

# LOS PALEOAMBIENTES CUATERNARIOS DEL ARROYO LA HORQUETA, CHASCOMUS, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Nauris V. DANGAVS

Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, CISAUA, La Plata. Email: nauris@igs.edu.ar

## RESUMEN

El arroyo La Horqueta de Chascomús en el noreste de Buenos Aires es un afluente del río Salado de 7,5 km, que en su recorrido atraviesa tres suaves depresiones, que representan antiguas cubetas eólicas casi colmatadas. En los bordes de estas paleocubetas afloran depósitos cuaternarios de las Formaciones Ensenada, Buenos Aires, La Postrera I, III y IV y los paleosuelos Sin Nombre, La Horqueta y Puesto Berrondo. El paleosuelo La Horqueta es una nueva unidad pedostratigráfica para la región. Los depósitos colmatantes de las paleocubetas corresponden a cinco unidades litoestratigráficas, que abarcan el lapso Pleistoceno tardío-Actual. El primer depósito es fluvio-lacustre con yeso, asignable al Miembro La Chumbiada de la Formación Luján. El segundo está constituido por sedimentos yesíferos de ambiente dulciacuícola a salado, que se asignan al Miembro Lobos de la Formación Luján. El tercero es un depósito palustre calcáreo con lentes de ceniza volcánica, que se asigna al Miembro Río Salado de la Formación Luján; el cuarto es un sedimento eólico, asignable a la Formación La Postrera IV y, completando la columna, se disponen los sedimentos aluviales actuales. Las cubetas fueron excavadas durante las acciones eólicas "bonaerenses", las que también acumularon el loess de la Formación Buenos Aires. Posteriormente se sucedieron significativos cambios climáticos, representados por cinco episodios húmedos, que incluye el clima actual y cuatro secos que abarcan desde el máximo glacial a la pequeña edad de hielo. Los episodios secos están representados por depósitos eólicos de la Formación La Postrera, yeso y dolomita y los húmedos por pedogénesis y las acumulaciones en los sucesivos ambientes acuáticos.

Palabras clave: *Geología del Cuaternario, Paleolimnología, Provincia de Buenos Aires, Cuenca del Salado, Chascomús.*

**ABSTRACT:** *Surficial geology and Quaternary paleoenvironments of Arroyo La Horqueta, Chascomús, Buenos Aires Province.* The Arroyo La Horqueta is a 7.5 km long creek located in the northeast region of Buenos Aires province and tributary of Salado River in Chascomús District. It runs along three gentle depressions constituted by filled up eolian paleobasins surrounded by Quaternary terrains. Eight stratigraphic units crop out in the region; the oldest one is Ensenada Formation of Middle Pleistocene age, which constitutes the regional substrate. The following units are of eolian origin and span from the Maxi-Glacial to the Little Ice Age, i.e.: Buenos Aires, La Postrera I, III and IV Formations and the paleosols Sin Nombre, La Horqueta and Berrondo. The La Horqueta paleosol is a new pedostratigraphic unit for the region. In the infilling paleobasins sediments five lithostratigraphic units from the Late Pleistocene to the present were recognized. The oldest unit is made up of fluvio-lacustrine sediments with gypsum of the La Chumbiada Member of the Luján Formation, overlain by clastic deposits and gypsum, containing fresh and brackish water remains of the Lobos Member of the Luján Formation. The third unit is made up of palustrine deposits with freshwater remains, volcanic ash lenses and gypsum of the Río Salado Member of the Luján Formation. The fourth is an aeolian deposit and the last one a pelitic layer of recent alluvial origin. The basins were excavated during the aeolian episodes that accumulated Buenos Aires Formation. Several humid and dry alternate climatic stages followed, extending from the Upper Pleistocene to the present and comprise the three aquatic paleoenvironments described and the four exposed clay dune and loessic deposits.

Keywords: *Quaternary, Paleolimnology, Buenos Aires Province, Salado River basin, Chascomús.*

## INTRODUCCIÓN

El arroyo La Horqueta ha labrado su curso a lo largo de sucesivas depresiones poco profundas, que totalizan una superficie de 11 km<sup>2</sup>, la última de las cuales es atravesada por el río Salado (Fig.1). Los bordes de dichas depresiones se elevan

varios metros formando las paredes del valle del arroyo. La presencia de estas geoformas a lo largo del curso medio e inferior del río Salado y sus tributarios es una característica del mismo, las que representan antiguas cubetas eólicas colmatadas con sedimentos de distinta edad, naturaleza y origen (Dangavs *et al.* 2003).

Cabe señalar que en toda la región pampeana existen esta clase de cuencas de sedimentación, siendo las más notables aquellas conformadas por profundas cubetas, con característicos perfiles primitivos en U (*Wanne*), en las cuales funcionan ambientes lénticos casi/permanentes (lagunas: Chasicó, Cochicó, La Tigra,

