW1410. Se utilizaron estándares internacionales (GSP-1, G-2, RGM-1, AGV-1, NIST-1c y JLS-1)

CUADRO 1: Códigos de las muestras analizadas por luminiscencia óptica y resultados obtenidos.

N° de campo	N° de laboratorio	N° Edad resultante	Edad estimada
Zárate-T1-CZ53	X630	OxL-1256	$> 126,000 \pm 10,000$
Zárate-T2	X631	OxL-1257	$30,000 \pm 4,000$

como material de referencia.

RESULTADOS

El perfil tiene un espesor de 10 m, del que se han analizado aproximadamente 8 m (Fig. 2). Sobre la base de las superficies de discontinuidad en la sedimentación y los estudios realizados en campo y laboratorio, se lo ha dividido en cuatro unidades, a las que suprayace el suelo actual. La muestra tomada aproximadamente a 1,2 m de profundidad corresponde al sedimento que constituye el material parental del suelo actual; al ser datada por luminiscencia óptica arrojó una edad de 30.000 años, mientras que la extraída a 7,3 m, en el sector medio superior no edafizado de la unidad B, dio una edad de 126.000 años (Cuadro 1).

El estudio paleomagnético preliminar realizado en la secuencia sugiere una edad magnética Matuyama (mayor a 0,7 Ma) para la base de la sucesión, por debajo de la paleosuperficie II. Los sedimentos suprayacentes están caracterizados por una magnetización remanente de polaridad normal, por lo que se les asigna una edad magnética Brunhes (menor a 0,7 Ma). La edad magnética reversa obtenida en este perfil para la base de la Formación Buenos Aires, no coincide con la interpretación de Tonni *et al.* (1999), para los alrededores de La Plata.

Se determinaron las concentraciones de Rb y Sr en muestras de loess y paleosuelos. Las concentraciones de Rb varían entre 78 y 99 ppm y los contenidos de Sr varían entre 203 y 327 ppm. Existe una correlación negativa entre los contenidos de Rb y Sr en toda la secuencia. Las relaciones Rb/Sr son bajas pero su aumento está siempre asociado con los niveles de paleosuelos. De acuerdo con Dasch (1969) y Chen *et al.*, (1999) y (2000), la relación Rb/Sr en paleosuelos es indicado-

ra de alteraciones químicas ocurridas durante procesos pedogenéticos y puede ser usada para distinguir niveles pedogénicos dentro de secuencias de loess-paleosuelos. Además, las mayores relaciones Rb/Sr estarían vinculadas con el grado de pedogénesis. Sin embargo Liu *et al.* (2007), sin descartar esta interpretación, hacen notar que podrían deberse también a variaciones en el contenido de carbonato de calcio.

Unidad A

Características generales: Tiene 1,5 m. de potencia, es mantiforme, tiene base y techo netos y marcados por paleosuperficies (I y II) bien definidas (Fig. 2). El sector inferior es friable, constituido por una fangolita de color naranja muy pálido (10YR 8/2), los rasgos edáficos son muy escasos en el tramo basal y se incrementan hacia el sector superior, está moderadamente consolidado y es de color naranja rosado grisáceo (5YR 7/2).

Análisis granulométrico: Los histogramas reflejan poblaciones unimodales con moda principal en la clase limo grueso e importantes admixturas proximales psamíticas muy finas y limolíticas (Figs. 3a y b). Los valores de la mediana y de la media son similares e indican que la fracción dominante es el limo grueso a mediano (Cuadro 2). Están muy pobremente seleccionadas a extremadamente mal seleccionadas (Figs. 3f y g), sus curvas tienen asimetría muy positiva y son mesocúrticas a ligeramente leptocúrticas. El segmento de la curva acumulativa que representa a las poblaciones de arena y limo grueso, es el que tiene mayor desarrollo (55% a 60%), mientras que el que caracteriza a los tamaños de grano más finos es algo más reducido (40% a 45%). La fracción arcillosa no supera el 10% del material.