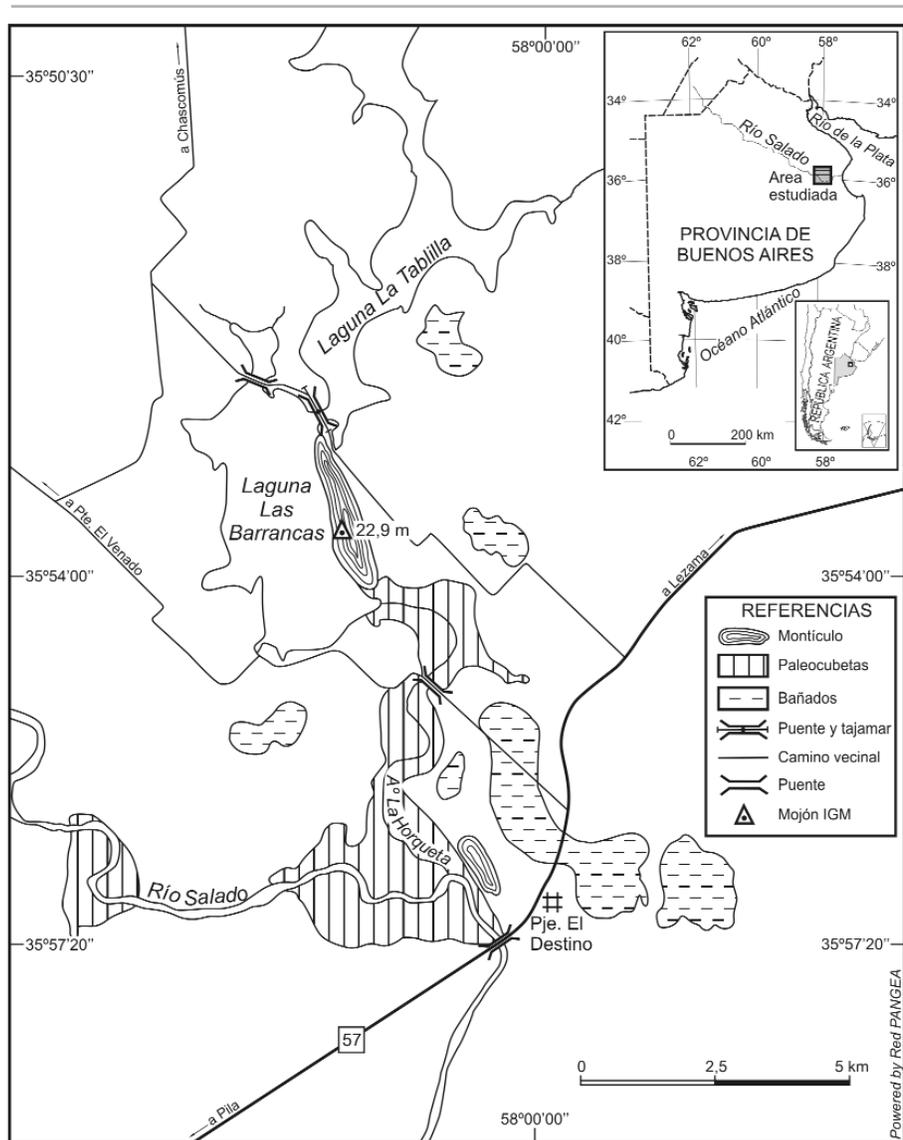


Figura 1: Mapa de ubicación del arroyo La Horqueta, Chascomús.

Chascomús, del Monte, Lobos, Kakel Huincul, etc.), así como otras que carecen de espejos de agua, o estos son esporádicos, tal como las del arroyo La Horqueta, a consecuencia de la pérdida del umbral de cierre, debido a la erosión fluvial. Estas últimas, durante las crecientes de los ríos se transforman en grandes receptáculos denominados lagunas periódicas (Dangavs 2005a). No obstante de carecer de agua la mayor parte de los años, conservan en la toponimia local la denominan de "lagunas". Al respecto, en la cuenca del río Salado poseen esta característica las lagunas La Postrera, Esquivel, del Medio, del Espartillar, de

los Poronguitos, Los Cerrillos, La Tabla y otras. Cabe destacar, que en este trabajo se ha utilizado la denominación "paleocubeta" para aquellas depresiones en U carentes de agua y relleno sedimentario lacustre paleoambiental, que representan antiguas cubetas lacustres que han dejado de funcionar como tales, salvo lapsos muy breves (inundaciones). En los años más secos (precipitaciones < evapotranspiración), los lechos de las paleocubetas, se aprovechan para la actividad agropecuaria extensiva.

El estudio de las cuencas de sedimentación atravesadas por el arroyo La Horqueta abarca tres facetas principales. La

primera está dedicada a los terrenos cuaternarios que conforman los recipientes, vasos o cubetas, mediante la amplia descripción de la geología superficial, que incluye la definición de una nueva unidad pedoestratigráfica para la región. La segunda es de carácter paleolimnológico, dilucidada en base a perforaciones en los lechos de las paleocubetas y los afloramientos en el cauce del arroyo, que han permitido documentar la presencia de varios depósitos sedimentarios clásticos y evaporíticos de yeso intrasedimentario. Finalmente, ambas cuestiones consideradas fueron unidas en la síntesis interpretativa de la evolución paleoclimática y paleoambiental.

## METODOLOGÍA

Se realizaron doce perforaciones con barreno balde en los lechos de las depresiones, hasta alcanzar la base de las paleocubetas y ocho en sus bordes elevados, para el estudio de la sucesión estratigráfica aflorante, escasamente visible, debido a la edafización y la cubierta vegetal. Además se realizaron observaciones a lo largo del canal del arroyo. Es de señalar que cada tramo de barreno brinda una muestra cilíndrica de 10 x 20 cm escasamente disturbada. La ubicación de las perforaciones se estableció con posicionador satelital y las nivelaciones de vinculación con arranque en mojones del Instituto Geográfico Militar (IGM). La base cartográfica consistió en fotografías aéreas y fotomosaicos del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria en 1:20.000, mapas topográficos e imágenes satelitales del IGM en 1:50.000 y la carta rural en escala 1:25.000 de la Dirección de Geodesia de Buenos Aires.

Del total del muestreo, se estudiaron megascópicamente 116 muestras; en 78 de ellas se realizó el análisis textural de todas las fracciones y la mineralogía de la grava, arena y limo grueso. Para el tamizado y pipeteo se utilizaron los criterios de Carver (1971); la distribución granométrica fue interpretada a partir de curvas

de frecuencia acumulada en papel probabilístico y la clasificación textural y el cálculo de parámetros estadísticos se basó en Folk (1968). El contenido mineralógico fue determinado con microscopio binocular y petrográfico. Los restos de moluscos y foraminíferos fueron identificados por microscopía binocular.

### MARCO REGIONAL

El área de estudio se encuentra en la región noreste de la provincia de Buenos Aires, paraje El Destino, en el extremo sur de Chascomús (Fig. 1), 15 km al sudoeste de M. J. Cobo (estación Lezama). El arroyo La Horqueta es el emisario de las "lagunas Encadenadas de Chascomús" y afluente por margen izquierda del río Salado (Figs. 1 y 2).

La región forma parte de una llanura de acumulación limosa de suave relieve y pendiente regional muy escasa en dirección sur (0,028 %). La mayor altitud de la cuenca se encuentra al norte del arroyo, en el gigantesco montículo eólico de la laguna Las Barrancas en cota 24,4 m y el punto más bajo en 4,9 m, en la planicie del arroyo, en proximidades de su desembocadura. La altitud media de los terrenos circundantes es de 9,2 m s.n.m.

El clima de la región es templado húmedo, con temperatura media anual de 15,6° C, lluvias abundantes de distribución bastante regular, pero variables en cantidad/año. En Chascomús, los registros pluviométricos del Servicio Meteorológico Nacional indican un promedio de 920 mm/año para el período 1888/2003.

El arroyo La Horqueta es un pequeño curso de rumbo general S, con una extensión de 7,54 km y pendiente de 0,031%, con nacientes en cota de 5,0 m, en el extremo SE de la laguna Las Barrancas y desembocadura en el río Salado, en cota de 2,69 m s.n.m (Fig. 2). Posee un canal de hasta 15 m de ancho, lecho menor de 90 m y carece de barrancas salvo en las proximidades de su desembocadura, donde pueden alcanzar 1,8 m de altura. El curso es alimentado por la descarga superficial del sistema lagunar y el caudal

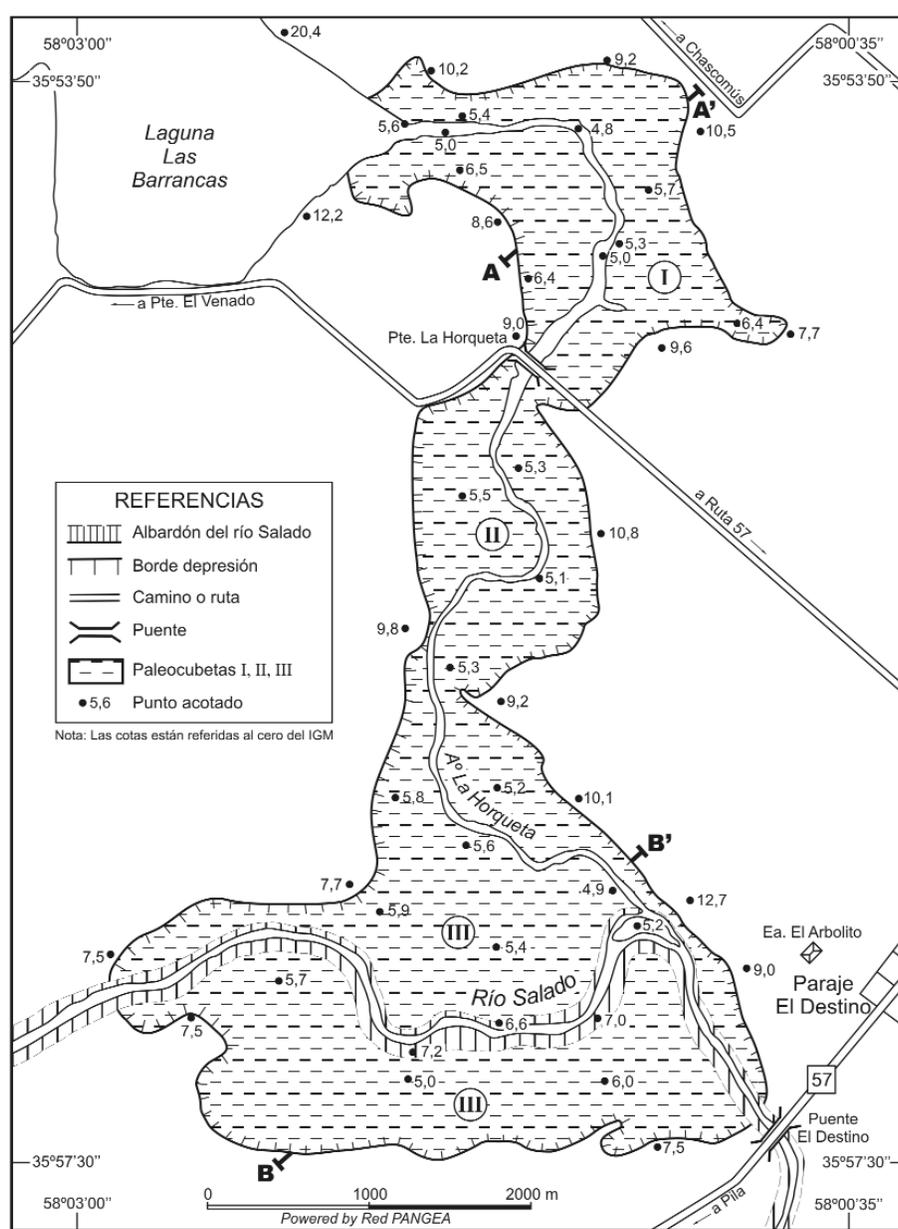


Figura 2: Planimetría acotada de las paleocubetas atravesadas por el arroyo La Horqueta.

de base por el agua libre subterránea. Durante las crecientes del río Salado, salvo las lomas, toda la zona es anegada. El curso del arroyo atraviesa tres depresiones de fondo chato o paleocubetas (I a III en Fig. 2), cuyos lechos representan la cubierta de antiguas cubetas casi colmatadas, enmarcadas por bordes bien definidos. Debido al relleno sedimentario, el relieve de fondo de las mismas apenas excede un metro (entre 4,9 y 6,0 m s.n.m.), salvo en el canal del arroyo, donde la exhondación puede alcanzar 2,20 m

cerca de la desembocadura. Las superficies de las paleocubetas son las siguientes: I: 2,1 km<sup>2</sup>, II: 1,7 km<sup>2</sup> y III: 7,2 km<sup>2</sup>. Los bordes de la paleocubetas representan escarpas de erosión, producto de los diversos procesos geomorfológicos del modelado, los que se elevan varios metros sobre sus lechos, alcanzando su mayor altura de 7,4 m en la costa oriental de la paleocubeta III en cota de 12,7 m, en proximidades de la desembocadura del arroyo. A su vez, esta paleocubeta es recortada por el río Salado, quién ha

construido un albardón a lo largo del canal fluvial, que se eleva 1,5 a 2,3 m sobre la planicie, alcanzando en la barranca de la margen derecha del canal fluvial la cota de 7,2 m (Figs. 2 y 5).

Cabe destacar que las recientes obras hidráulicas del "Plan Maestro Integral del Río Salado de la Provincia de Buenos Aires" han modificado sustancialmente los rasgos superficiales de las paleocubetas, especialmente de la III. Dichas modificaciones han consistido en el ensanche y profundización mediante dragado de succión del canal del río y el arroyo, desplazamiento de la boca del arroyo hacia el oeste de su posición original y la eliminación de la isla frente a su antigua desembocadura. Finalmente, todos los materiales del refulado fueron vertidos sobre el lecho y las paredes de las paleocubetas, con espesores que pueden alcanzar en algunos sitios 2 m, de modo tal que la cubierta actual supera la cota de los antiguos albardones del río.

### GEOLOGÍA SUPERFICIAL

La región se encuentra emplazada en terrenos cuaternarios, cuyas exposiciones se restringen a las escarpas de los bordes de las paleocubetas y el canal del arroyo. Este acápite está dedicado a la columna sedimentaria aflorante en las escarpas, reservándose el estudio de los depósitos colmatantes de las paleocubetas al siguiente.

En los bordes de las paleocubetas se han reconocido depósitos asignables a ocho unidades estratigráficas (Figs. 3 a 5). De ellas, cinco corresponden a unidades litoestratigráficas y tres pedoestratigráficas, excluido el suelo actual, en desarrollo a expensas del depósito eólico más reciente y la cubierta aluvial (Cuadros 1 y 2). La unidad cuaternaria más antigua (Formación Ensenada) aflora en algunos tramos de la porción basal de las barrancas del perímetro de las depresiones, en cotas de 7,3 a 8,0 m. En las perforaciones se halla entre las cotas de +0,80 y -0,68 m, constituyendo los pisos de las paleocubetas (Figs. 3, 4 y 5).

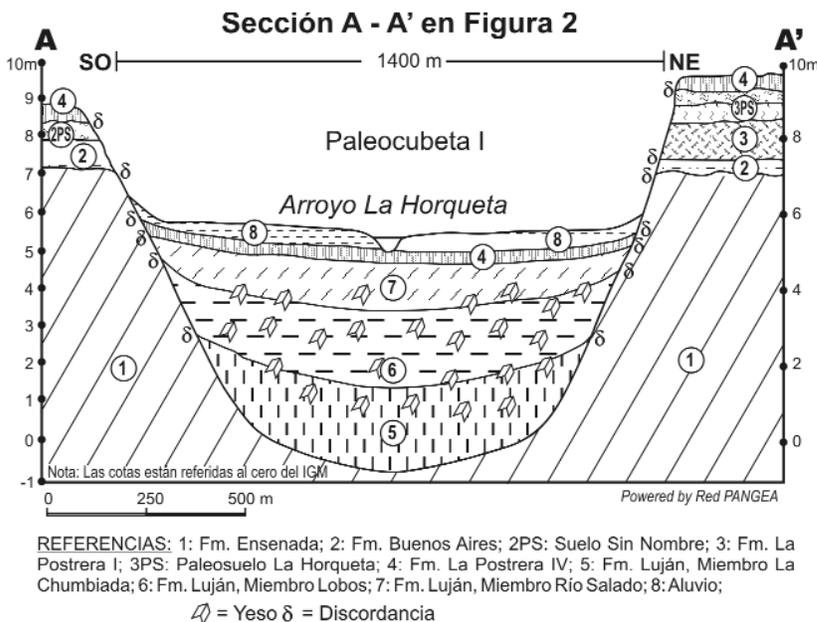


Figura 3: Perfil geológico de la paleocubeta I, según la sección AA' de la figura 2.