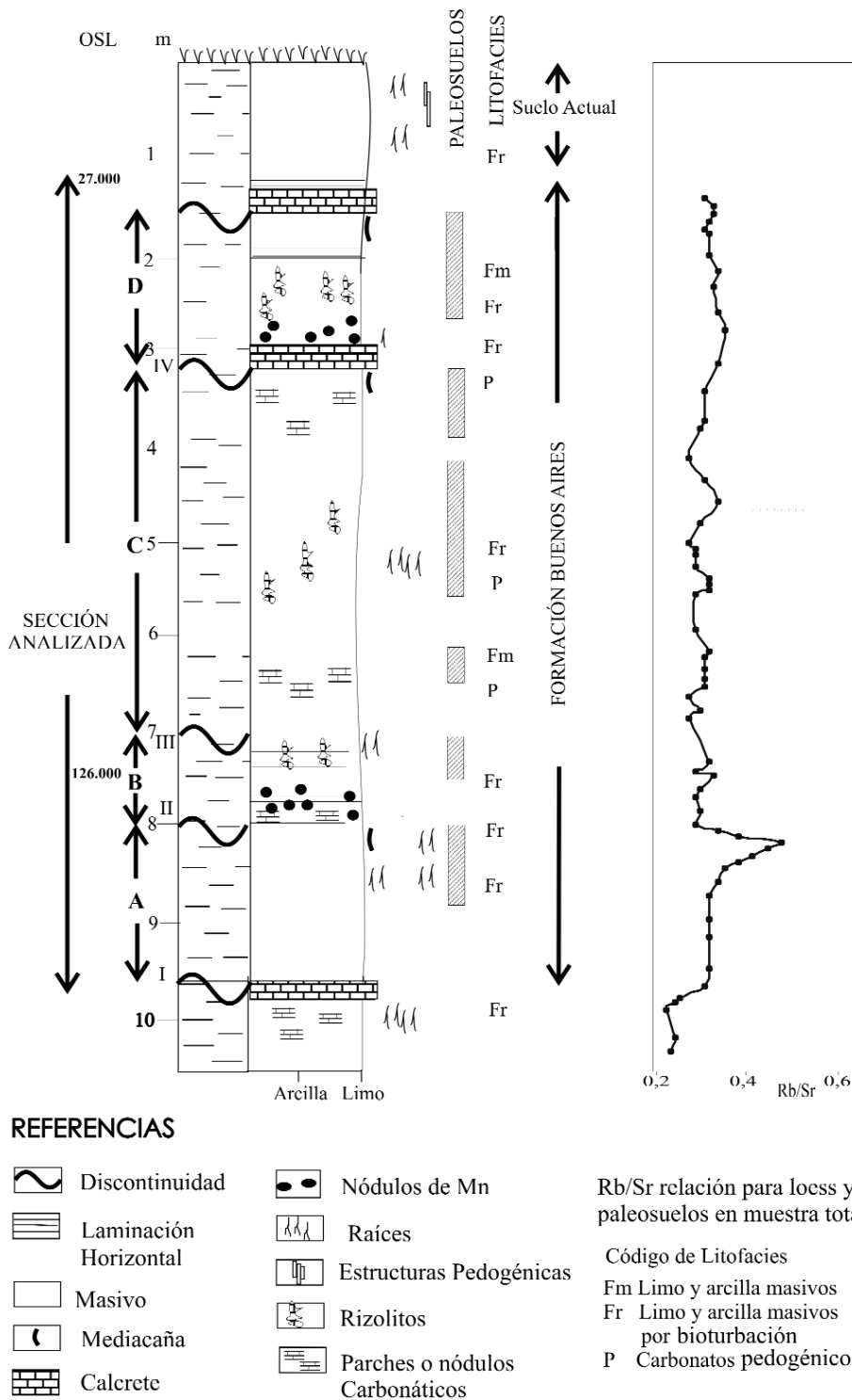


Figura 2: Perfil geológico y su correlación con la relación Rb/Sr

Caracterización microscópica: el sector medio de la unidad tiene microestructura dominada por fisuras con poca separación de agregados y está compuesto por granos tamaño limo y arena muy fina, entre los que se dispone el material arcilloso. Se

observan escasos agregados de bloques angulosos y el grado de pedalidad es débil. Dichos agregados son finos a medianos, su superficie es serrada y no hay buen acomodamiento de las paredes opuestas, separadas por huecos planares

dispuestos en zig-zag, cuyo diámetro es variable a lo largo de su recorrido. Hay escasos canales.

La relación entre el porcentaje de material que constituye el esqueleto y el plasma (concepto g/f de Stoops y Jongerius, en Bullock *et al.* 1985), tomando como límite entre ambos 4μ , es: $(g/f) 4\mu = 85/15$. Pero si se considera el límite en 30μ cambia a: $(g/f) 30\mu = 50/50$. La masa basal tiene en algunos sectores fábrica moteada dispersa o estriada paralela y la fracción gruesa está formada por clastos de feldespatos (46%), vidrio volcánico (35%), cuarzo (15%), fragmentos líticos volcánicos (2%) y minerales accesorios, entre los que se destacan piroxenos, anfíboles, opacos y micas (2%). Las características pedológicas más importantes son los revestimientos arcillosos de grano, muy finos y discontinuos, los rellenos porales formados por arcillas laminadas, los nódulos órticos de óxido de hierro sin fábrica interna, de forma ameboidal o digitada y con impregnación moderada. El sector superior de la unidad está compuesto por granos tamaño limo y arena fina y muy fina, entre los que se dispone el material arcilloso, dando origen a un empaquetamiento muy cerrado. El grado de pedalidad es débil. Presenta mesocanales finos (50 a 100μ) a medianos (100 a 200μ), con superficie mamilar y paredes que en general no se acomodan entre sí, tapizadas por revestimientos arcillosos.

La relación entre el porcentaje de material grueso y fino tomando como límite entre ambos 4μ , es: $(g/f) 4\mu = 90/10$. Pero si se considera el límite en 30 cambia a: $(g/f) 30\mu = 60/40$. La masa basal tiene fábrica indiferenciada y la fracción gruesa está formada por clastos de feldespatos (44%), vidrio volcánico (36%), cuarzo (15%) fragmentos líticos volcánicos (3%) y minerales accesorios, entre los que se destacan piroxenos, anfíboles, opacos y micas (2%). Las características pedológicas más importantes son los revestimientos de arcilla, menor porcentaje de revestimientos feruginosos, nódulos órticos de óxido de hierro sin fábrica interna, de forma ameboidal y con impreg-

CUADRO 2: Parámetros estadísticos de las muestras estudiadas.

Unidad	Profundidad m	Mediana Md (φ)	Media Mz (φ)	Selección σi	Asimetría Sk	Agudeza Kg	Formación
A sector medio	9,25	4,90	5,50	1,87 VPS	0,50 SPS	0,98 M	Buenos Aires
A sector superior	8,50	4,65	5,03	2,12 EPS	0,84 SPS	1,13 L	
B	7,75	4,2	4,32	2,57 EPS	0,09 S	1,11 M	
C	5,70	4,25	4,62	1,36 VPS	0,53 SPS	1,50 L	
D	2,40	4,6	4,98	1,60 VPS	0,44 SPS	1,15 L	

EMS: extremadamente mal seleccionada, MPS: muy pobremente seleccionada; AMP: asimetría muy positiva, S: simétrica; M: mesocúrtica, L: leptocúrtica.

nación moderada e intercalaciones de óxido de hierro simples o serradas.

Arcillas: los minerales de arcilla no son abundantes (10%) y están representados casi exclusivamente por illita, con trazas de una fase expandible atribuida a vermiculita.

Litofacies: el carácter macizo de los depósitos, sumado a las presencia de abundantes rasgos edáficos, permiten equipararlos a la litofacies Fr (limos y arcillas macizos con raíces y bioturbación).