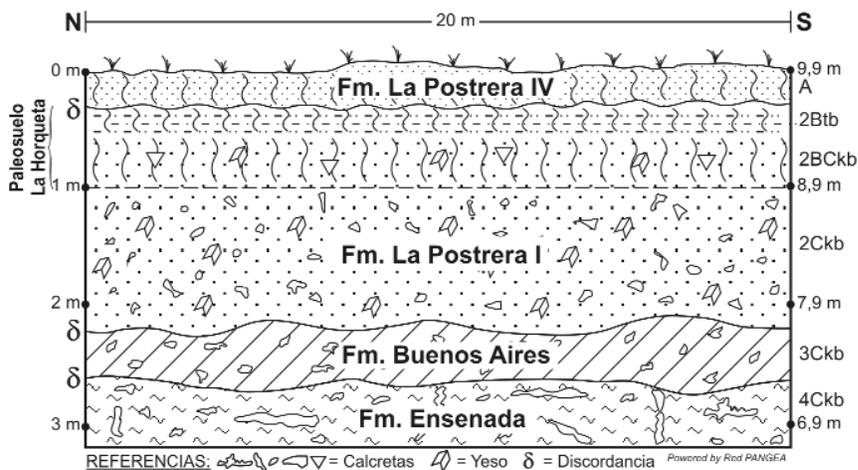
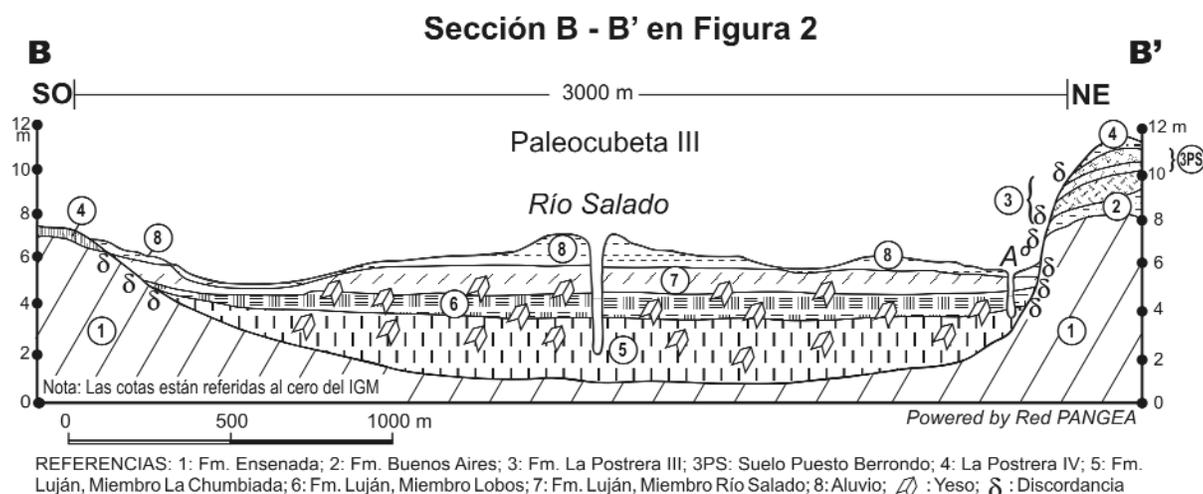


Figura 4: Perfil de detalle del borde oriental de la paleocubeta I con las unidades estratigráficas expresadas según los horizontes de la nomenclatura pedológica.

Esta unidad se compone de fangolitas areno-gravosas castaño oscuras (7,5YR 4/3) macizas a estratificadas, compactas, leve a bien consolidadas, con abundantes calcretas (tosca) en forma de septos verticales, subverticales y vetas horizontales, e incluso como muñecos de tosca. Los sedimentos son de distribución granulométrica polimodal, con la moda principal en 5  $\phi$ , admixtura proximal gruesa en 4  $\phi$ , moda secundaria en 0  $\phi$  y la tercera en la grava de -4  $\phi$ . La tendencia central del sedimento ubica tanto la mediana como

la media en la arena fina (Md: 2,25  $\phi$ ; Mz: 2,13  $\phi$ ), definiéndose como muy pobremente seleccionadas, casi simétricas y mesocúrticas.

La fracción más gruesa del sedimento se compone de 60 % de clastos de pelitas y 40% de calcretas botroidales y radiciformes rodadas. La mineralogía de la arena muy gruesa a mediana consiste en 90 % de clastos de pelitas, que disminuyen abruptamente en las fracciones arena fina y muy fina. Los clastos de pelitas y la matriz son igual composición (volcanoclásti-



**Figura 5:** Perfil geológico de la paleocubeta III, según la sección BB' de la figura 2.

ca), tal como se observa en homeoconglomerados de esta unidad en otras localizaciones (Dangavs y Reynaldi 2008). Los clastos de pelitas son duros, cementados por carbonato de calcio y óxidos de hierro-manganeso, la matriz es más friable, agregada por sustancias arcillosas, producto de la alteración del vidrio volcánico, feldespato potásico y líticos volcánicos. En la fracción arena fina a limo grueso predominan los minerales volcánoclasticos, siendo mayoritario el vidrio volcánico en la arena fina y el par plagioclasa-cuarzo en la arena muy fina, con gran abundancia de alteritas. En el limo grueso se repite la mineralogía de la arena muy fina, con incremento de los minerales pesados, siendo dominantes la magnetita y los anfíboles.

Los restos de organismos son escasos, representados por trozos de conchillas, ostrácodos, fitolitos, diatomeas y huesos rodados de mamíferos no identificables. La unidad litoestratigráfica descrita, en base a su posición estratigráfica y características litológicas se correlaciona con la Formación Ensenada (Riggi *et al.*1986) del Pleistoceno medio.