Unidad B

Características generales: Tiene un metro de potencia, con base y techo netos y marcados por paleosuperficies (II y III). Es de color naranja rosado moderado (5YR 8/4), su geometría es tabular y se caracteriza por la presencia de nódulos de manganeso y concreciones de carbonato de calcio. En el sector inferior el carbonato de calcio constituye lateralmente un calcrete masivo de espesor irregular y color naranja rosado grisáceo (5YR 7/2). Sobre el calcrete se observa estructura laminar ondulosa, originada por vesículas subhorizontales, algunas veces rellenas por calcita. La distribución del carbonato determina que el sector inferior esté consolidado, mientras que las zonas media y superior son friables. La zona media no tiene rasgos edáficos, pero estos se incrementan hacia el sector superior, en el que hay trazas de raíces en posición vertical y nódulos de carbonato de calcio. El tope está marcado por la presencia de numerosas vesículas de orientación subhorizontal, que en algunos sectores están re-

llenas por carbonato de calcio.

Análisis granulométrico: Son sedimentos unimodales con moda muy poco marcada en la clase arena muy fina (18,11%), que apenas supera a la importante admixtura proximal fina correspondiente a limo grueso (17,7%) (Fig. 3c). Los valores de la mediana y de la media son similares e indican que la fracción dominante es el limo grueso (Cuadro 2). Están extremadamente mal seleccionados (Fig. 3h), sus curvas son mesocúrticas y simétricas. El segmento de la curva acumulativa que representa a las poblaciones de arena y limo grueso, tiene un desarrollo mayor (65%) que el que caracteriza al resto de la fracción pelítica (35%). La fracción arcillosa sólo constituye alrededor del 9,50% del depósito.

Caracterización microscópica: el sector inferior es un calcrete, donde el carbonato micrítico autigénico envuelve, separa y cementa en forma continua, 15% de clastos monominerales con bordes corroídos y fragmentos loessicos. Se genera así un típico calcrete masivo, denso, con fábrica alfa, que petrográficamente puede clasificarse como wackestone. Son comunes las fracturas y las cristalarias y se observan algunos poros no totalmente rellenos. Hay recristalización a microesparita, lo que da origen a textura grumosa.

El sector superior de la unidad es muy poroso, tiene microestructura dominada por bloques subangulares finos (5 a 10 mm) a muy finos (<5 mm), con superficie mamilar. El grado de pedalidad es fuerte. Los agregados están separados por mesoporos (< 15% de la muestra) finos (50-100µ) a medios (100-200µ) y

sus caras se acomodan entre sí. Son huecos planares dispuestos en zig-zag y canales vermiformes, en su mayoría rellenos por calcita.

La relación entre el porcentaje de material grueso y fino tomando como límite entre ambos 4µ, es: (g/f) 4µ=90/10. Pero si se considera el límite en 30 cambia a: (g/f) 30µ= 65/35. La masa basal tiene en algunos sectores fábrica moteada muy pobremente definida y la fracción gruesa está formada por clastos de feldspatos (47%), vidrio volcánico (34%), cuarzo (15%), fragmentos líticos volcánicos (2 %) y minerales accesorios, entre los que se destacan piroxenos, anfíboles, opacos y micas (2%). Las características pedológicas más importantes son los revestimientos arcillosos de fisuras y los rellenos de canales formados por arcillas laminadas. La mayoría de los poros están rellenos por calcita esparítica, con algunos cristales rómbicos y que marca los límites de los agregados. Hay escasos nódulos de óxido de hierro órticos, de forma ameboidal y moderadamente impregnados y algunos muy pequeños con impregnación fuerte.

Arcillas: los minerales arcillosos constituyen menos del 10% de la muestra y corresponden a illita (85%), acompañada por una fase expandible atribuida a vermiculita (15%).

Litofacies: el sector inferior de la unidad corresponde a un calcrete discontinuo, mientras que el sector superior formado por material pelítico y arenoso muy fino, con abundantes características edáficas indica que se trata de litofacies Fr (limos y arcillas macizos con raíces y bioturbación).

Unidad C

Características generales: Tiene 3,75 m. de potencia, con base y techo netos y marcados por paleosuperficies (III y IV) bien definidas, la superior evidenciada por media caña. Tiene forma de manto y es de color naranja grisáceo (10YR 7/4) en la zona central, mientras que los extremos son más claros (naranja muy pálido,