En discordancia erosiva se dispone un depósito loésico (Formación Buenos Aires), el que en el borde oriental de las paleocubetas ha sido muy erosionado, conservando solamente la parte basal (0,4-0,5 m); en cambio, en el borde occidental de las paleocubetas I y II (Figs. 2 y 3) alcanza 0,90 m de espesor, incluido el

**CUADRO 1:** Cuadro estratigráfico comparativo del Cuaternario en el Arroyo La Horqueta

Unidades Litoestratigráficas	Unidades Pedoestratigráficas	Edad	Ameghino, 1884/89	Freguelli, 1945/50/57	Fidalgo <i>et al.</i> 1973; Fidalgo 1990	Iriondo <i>et al.</i> 1993/95/2007 Iriondo 1994/99
Aluvio	Suelo actual	Actual	Piso Ariano	Arianense	Aluvio	0,2- 0 ka
Fm. La Postrera IV (14)	Suelo actual	Holoceno tardío-tardío		Aimarense	Fm. La Postrera III	D1-L1 0,7-0,2 ka Pequeña Edad de Hielo
Fm. Subaluvial (*) ; (12)	Suelo Puesto Berrondo (13)	Holoceno tardío	Piso Aimará	Cordobense		S1 1,4-0,7 ka
Fm. La Postrera III (11)		Holoceno medio a tardío		Platense Fluvial	Fm. La Postrera II	D2-L2 3,5-1,4 ka IS 1- S2
Fm. Luján, Miembro Río Salado (9) (*)	Suelo Puesto Callejón Viejo (10) (*)	Holoceno medio	Piso Platense	Platense	F. Luján, Miembro Río Salado	8,5-3,5 ka Hypsithermal
Fm. La Postrera II (*) ; (8)		Pleistoceno tardío-tardío a Holoceno temprano		Eólico	Fm. La Postrera I	D3-L3 <18-8,5 ka Younger Dryas
Fm. Luján, Miembro Lobos (6)	Paleosuelo La Horqueta (7)	Pleistoceno tardío-tardío	Piso Lujanense (verde)	Lujanense	Fm. Luján, Miembro Guerrero	Fase Final IS2 S3; ± 18 ka Állerod
Fm. La Postrera I (5)		Pleistoceno tardío				IS2 ; D4-L4 <36 > 18 ka
Fm. Luján, Miembro La Chumbiada (3)	Suelo Sin Nombre (4)	Pleistoceno tardío	Piso Lujanense (rojo)	Lujanense	Fm. Luján, Miembro Guerrero	IS3 - S4 <64-36 ka
Fm. Buenos Aires (2)		Pleistoceno tardío	Piso Bonaerense	Bonaerense	Sedimentos Pampeanos	IS4 ; >64 ka
Fm. Ensenada (1)	¿?	Pleistoceno medio	Piso Ensenadense	Ensenadense	Sedimentos Pampeanos	IS 5 y >5 > 77ka

Referencias: (\*): unidades ausentes en el área; (1,2): (Riggi *et al.*1986); (3): (Dillon y Rabassa 1985); (4):(Fidalgo *et al.*1973); (5, 8, 11 y 14): (Dangavs 2005b); (6): (Dangavs y Blasi 2003); (7): este trabajo; (9): (Doering (1884).

paleosuelo remanente (2PS en fig.3). Este depósito está constituido por 0,6 m de limos arenosos castaño amarillentos cla-

ros (10YR 6/4), friables en húmedo a levemente endurecidos en seco, estructura migajosa, tubos de insectos y carbonato

**CUADRO 2:** Depósitos aflorantes en los bordes de las paleocubetas del arroyo La Horqueta

Arena %	Limo %	Arcilla %	Text	Mo 1	Mz	$\sigma$	$S_k$	$K_G$	Referencias
26	59	15	LA	5	5,47	2,18	0,62	1,30	H A - LP IV
35	33	32	FA	4	6,60	3,41	0,74	0,67	H Bt - LP III-SB
35	49	16	LA	4	5,47	2,47	0,74	1,46	H BC- LP III-SB
33	57	10	LA	4	5,07	1,82	0,62	1,28	H C - LP III
19	38	43	FA	11	7,48	3,47	0,22	0,61	H Bt - LPI-PLH
25	52	23	LA	5	6,08	2,76	0,66	1,11	H BC- LPI-PLH
36	57	7	LA	5	4,82	1,56	0,60	1,64	H C- LPI
12	50	38	FA	11	7,25	3,05	0,29	0,87	H Bt - SSN
22	66	12	LA	5	5,25	1,82	0,43	1,31	Fm Bs. Aires
G 20	A 28	P52	F Ag	5	2,33	3,84	0,02	0,98	Fm Ensenada

G: grava; A: arena; P: pelitas; LA: limo arenoso; FA: fango arenoso; Fag: Fango-areno-graviloso; Text: textura; Mo 1: moda principal; Mz: media gráfica;  $\sigma$ : desvío;  $S_k$ : asimetría;  $K_G$ : curtosis; Fm: formación; H: horizonte pedológico; SSN: Suelo Sin Nombre; PLH: Paleosuelo La Horqueta; SB: Suelo Puesto Berrondo; LP I, III y IV: Fm. La Postrera.

de calcio diseminado en su masa, en forma de muñecos, que hacia arriba culmina en un horizonte 2Btb de 0,30 m, castaño grisáceo muy oscuro (10YR 3/2), textura fango arenosa, estructura prismática, compuesta, regular, fuerte, con abundantes barnices.

Los limos arenosos son de distribución granulométrica unimodal a levemente bimodal, con la moda principal en 5  $\phi$ , admixtura proximal gruesa en 4  $\phi$  y la pequeña moda secundaria en la arcilla de 11  $\phi$ . La dispersión de tamaños respecto a Mz  $\phi$  corresponde al limo mediano, la selección se define como pobre, la asimetría muy fina y la acuminación leptocúrtica. Por otra parte, el horizonte 2Btb del paleosuelo 2PS es de distribución granulométrica polimodal con la moda principal en la arcilla <11  $\phi$ , la secundaria en 5 y la acuminación platicúrtica.

En la composición de la fracción arena muy gruesa a mediana son dominantes las tosquillas, recubiertas a veces, por cementos de manganeso. Las concreciones de hierro-manganeso son comunes. En la fracción arena fina a limo grueso predomina el vidrio volcánico límpido, relleno con arcillas o alterado, acompañado de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, líticos volcánicos y minerales pesados: muscovita, anfíboles, piroxenos y opacos, los que se vuelven abundantes en el limo grueso. La mineralogía del paleosuelo es afín al sedimento loésico y contiene además fragmentos de vegetales carbonosos,

restos de huesos, semillas y fitolitos.

Este depósito carece de restos fósiles, salvo los indicados más arriba. Por su posición estratigráfica y características litológicas esta segunda unidad litoestratigráfica se asigna a la Formación Buenos Aires (Riggi *et al.* 1986) del Pleistoceno tardío y el paleosuelo a la unidad pedoestratigráfica Suelo Sin Nombre (Fidalgo *et al.* 1973).

Las restantes unidades en las escarpas están representadas por los depósitos eólicos de la Formación La Postrera I, III y IV (Dangavs 2005b) y dos paleosuelos. La Formación La Postrera I asoma en el borde oriental de la paleocubeta I en discordancia erosiva sobre la Formación Buenos Aires (Figs. 3 y 4). Este depósito de 1,90 m de espesor está constituido en la base por sedimentos con características de duna de arcilla (Dangavs 1979), que hacia arriba culmina en un paleosuelo desarrollado en estos materiales y truncado en el horizonte Btb. Desde el punto de vista paleopedológico se reconocen tres horizontes edáficos: Btb de 0,25 m, BCkb de 0,40 m y Ckb de 1,25 m de espesor (Fig. 4). Los horizontes Btb y BCkb integran el *solum* y el Ckb es el material parental.