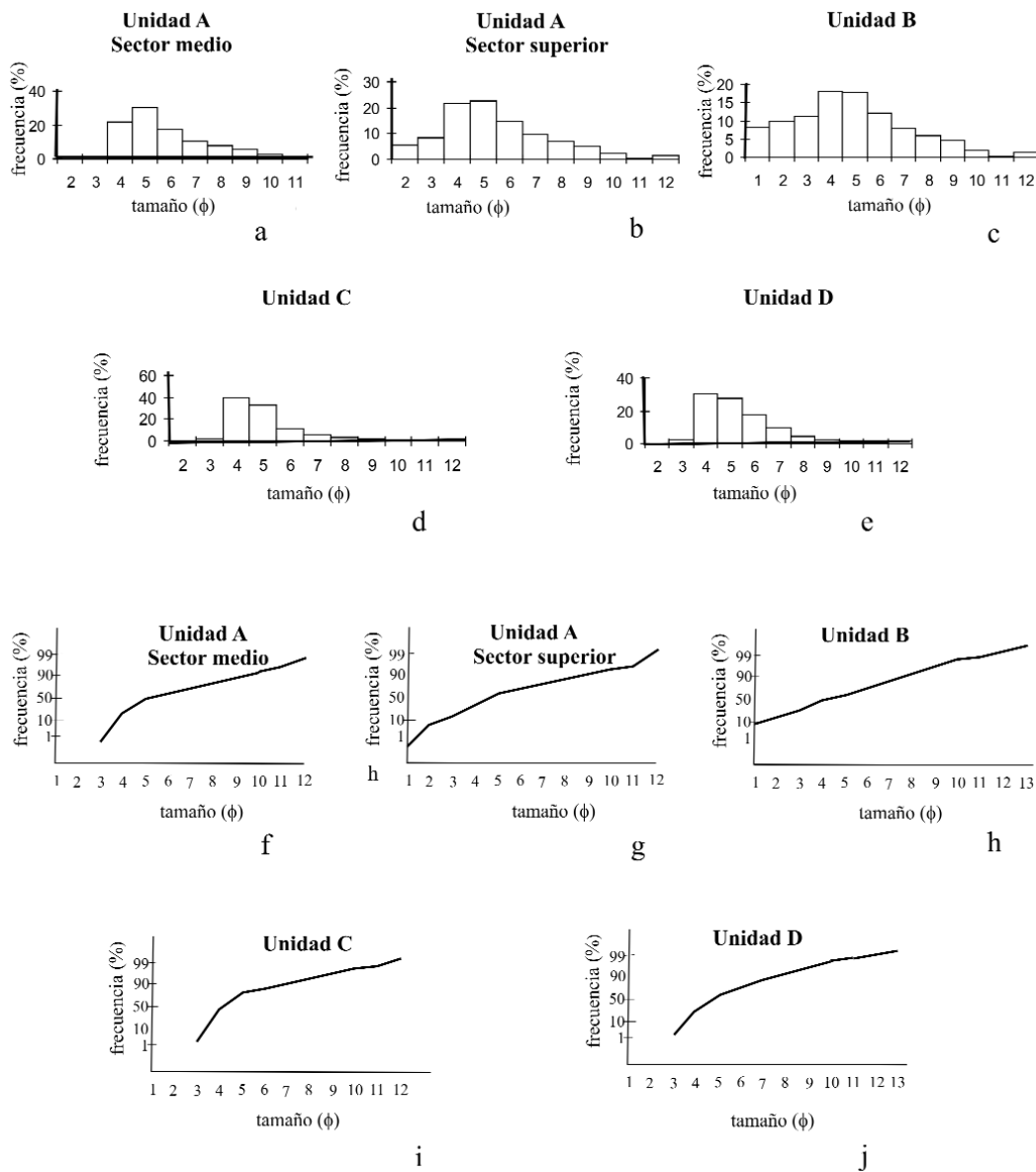


Figura 3: Histogramas y curvas acumulativas tipo de cada unidad

10YR 8/2), debido a la presencia de carbonato de calcio. Está moderadamente consolidada y es muy porosa, destacándose numerosas vesículas subhorizontales en la base. El sector inferior es masivo, pero el medio y superior se caracterizan por la presencia de rizolitos, rasgos de edafización y parches de material carbonático. Los rizolitos son en su mayoría root cast, en el sentido de Klappa (1980), es decir que se formaron por relleno calcíticos de moldes dejados por raíces.

Análisis granulométrico: Son sedimentos unimodales con moda poco marcada en la clase arena muy fina (39,3%), que su-

pera levemente a la importante admixtura proximal fina correspondiente a limo grueso (32,73%) (Fig. 3d). Los valores de la mediana y de la media son semejantes e indican que la fracción dominante es el limo grueso (Cuadro 2). Están muy pobremente seleccionados (Fig. 3i), sus curvas son leptocúrticas y asimétricas muy positivas. El segmento de la curva acumulativa que representa a las poblaciones de arena y limo grueso, que se mueven por saltación, es el que tiene mayor desarrollo (75 %), mientras que el caracteriza al resto de la fracción pelítica es más reducido (25 %). La fracción arcillosa

solo constituye el 5,28% del depósito.

Caracterización microscópica: el sector medio de la unidad, es muy poroso, apedal, con microestructura de granos revestidos, en la que los granos tamaño arena y limo tienen coberturas más o menos continuas de material arcilloso, el que también forma puentes y meniscos entre los granos. En algunos sectores estas pátinas no son continuas, por lo que hay poca agregación. Se observan escasas cavidades medianas (100-200μ), elongadas, no orientadas, con distribución al azar y paredes curvas. En ocasiones están parcialmente rellenas por revestimientos argilo-

ferruginosos microlaminados bien desarrollados.

La relación entre el porcentaje de material grueso y fino, tomando como límite entre ambos 4μ , es: (g/f) $4\mu=94/6$. Pero si se considera el límite en 30μ cambia a: (g/f) $30\mu=75/25$. La fracción gruesa está formada principalmente por vitroclastos, tanto trizas como fragmentos pumíceos (51%), clastos de feldespatos (31%), cuarzo (12%), minerales accesorios, entre los que predominan los minerales opacos (3%) y muy escaso porcentaje de fragmentos líticos de pelitas y volcanitas (3%). Las características pedológicas más importantes son los revestimientos arcillosos de grano, los hiporevestimientos férricos y escasos nódulos órticos arcillosos, sin fábrica interna, con morfología de agregados.

Arcillas: en el sector basal de la unidad predomina la illita (70-90 %) con esmectita de baja calidad de cristalización (10-30 %). En el sector medio también predomina la illita (80-90 %), acompañada por vermiculita (10-20 %), mientras en el tope de la unidad disminuye el porcentaje de illita (60%) y aumenta el de esmectita muy bien cristalizada (40%).

Litofacies: las características masivas de la zona inferior de la unidad, permiten incluirla dentro de la litofacies Fm (pelitas masivas), mientras que el tamaño de grano de los sedimentos y las características pedológicas observadas en los tramos medio y cuspidal, los equiparan con la litofacies Fr (limos y arcillas macizos con raíces y bioturbación).

Unidad D

Características generales: Tiene aproximadamente 1,50 m. de espesor, con base y techo netos, algo ondulados y marcados por paleosuperficies (VI y V) bien definidas, resaltadas por medias cañas. Está moderadamente consolidada, tiene forma tabular, color naranja muy pálido (10 YR 8/2) y se caracteriza por la presencia de un calcrete de espesor irregular en la base, cuya parte superior exhibe estructura laminar ondulosa muy característica,

debida a la penetración de carbonato de calcio en vesículas del material hospedador. En este sector son comunes los nódulos de manganeso y en la zona media son abundantes los rizolitos de orientación vertical, mientras que la zona superior carece de carbonato de calcio. En toda la unidad hay abundantes rasgos edáficos y lateralmente pueden observarse escasos lentes irregulares de 15 a 20 cm de espesor y aproximadamente 2 m de largo, constituidos por material arcilloso de color verde oliva pálido (10Y 6/2).

Análisis granulométrico: Son sedimentos unimodales con moda en la clase arena muy fina (30,43%), que supera levemente a la importante admixtura proximal fina correspondiente a limo grueso (27,61%). En cambio la admixtura proximal gruesa, correspondiente a arena fina es muy pequeña (2,49%), (Fig. 3e). Los valores de la mediana y de la media son semejantes e indican que la fracción dominante es el limo grueso (Cuadro 2). Están muy pobremente seleccionados, sus curvas son leptocúrticas y asimétricas muy positivas (Fig. 3j). El segmento de la curva acumulativa que representa a las poblaciones de arena y limo grueso, que se mueven por saltación, es el que tiene mayor desarrollo (60%), mientras que el caracteriza a los tamaños de grano más finos es algo más reducido (40%). La fracción arcillosa solo constituye alrededor del 5% del depósito.

Caracterización microscópica: el sector inferior es un calcrete brechoso, donde el carbonato esparítico con textura en mosaico, corta, separa y cementa fragmentos de pelitas y arcilitas, con un patrón que en general responde a dos direcciones en ángulo recto. En otros sectores carbonato micrítico se concentra determinando fábrica alfa, es decir una microfábrica densa donde el crecimiento desplazante de micrita es el principal proceso involucrado. Algunos canales, probablemente correspondientes a huecos dejados por raíces y con revestimientos arcillosos laminados, están rellenos por esparita granular, otros presentan hipo y quasirevestimientos de óxido de hierro. Son comu-

nes las cristalarias irregulares y circumgranulares y se observan algunos agregados de óxido de hierro. Petrográficamente la roca puede clasificarse como *wackestone*.

Los sectores medio y superior de la unidad son apedales, tienen microestructura con escasos canales y cavidades de tamaño medio grueso (200-500 μ), y macro mediano (1 a 2 mm) y fino (500-1000 μ). Las cavidades tienen paredes suaves y curvas. Los poros no presentan orientación y están distribuidos al azar, en algunos casos tienen revestimientos laminados de arcillas y revestimientos ferruginosos.

La relación entre el porcentaje de material grueso y fino, tomando como límite entre ambos 4μ es: (g/f) $4\mu=92/8$. Pero si se considera el límite en 30μ cambia a: (g/f) $30\mu=60/40$. La masa basal tiene en algunos sectores fábrica moteada dispersa pobremente definida y la fracción gruesa está formada por clastos de feldespatos (47%), vidrio volcánico (40%), cuarzo (10%), fragmentos líticos volcánicos (1%) y minerales accesorios, entre los que se destacan piroxenos, anfíboles, opacos y micas (2%). Las características pedológicas más importantes son los nódulos órticos e intercalaciones de óxido de hierro digitadas, con impregnación moderada a fuerte, los revestimientos arcillosos de grano, los ferro y argilorevestimientos de fisura, los hipo y quasirevestimientos laminados en canales y escasos nódulos arcillosos.

Arcillas: los minerales arcillosos son escasos, constituyen solo el 5% de la unidad y corresponden a illita (55% a 60%), con cantidades casi equivalentes de esmectita con cristalinidad regular a buena (40% a 45%).

Litofacies: el sector basal de la unidad corresponde a un calcrete, mientras que los sectores medio y superior con abundantes rizolitos y características pedológicas, pueden equipararse a litofacies Fr (limos y arcillas macizos con raíces y bioturbación).

INTERPRETACIÓN

Unidad A: La geometría mantiforme y las características texturales, con predominio de sedimentos pelíticos muy pobremente seleccionados y participación de arena muy fina, sumado a la falta de estructuras sedimentarias primarias, indica que se trata de sedimentos loésicos depositados por el viento en regiones de escasa pendiente. La composición mineralógica de la fracción arena y limo grueso indica clara procedencia volcánico-piroclástica. La illita domina ampliamente en el sector basal, que tiene escasas características pedogénicas, por lo que se la considera detrítica. El resto de la unidad presenta rasgos de edafización, con formación de estructura en bloques finos y medianos y abundantes características pedológicas, entre las que se destacan distintos tipos de revestimientos formados por procesos de iluviación y nódulos de óxido de hierro. La concentración iluvial de arcilla también se ve reflejada en la asimetría muy positiva de las curvas acumulativas (cola de material fino). Debido a estos rasgos se interpreta que la base de esta unidad correspondería a un horizonte C y la media y superior a un Bt.

Unidad B: La geometría del cuerpo, la falta de estructuras sedimentarias primarias y las características texturales, indican también para esta unidad un origen loésico.

Al calcrete masivo y discontinuo que se observa en la base de la unidad, se le atribuye un origen relacionado con fluctuaciones de la capa freática, debido al contacto inferior neto, el predominio de micrita con modificación total de la fábrica del material parental, la vesicularidad y la laminación ondulosa (Mack *et al.* 2000). Las características determinantes de fábrica alfa (fisuras complejas y cristalarias, granos esqueléticos flotantes y con bordes corroídos, fábrica densa), que se origina por crecimiento desplazante de calcita en el material clástico hospedador, indican que el calcrete se ha formado principalmente por evaporación, evapotranspiración y pérdida de gases (Wright

y Tucker 1991). El origen de las vesículas estaría también vinculado a la pérdida de gases (Mack *et al.* 2000) y su posición subhorizontal, avala que se trata de un calcrete de aguas subterráneas (Pimentel *et al.* 1996). La micromorfología indica que se ha originado en los ambientes diagenéticos freático y vadoso. La micrita refleja precipitación rápida en la zona vadosa, a partir de soluciones supersaturadas que produce destrucción de la fábrica primaria y desplazamiento de las partes. La microesparita secundaria, se origina por reemplazo del fango mictrítico original, debido a procesos de disolución y reprecipitación (Tandon y Narayan 1981). Las cristalarias pueden haberse originado por desecación, crecimiento expansivo y como relleno de huecos dejados por raíces. Los nódulos de manganeso se habrían formado por aumento del pH, debido al carbonato de calcio, que cataliza la oxidación del Mn^{2+} , formando MnO_2 . Su presencia indica fluctuaciones del potencial de óxido-reducción, asociadas a periódica saturación con agua.