El horizonte Ckb representa al sedimento original y está constituido por limos arenosos (franco limosos) castaño rojizos claros en seco (5YR 6/3), estructura migajosa, friables a levemente consolidados, no adhesivos, no plásticos, con reacción

calcárea, sin raíces, límite abrupto y plano. El horizonte BCkb es castaño en seco (7,5YR 5/4), la textura limo arenosa (franco limoso), estructura en bloques angulares alargados a prismáticos, irregulares muy gruesos, barnices arcillo-húmicos discontinuos y escasos, ligeramente duro, ligeramente adhesivo, no plástico, raíces muy escasas, poros y huecos frecuentes, con reacción calcárea y límite difuso.

El horizonte Ckb es de distribución granulométrica levemente bimodal y el BCkb francamente bimodal; en ambos la moda principal se halla en 5  $\phi$ , la admixtura proximal es gruesa en 4  $\phi$  y la secundaria en la arcilla de 11  $\phi$ . En el horizonte Ckb la dispersión de tamaños respecto a Mz  $\phi$  corresponde al limo mediano a grueso, la selección es pobre, con curvas muy asimétricas finas y leptocúrticas; en cambio, en el BCkb la Mz se sitúa en el limo fino, la selección es muy pobre y las curvas muy asimétricas finas y mesocúrticas. Se destaca que la marcada presencia de clastos de arcilla y yeso en el horizonte Ckb modifica la media gráfica a limo grueso y la acuminación de leptocúrtica a muy leptocúrtica. El horizonte Btb es de color veteadado en seco, entre castaño oscuro (7,5YR 3/2) y castaño (7,5YR 5/4), textura fango arenosa (arcilloso), estructura prismática regular corta y fuerte, abundantes barnices arcillo-húmicos continuos a discontinuos y posibles superficies de presión, duro en seco y algo friable en húmedo, adhesivo y plástico, raíces frecuentes, sin reacción calcárea, límite gradual y plano. La distribución granulométrica es bimodal, con la moda principal en la arcilla de 11  $\phi$  y la secundaria en 5  $\phi$ . La dispersión de tamaños respecto a Mz  $\phi$  corresponde al limo muy fino, definiéndose como muy pobremente seleccionadas, asimétricas finas a muy asimétricas finas y muy platicúrticas.

La composición mineral de la unidad es singular y se manifiesta en los horizontes Ckb y BCkb por la presencia de clastos de arcilla (*pellets*) redondeados castaños y verdosos, tamaño arena mediana y fina,

conchillas, sales negras, grises y azuladas, calcretas y yeso clástico. Las calcretas están representadas en el horizonte Ckb por muñecos de tosca de hasta 10 cm de eje mayor, tubos calcáreos pedogénicos y nódulos calcáreos subsféricos de 2-3 cm de diámetro; en cambio en el horizonte BCkb las calcretas consisten en conoides de unos 10 cm, con su ápice hacia abajo. Estas formas podrían representar el relleno de antiguas grietas de contracción. Los cristales de yeso son microrrosetas y discoides tamaño arena gruesa a fina con bordes gastados; la concentración de este mineral disminuye de abajo hacia arriba, desde 8-10 a 0,1 %.

La mineralogía restante es la común en los sedimentos de la cuenca, representada en la fracción arena gruesa a mediana por agregados o grumos de pelitas castaño claros cementados por óxidos de hierro, manganeso y arcilla, concreciones de hierro-manganeso y cuarzo bien redondeado. En la arena fina y muy fina predomina la mineralogía volcánicoclástica, siendo mayoritario el vidrio volcánico, salvo en el horizonte Btb. El vidrio se presenta en trizas, burbujas, plano y en enrejado, desde límpido, cubierto o relleno en los canales con arcilla o alterado en una masa blanquecina (alterita); algunas trizas presentan bordes gastados. Además se encuentra plagioclasa límpida o con nubes, cuarzo, en parte recubierto por óxidos de hierro, feldespato potásico anaranjado a rojizo, líticos volcánicos rojos y grises y minerales pesados. El feldespato potásico y los líticos se hallan parcialmente alterados, formando una masa rojiza. En el limo grueso los minerales pesados son muy abundantes, siendo dominantes los opacos y de ellos el principal es la magnetita, acompañada de hornblenda, muscovita y minerales livianos alterados, recubiertos por óxidos de hierro. Esto último es más común en el horizonte Btb.

Los fósiles están representados por fitolitos y restos de organismos acuáticos re-depositados: girogonites de charófitas, ostrácodos, fragmentos de conchillas de *Heleobia* sp. y de otros gasterópodos no

identificables y como rareza aparecen cónchulas de foraminíferos de los géneros *Ammonia* y *Miliolinella*.

La Formación La Postrera I es un depósito eólico edafizado de duna de arcilla del Pleistoceno tardío (Dangavs 2005b) y el paleosuelo desarrollado a sus expensas representa una nueva unidad pedoestratigráfica para la comarca, que es denominado "Paleosuelo La Horqueta". Este paleosuelo tiene extensión lateral, comprobada por perforaciones a barreno; sin embargo, no se determinó su morfología y tampoco se sabe si la pedogénesis es local o de mayor alcance, circunstancias que podrían aclararse con futuros trabajos. En la figura 4 se reproduce en detalle el perfil geológico del borde oriental de la paleocubeta I de la figura 3, con indicación de las unidades litoestratigráficas, el paleosuelo La Horqueta y la equivalencia de las distintas unidades con su grafía de horizontes pedológicos.

En el borde oriental de las paleocubetas II y III, sobre los sedimentos muy reducidos de la Formación Buenos Aires se dispone otro depósito eólico loésico (Formación La Postrera III), el que, en la escarpa del borde oriental de la paleocubeta III, en terrenos de la estancia El Arbolito, adquiere su máxima expresión altimétrica (Figs.2 y 5) y el depósito loésico su mayor espesor (2,10 m). En este sitio, la parte basal del depósito (1,20 m) posee rasgos pedogénicos incipientes (horizonte 2C); en cambio la superior se caracteriza por un perfil de paleosuelos, integrado por los horizontes 2BC (0,30 m) y 2Bt (0,60 m). Queda por comprobar si en todos los casos corresponde a un paleosuelo enterrado o lateralmente esté exhumado y en que grado está afectado por la pedogénesis actual.

El horizonte 2C, que representa al sedimento original, consiste en limos arenosos (franco limosos) castaño amarillentos (10 YR 5/4), estructura finamente migajosa, consistencia friable en seco y límite inferior neto y ondulado. El horizonte 2BC es castaño amarillento oscuro (10 YR 4/4), textura limo arenosa (franco), estructura en agregados moderados en

bloques alargados y límite claro y suave. Hacia arriba el perfil se continúa con un incipiente horizonte 2Bt castaño oscuro en seco (10YR 3/3), textura fango arenosa (franco), estructura en bloques subangulares gruesos y fuertes, duro, con muy escasos barnices, sin reacción calcárea, raíces frecuentes, límite difuso.