El sector superior de la unidad corresponde a un paleosuelo con fuerte grado de pedalidad y masa basal con fábrica moteada. El material parental, si bien ha sido profundamente modificado, tiene origen volcánico-piroclástico. Los abundantes revestimientos indican procesos de traslocación del material arcilloso desde horizontes superiores, por lo que el tramo superior de la unidad correspondería a un horizonte Bt. Se considera que la illita ha sido heredada del material loésico, mientras que la vermiculita es de origen pedogénico, a partir de la alteración de la illita. Se interpreta que la calcita esparítica que rellena canales, ha precipitado posteriormente y es de origen freático, debido a su carácter intersticial y al tamaño y forma de los cristales.

Unidad C: La forma de los depósitos, que carecen de estructuras sedimentarias primarias y sus características texturales, indican también para esta unidad un origen loésico, cuya composición es de génesis volcánico-piroclástica. La unidad tiene

abundantes rasgos de edafización, que se incrementan en los tramos superior y medio. El sector inferior, con escasas evidencias macroscópicas de pedalidad y abundante carbonato de calcio, podría corresponder a un horizonte BCk. En el sector medio se observa microestructura de granos revestidos y variados tipos de revestimientos, que indican iluviación desde horizontes superiores. La presencia de escasas cavidades revestidas por rellenos laminados con orientación continua, se interpretan como huecos biológicos. Los rizolitos (*root cast*) y los parches carbonáticos en distintas posiciones de la unidad, indican la presencia de horizontes Btk. El espesor de la unidad y la superposición de estos rasgos sugieren que se trata de varios horizontes soldados. Esto es convalidado por las fluctuaciones en los porcentajes de las especies arcillosas, ya que en suelos actuales de la misma zona (Orgeira *et al.* en prensa), los mayores porcentajes de illita se concentran en el horizonte A, mientras que los horizontes Bt y BC están empobrecidos en esta especie y enriquecidos en esmectita.

Unidad D: La geometría tabular, la falta de estructuras sedimentarias primarias y las características texturales, sugieren también génesis loésica para esta unidad, cuyos componentes tamaño arena y limo son de procedencia volcánico-piroclástica. Las características macro y microscópicas del calcrete irregular y brechoso que aparece en la base de la unidad, con límites netos y desarrollado a lo largo de la superficie de erosión, indican que su origen se relaciona a la migración vertical y lateral de la capa freática. El sector superior con estructura laminar ondulosa, es típico de este tipo de calcretes (Mack *et al.* 2000). El brechamiento es característico de ambiente diagenético vadoso, donde existe alternancia entre condiciones de cementación y fracturación no tectónica, lo que origina varios episodios de fragmentación, brechamiento y cementación. Las fisuras, que fragmentan y separan al material hospedador, pueden tener distinto origen entre los que cabe mencionar: grietas debidas a fe-

nómenos de desecación, poros vinculados a la acción de raíces y acción desplazante de calcita. Los rellenos cristalinos (cristalarias) de fisuras, compuestos por calcita esparítica primaria clara, con buen desarrollo de clivaje, se forman por precipitación de soluciones extremadamente supersaturadas en ambiente diagenético freático. Los nódulos de manganeso se habrían formado por aumento del pH, debido a la presencia de carbonato de calcio, que cataliza la oxidación del Mn^{2+} , formando MnO_2 . Su origen estaría vinculado a fluctuaciones del potencial de óxido-reducción, por periódica saturación con agua.

En el sector medio se observa un paleosuelo apedal, con escasos canales y cavidades y abundantes argilocutanes de distinto tipo y nódulos de óxido de hierro que indican procesos de iluviación de materiales desde horizontes superiores. El importante porcentaje relativo de esmectita con respecto a illita, pone de manifiesto la importancia de los procesos de argiloiluviación. La presencia de abundantes rizolitos (*root cast*) en posición vertical, indicarían que se trata de un horizonte Btk. El tramo superior tiene características similares pero carece de concentraciones de carbonato de calcio, por lo que correspondería a un horizonte Bt.

DISCUSIÓN

Los depósitos de la región pampeana de Buenos Aires han sido divididos en 4 subciclos de sedimentación correspondientes al Cenozoico tardío continental (Zárate 2003, Zárate y Orgeira 2007). La sucesión pedosedimentaria aquí analizada correspondería al tercer subciclo (Plioceno Tardío-Pleistoceno Tardío, *circa* 3,2 Ma-0,040/0,030 Ma), integrado por depósitos portadores de faunas de los pisos-edad del Marplatense, Ensenadense y Bonaerense. Recientemente Kemp *et al.* (2006), han analizado secciones ubicadas a la región pampeana septentrional de Buenos Aires (Baradero) y Córdoba (Lozada), datando los depósitos por luminiscencia óptica estimulada (OSL).

Reconocen en ambas secciones un paleosuelo correlacionable en líneas generales con el MIS 5.

La sucesión sedimentaria aquí estudiada es compleja y cíclica; consiste en una serie de depósitos loésicos profundamente modificados por pedogénesis y presenta numerosos hiatos, marcados por superficies de discontinuidad. Los paleosuelos tienen importante desarrollo en toda la sección analizada y marcarían períodos de no sedimentación y predominio de procesos pedogénicos. La ausencia aparente de horizontes A puede ser atribuido a erosión, debida a cambios climáticos hacia condiciones más secas, lo que habría originado las paleosuperficies. Sin embargo, estos horizontes pueden ser irreconocibles por efectos de enmascaramiento debidos a posteriores procesos de pedogénesis (Zárate *et al.* 2002). La evidencia de bioturbación en muchos puntos de la sección analizada, indica que estos procesos fueron activos a medida que se depositaba sedimento, lo que podría haber convertido a horizontes A en B y en C.

La edad magnética Matuyama, obtenida en el tope de la unidad A sugiere para la misma una antigüedad mayor a 0,7 Ma, mientras que al resto de las unidades sedimentarias se les asigna una edad magnética Brunhes, por lo que tendrían menos de 0,7 Ma.

La edad de 126.000 años obtenida por luminiscencia óptica en el sector medio superior de la unidad B, sugiere que la unidad suprayacente C, compuesta por una sucesión de paleosuelos soldados, se habrían desarrollado hacia el final del último intervalo interglacial, equivalente al MIS 5. No se tiene mayor precisión con respecto a la unidad D, que también podría corresponder al mismo o al interestadial MIS 3.

El paleosuelo ubicado en la Unidad B podría referirse, continuando el orden secuencial a los más antiguos interestadiales MIS 7 ó 9.

El paleosuelo de la unidad A cuya base correspondería a un horizonte C y los tramos medio y superior con rasgos de

edafización y abundantes características pedológicas a un Bt, contrasta con los paleosuelos soldados suprayacentes asignados al MIS 5, está indicando condiciones climáticas bien definidas y un lapso involucrado en la pedogénesis prolongado.

La edad de los sedimentos de la unidad A es mayor ó igual a 0,7 Ma; luego, siguiendo el razonamiento y el orden secuencial el paleosuelo desarrollado sobre ella sería asignable al MIS 9 ó 11. Dadas las características climáticas atribuidas al intervalo MIS 11 observadas en otras partes del mundo, resumidas en la introducción de la presente contribución y las del paleosuelo en cuestión, podría tentativamente sugerirse que la pedogénesis registrada en la unidad A sería correlacionable al citado evento climático.

El material parental de todas las unidades, si bien ha sido profundamente modificado, es de génesis volcánico-piroclástica. La presencia de calcretes indica períodos o áreas con reducido aporte clástico, donde el clima ejerce un importante control, se desarrollan bien en clima semiárido a árido (Alonso Zarza 2003), pero marcadamente estacional.

Los calcretes de las unidades B y D, masivos y brechosos, se han originado por fluctuaciones verticales y laterales de la capa freática, lo que es sustentado por la fábrica alfa, las vesículas subhorizontales vinculadas a la pérdida de gases y la estructura laminar ondulosa. Se han originado en los ambientes diagenéticos freático y vadoso.

En cambio, en la unidad C y en la parte media de la D, los rizolitos verticales indican que los calcretes son de origen pedogénico y se desarrollan en suelos bien drenados. La acumulación de carbonato de calcio en el horizonte B de suelos es el principal proceso pedogénico en zonas subtropicales secas (Mack y James 1994), que se caracterizan por una precipitación anual menor de 1000 mm y por diferencias estacionales de temperatura. Los calcretes pedogénicos que contienen óxido férrico, esmectita e illita, como sucede en el caso de las unidades C y D, indican cli-

mas semiáridos con lluvias no superiores a 500 mm/año (Khadkikar *et al.* 2000). En un estudio detallado de los suelos actuales de esta zona Orgeira *et al.* (en prensa), indican que se trata de Argiúdoles en sectores bien drenados y de Natracúoles en sectores pobremente drenados. Estos suelos se han formado bajo clima húmedo subtropical y los datos climatológicos sugieren un exceso hídrico para la mayor parte del año.

En consecuencia los paleosuelos representantes del estadio isotópico 5 (unidad C), parecerían sugerir un clima más seco que el presente para el área estudiada.

CONCLUSIONES

El perfil analizado se ubica en la región geomorfológica de la pampa ondulada y tiene un importante registro del Cuaternario Tardío, para latitudes medias del Hemisferio Sur. Está constituido por depósitos de sedimentos loésicos muy pedogenizados, por lo que constituye una sucesión sedimento-pedológica compleja y cíclica. Si bien el registro no es continuo, tiene numerosas superficies de discontinuidad y debe ser estudiado con mayor grado de resolución, puede establecerse que, en particular la unidad C, contiene paleosuelos soldados que se habrían desarrollado durante el último intervalo interglacial y que sería equivalente al MIS 5. Los paleosuelos serían correlacionables con los desarrollados en Lozada (Córdoba) y Baradero (Buenos Aires), analizados por Kemp *et al.* (2006). La presencia de niveles con calcretes de aguas subterráneas y pedogénicos y horizontes con traslocación de arcillas, sugiere que el clima habría sido más seco que el actual y marcadamente estacional. Los procesos de lixiviación se habrían desarrollado durante la estación lluviosa y la precipitación de carbonatos durante la estación seca.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras desean expresar su gratitud a la Universidad de Buenos Aires y al CO-