La distribución granulométrica del horizonte 2C es unimodal, bimodal en el 2BC y polimodal en el 2Bt. La moda del horizonte 2C se ubica en 4  $\phi$  y la admixtura fina en 5  $\phi$ . Esta moda se repite como principal en los restantes horizontes, acompañada de moda secundaria en la arcilla de 11 y de la tercer moda en 8 en el horizonte Bt. Los sedimentos de este perfil están pobremente seleccionados en el horizonte 2C y muy pobremente en el 2BC y 2Bt. El conjunto posee curvas muy asimétricas finas y acuminación leptocúrtica en el 2C y 2BC y platicúrtica en el 2Bt.

Estos sedimentos poseen abundantes minerales volcánicoclásticos, carecen de carbonatos y contienen muy escaso yeso en los horizontes 2C y 2BC. La fracción mayor (arena mediana) es mínima y se caracteriza por agregados pelíticos, yeso, concreciones de hierro-manganeso, cuarzo, calcedonia, plagioclasa y feldespato potásico. En la arena fina predomina el vidrio volcánico en trizas límpidas o rellenas con arcilla, acompañado por abundantes feldespatos potásicos y líticos volcánicos que brindan coloración anaranjada a rojiza al sedimento, también son frecuentes las micas y otros minerales pesados. La mineralogía de la arena muy fina está determinada por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, líticos volcánicos, vidrio volcánico y minerales pesados. En el limo grueso, además de los minerales livianos, son muy abundantes los pesados: micas, anfíboles, piroxenos, epidotos, líticos volcánicos y minerales opacos, siendo mayoría la magnetita.

La unidad estratigráfica carece de restos fósiles, salvo algunos fragmentos de huesos rodados y fitolitos en los horizontes 2C y 2BC. Este depósito eólico edafizado se asigna a la Formación La Postrera III

del Holoceno medio a tardío (Dangavs 2005b) y su paleosuelo al Suelo Puesto Berrondo (Fidalgo *et al.* 1973) del Holoceno tardío.

El depósito más reciente (Formación La Postrera IV) está constituido por un perfil corto (0,3 a 0,4 m) de sedimentos eólicos edafizados de apariencia loésica, que coronan el relieve positivo de la periferia de las paleocubetas. El depósito consiste en un horizonte A de suelos, castaño grisáceo oscuro a muy oscuro en seco (10YR 3/3 a 3/1), textura limo arenosa (franco limoso), estructura granular a bloques subangulares débiles, consistencia friable a ligeramente endurecido, sin reacción calcárea, con abundantes raíces y límite abrupto y plano. La distribución granulométrica es bimodal, con la moda principal en 5  $\phi$ , admixtura proximal gruesa en 4  $\phi$  y moda secundaria en la arcilla de 11  $\phi$ . La dispersión de tamaños respecto de la media gráfica phi corresponde al limo mediano, la selección es muy pobre, la asimetría muy fina y la acuminación leptocúrtica.

La mineralogía del depósito es afín al de las unidades eólicas edafizadas descritas, destacándose empero la presencia de restos culturales provenientes de fogones: tierra quemada, escorias y material carbonoso, así como abundantes minerales pesados opacos y micas, sobre todo en el limo grueso, donde alcanzan hasta 20 % de la fracción, integrada principalmente por magnetita. Los restos fósiles son muy raros y corresponden a caparzones de insectos, fitolitos y astillas de huesos quemados.

Esta última unidad estratigráfica superficial se asigna a la Formación La Postrera IV del Holoceno tardío-tardío (Dangavs 2005b).

## PALEOLIMNOLOGÍA

En los sedimentos colmatantes de las paleocubetas se han reconocido 6,2 a 7,0 m de depósitos, en base a perforaciones y las exposiciones del arroyo, asignables a cinco unidades litoestratigráficas (Figs. 3 y 5 y cuadro 3). Tres corresponden a su-

**CUADRO 3:** Sedimentos colmatantes de las paleocubetas, valores medios en muestras sin yeso.

Unidad	Arena %	Limo %	Arcilla %	Text.	Mo 1 $\phi$	Mz $\phi$	$\sigma$ i	$S_k$	$K_G$
U5	67	26	7	AL	4	4,25	1,22	0,70	3,14
U5	26	60	14	LA	4	4,98	1,96	0,38	1,76
U5	20	52	28	FA	4	6,58	2,94	0,38	0,94
U5	7	60	33	F	5	7,08	2,65	0,28	0,80
U4	27	58	15	LA	5	5,48	2,15	0,67	1,23
U3	40	51	9	LA	4	4,72	1,59	0,63	1,64
U3	22	57	21	LA	5	5,90	2,41	0,57	0,92
U3	21	39	40	FA	11	7,60	3,68	0,31	1,39
U3	9	49	42	F	11	7,50	3,05	0,14	0,86
U2	50	43	7	LA	4	4,80	1,70	0,66	1,82
U2	32	54	14	LA	5	5,25	2,13	0,71	1,66
U1	69	25	5	AL	4	3,93	1,19	0,53	2,59
U1	44	44	12	LA	4	4,85	1,88	0,69	1,90

AL: arena limosa; LA: limo arenoso; FA: fango arenoso; F: fango; Text: textura; Mo 1: moda principal; Mz: media gráfica;  $\sigma$ i: desvío standard;  $S_k$ : asimetría;  $K_G$ : curtosis. U1: Miembro La Chumbiada; U2: Miembro Lobos; U3: Miembro Río Salado; U4: Fm. La Postrera IV; U5: Aluvio.

cesivas acumulaciones en paleoambientes límnicos, el cuarto a un depósito terrestre eólico y el último al ambiente fluvial actual. Se destaca que los sedimentos pertenecientes a los paleoambientes acuáticos poseen yeso intrasedimentario, siendo dominante en la Unidad 2, la que además es portadora de una banco de yeso (seudoveta), atravesado por capas de dolomita.

### Unidad 1 (Formación Luján, Miembro La Chumbiada)

Dispuesto sobre el piso primitivo de la Formación Ensenada, se asienta el primer depósito paleolímico de 2,6 m de potencia, constituido por sedimentos areno-limosos y limo arenosos, castaños muy claros (10YR 7/3) a grises rosados (7,5YR 7/2), en los cuales es común observar rosetas de yeso y restos fósiles de mamíferos. Estos sedimentos son friables en húmedo, macizos y homogéneos o estratificados en láminas muy finas.

En las arenas limosas y limos arenosos, sin yeso, la distribución granulométrica es levemente bimodal, con la moda principal en 4  $\phi$ , la admixtura proximal es fina en 5  $\phi$  y moda secundaria incipiente en la arcilla de 11  $\phi$ . Las arenas limosas son moderada a pobremente seleccionados, con curvas muy asimétricas finas y muy leptocúrticas a extremadamente muy leptocúrticas; en cambio los limos arenosos están pobremente seleccionados, con

curvas muy asimétricas finas y muy leptocúrticas.

La composición mineral de la grava a arena muy gruesa se caracteriza por yeso, calcretas, concreciones de hierro y hierro-manganeso. El yeso se presenta en forma de rosetas y agregados sacaroidales microcristalinos, las calcretas en cilindros y botroidales. En la fracción arena gruesa se incorporan además cristales de yeso discoidal y cuarzo. El tamaño arena mediana está constituido casi exclusivamente por cristales discoidales de yeso, calcretas (tosquillas), cuarzo y vidrio volcánico límpido.