NICET, que posibilitaron la realización del trabajo, el cual se llevó a cabo en el marco de los proyectos UBACyT X236 y PIP 5659/05. Asimismo, agradecen al Dr. Héctor Morrás y a un árbitro anónimo por sus valiosas sugerencias, las que sin duda contribuyeron a mejorar la versión original.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alonso Zarza, A. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60: 261-298
- Barros, V.R. Clarke, P. y Silva Dias, P.S. 2006. El cambio climático en la cuenca del Plata. (ed.) Proyecto SGP II 057: Trends in the Hydrological cycle of the Plata basin. IAI. CONICET (ed.) 227 p.
- Boettger, T., Junge, F.W., Knetsch, S., Novenko, E.Y., Borisova, O.K., Kremenetski, K.V. y Velichko, A.A. 2007. Indication of short term climate warming at the very end of the Eemian in terrestrial records of central and eastern Europe. En Sirrocko, F., Claussen, M., Sánchez Goñi, M.F. y Litt, T. (eds.) *The climate of Past interglacials*, Elsevier, *Developments in Quaternary Science* 7, 615 p.
- Bullock, P., Federoff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. y Babel, U. 1985. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications, 150 p., England
- Clapperton, C. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier. 769 p.
- Chapman, M.R. y Shackleton, N.J. 1998. Millennial-scale fluctuation in North Atlantic heat flux during the last 150.000 yrs. *Earth and Planetary Sciences Letters* 159: 57-70.
- Chen, J., Anz Z. y Head, J. 1999. Variation of Rb/Sr Ratios in the Loess-Paleosol Sequences of Central China during the Last 130,000 Years and Their Implications for Monsoon Palaeoclimatology. *Quaternary Research* 51: 215-219.
- Chen, J., Wang, Y., Chen, Y., Liu, L., Ji, J. y Lu, H. 2000. Rb and Sr Geochemical Characterization of the Chinese Loess Stratigraphy and Its Implications for Palaeomonsoon Climate. *Acta Geologica Sinica, Journal of the Geological Society of China* 74,(2): 279-288.
- Dasch, E.J. 1969. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33: 1521-1552.
- Droxler, A.W., Alley, R. B., Howard, R.H., Poore, R.Z. y Burckle, L.H. 2003. Unique and exceptionally long interglacial marine isotope stage 11: window into earth warm future climate. En Droxler, A.W., Poore, R.Z. y Burckle, L.H. (eds.) *Earth's climate and orbital eccentricity. The marine isotope stage 11 question*. American Geophysical Union Geophysical Monograph 137, 240p.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. En Han, W.E. (ed.) *Classification of carbonate rocks*, American Association Petroleum Geologists, *Memoir* 1: 108-121.
- Folk, R. L. y Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 37(2): 514-521.
- Freytenet, P. 1971. Paleosols résiduels et paleosol alluviaux hydromorphes dan le Crétacé supérieur e l'Eocène basal en Languedoc. *Revue Géographie Physique et Geologie Dynamique* 13 : 245-268.
- Jenkins, D.A.L. 2001. Potential impact and effects of climate change. *Geological perspectives of Global Climate Changes*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology* 47(18): 337-360.
- Khadkikar, A.S., Chamyal, L. y Ramesh, R. 2000. The character and genesis of calcrete in Late Quaternary alluvial deposits, Gujarat, western India, and its bearing on the interpretation of ancient climates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 162: 239-261.
- Klappa, C.F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27: 651-660.
- Kemp, R.A., Zárate, M., Toms P., King M., Sanabria, J. y Arguello, G. 2006. Late quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research* 66(1): 119-132.
- Kukla, G. 2003. Continental record of MSI 11. En Droxler, A.W., Poore, R.Z. y Burckle, L.H. (eds.) *Earth's climate and orbital eccentricity. The marine isotope stage 11 question*, American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 137: 207-213.

- Liu, Q., Deng, Ch., Torrent, J. y Zhub, R. 2007. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess. *Quaternary Science Reviews* 26: 368-385.
- Mack, G. y James, W. 1994. Paleoclimate and the Global Distribution of Paleosols. *Journal of Geology* 102: 360-366.
- Mack, G., Cole, D. y Treviño, L. 2000. The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Pliocene-Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande rift. *Geological Society of America, Bulletin* 112 (5): 643-656
- McManus, J., Oppo, D., Cullen, J. y Healey, S. 2003. Marine isotope Stage 11 (MSI 11): analog for Holocene and future climate?. En Droxler, A.W., Poore, R.Z., Burckle, L.H. (eds.) *Earth's climate and orbital eccentricity. The marine isotope stage 11 question*, American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 137: 69-87.
- Miall, A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *American Association Petroleum Geologists, Education Course Notes* 20: 75 p., Calgary.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of fluvial Deposits*. Springer-Verlag, 582 p., Berlín.
- Orgeira, M.J., Pereyra, F., Vásquez C., Castañeda, E. y Compagnucci, R., 2007. Rock magnetism in present soils, Buenos Aires Province, Argentina. *South American Earth Science* (en prensa).
- Pimentel, N.L., Wright, V.P. y Azevedo, T.M. 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Paleogene of Portugal. *Sedimentary Geology* 105: 1-10.
- Rousseau, D.D. 2003. The continental record of Stage 11: a review. En Droxler, A.W., Poore, R.Z., Burckle, L.H. (eds.) *Earth's climate and orbital eccentricity. The marine isotope stage 11 question*, American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 137: 213-223.
- Seelos K. y F. Sirocko 2007. Abrupt cooling events at the very end of the last Interglacial. En Sirocko, F., Claussen, M., Sánchez Goñi, M.F. y Litt, T. (eds.) *The climate of Past interglacials*, Elsevier, *Developments in Quaternary Science* 7: 207-231.
- Sidall, M., Chapell, J. y Potter, E.K. 2007. Eustatic sea level during past interglacial. En Sirocko, F., Claussen, M., Sánchez Goñi, M.F. y Litt, T. (eds.) *The climate of Past interglacials*, Elsevier, *Developments in Quaternary Science* 7: 75-93.
- Tandon, S. y Narayan D. 1981. Calcrete conglomerate, case - hardened conglomerate and cornstone, Siwalik Group, Punjab, India. *Sedimentology* 28:353-367.
- Tonni, E., Nabel, P., Cione, A., Etchichury, M., Tofalo, O.R., Vargas, D., ScillatoYané, G. y San Cristóbal, J. 1999. The Buenos Aires and Ensenada Formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata. Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 273-291.
- Visher, G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39(3): 1074-1106.
- Wright, V.P. 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. En Douglas, L. (ed.) *Soil micromorphology: A Basic and Applied Science*, *Development in Soil Science* 19: 401-407.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. 1991. Calcretes: An introduction. En Wright, V.P. y Tucker, M.E. (eds.) *Calcretes*, *International Association of Sedimentologists, Reprint Series*: 1-22, Oxford.
- Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006.
- Zárate, M., Kemp, R. y Blasi, A. 2002. Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in the northern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 303-313.
- Zárate, M. y Orgeira, M.J. 2007. Sedimentación y edades magnéticas del cenozoico tardío continental de Argentina. En *Escenarios de cambio ambiental: registros del Cuaternario en América Latina*, Fondo de Cultura Económico por iniciativa de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y Unión Mexicana de Estudios del Cuaternario (UMEC), 40 p., en prensa.

Recibido: 31 de julio, 2007

Aceptado: 30 de julio, 2008