En la fracción arena fina predomina el yeso discoidal o el vidrio volcánico y las calcretas. El vidrio volcánico se presenta en trizas angulares incoloras, límpido o alterado en una masa arcillosa blanquecina (alterita), acompañado de plagioclasa, feldespato potásico anaranjado, amarillo, rojizo y blanco, cuarzo coloreado o recubierto por pátinas rojizas, líticos volcánicos y muscovita. En la arena muy fina son dominantes los minerales volcánicos, siendo mayoría el trío plagioclasa-feldespato potásico-cuarzo, acompañados de yeso, vidrio volcánico y minerales pesados: muscovita, biotita alterada, anfíboles y magnetita. En el limo grueso, además de los livianos, son muy abundantes los minerales pesados: magnetita, muscovita, biotita alterada y anfíboles.

El contenido paleontológico está representado por fragmentos de placas de caparazón de *Glyptodon* sp., mientras que al microscopio se observan restos de organismos dulciacuícolas: escamas de peces, conchillas de *Heleobia parchappei*, *H. ameghinoi*, *Succinea meridionalis* y *Tropicorbis* sp.; además, abundantes valvas de ostrácodos y girogonites de charófitas.

Estas acumulaciones representan los depósitos de un paleoambiente fluvio-lacustre dulciacuícola, que se correlaciona con la Formación Luján, Miembro La Chumbiada del Pleistoceno tardío (Dillon y Rabassa 1985).

### Unidad 2 (Formación Luján, Miembro Lobos)

Sobre la unidad anterior se disponen hasta 2,20 m de sedimentos con yeso de aspecto amarillento verdoso (5Y 7/3: amarillo pálido) en seco y texturas limo arenosas, a veces en el límite de las arenas limosas (cuadro 3). Estos sedimentos son macizos a finamente estratificados, levemente endurecidos en húmedo y extremadamente duros en seco. En la paleocubeta III contiene una pseudoveta de yeso de 0,30 m de espesor, formada por una nube de cristales tamaño pelita, lateralmente fusionados para dar una capa continua de gipsita, atravesada por capas de dolomita de hasta 5 cm de espesor. Incluso en algunos sectores la pseudoveta se reduce a 0,12 m, formada por rosetas de yeso soldadas entre sí.

Estos limos arenosos se caracterizan por dos poblaciones. Una, presente en el sector periférico de las paleocubetas, con abundante arena, unimodal y mejor seleccionada y otra en el sector central, con menos arena, menor selección y levemente bimodal. En las primeras la moda principal se ubica 4  $\phi$  y la admixtura proximal es fina en 5  $\phi$ . En las centrales la moda principal se halla en 5, la admixtura proximal es gruesa en 4  $\phi$  y la moda secundaria en la arcilla de 11  $\phi$ . Ambas poblaciones son pobre a muy pobremente seleccionadas, con curvas muy asimétricas finas y muy leptocúrticas.

La composición del depósito en la frac-

ción grava fina a arena mediana está determinada por yeso, calcretas, grumos de pelitas, conchillas y concreciones de hierro y en la arena fina a limo grueso por una mayoría de yeso y el resto volcánico-clástico, representados por abundante vidrio volcánico límpido o alterado en una masa blanquecina, plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, líticos volcánicos y minerales pesados: muscovita, hornblenda y opacos.

Los restos de organismos son abundantes y principalmente de agua dulce, los menos son de abolengo marino. Estos restos incluyen conchillas de las siguientes especies de gasterópodos: *Heleobia parchappei*, *H. aff. australis*, *Biomphalaria peregrina*, *Succinea meridionalis*, *Tropicorbis* sp., *H. aff. australis crassa* y *H. aff. isabellei*. Además se encuentran valvas de ostrácodos, girogonites y tubos calcáreos de algas charáceas, diatomeas y abundantes cónchulas de foraminíferos, donde se reconocen: *Ammonia beccarii parkinsoniana*, *Elphidium discoidale*, *Discorbis aff. nitidus* y formas aberrantes gigantes en base al género *Ammonia*.

Los depósitos de la Unidad 2 representan las acumulaciones de un paleoambiente límnic que se asignan a la Formación Luján, Miembro Lobos del Pleistoceno tardío-tardío (Dangavs y Blasi 2003). La sección inferior corresponde a un medio lacustre dulciacuícola, en cambio la superior, representa un ambiente lacustre salado, relacionado con una etapa de aridez posterior, evidenciada por la presencia epigénica de yeso y dolomita y condiciones de mayor salinidad que favorecieron la presencia de foraminíferos y gasterópodos de abolengo marino.

### Unidad 3 (Formación Luján, Miembro Río Salado)

Sobre la unidad anterior se sitúan los depósitos acumulados en el tercer paleoambiente límnic, representados por 1,50 m de depósitos pelíticos grises (N5/0), castaños grisáceos (2,5Y 5/2) e incluso blancos (10YR 8/1). Estos depósitos suelen contener carbonato de calcio y calcio-magnesio en forma de concreciones o

pulverulentos; además, abundantes restos de organismos acuáticos dulciacuícolas, lentes de ceniza volcánica y cristales de yeso en la base. Los tipos texturales reconocidos son limos arenosos, fangos arenosos y fangos, todos ellos son macizos o con estructura granular a bloques angulares y consistencia friable a duro.

En los limos arenosos la distribución granulométrica es levemente bimodal. En las muestras centrales la moda principal se halla en 5  $\phi$  y la admixtura es gruesa en 4  $\phi$ ; en las periféricas la moda principal se ubica en 4  $\phi$  y la admixtura proximal es fina en 5  $\phi$ ; en cambio la moda secundaria se encuentra invariablemente en la arcilla de 11  $\phi$ . Estos sedimentos están pobre a muy pobremente seleccionados, con curvas muy asimétricas finas y meso a leptocúrticas. Por otra parte, los fangos arenosos son polimodales, con la moda principal en la arcilla de 11  $\phi$ , la secundaria en 4  $\phi$  y la tercera en 8  $\phi$ . La dispersión de tamaños respecto a Mz  $\phi$  corresponde al limo muy fino, definiéndose como muy pobremente seleccionadas, muy asimétricas finas y leptocúrticas. Los fangos son también polimodales en 11, 9 y 6 y están muy pobremente seleccionados, con curvas casi simétricas a asimétricas finas y platicúrticas.

La composición del tamaño arena muy gruesa a mediana se caracteriza por calcretas calcíticas y dolomíticas y restos de organismos. Cabe destacar que el carbonato suele recubrir las conchillas y el yeso. En la arena fina a limo grueso la mineralogía volcánico-clástica es dominante, acompañada por dolomita. Los volcánico-clásticos se presentan en el siguiente orden de abundancia: vidrio volcánico en trizas límpidas a alteradas en una masa blanquecina en forma de grumos, plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, líticos volcánicos y minerales pesados. En el limo grueso los minerales pesados son abundantes, destacándose la hornblenda, hornblenda basáltica, piroxenos, muscovita y opacos, entre estos últimos predomina la magnetita.

Los restos de la flora y fauna de la unidad son análogos a los de las lagunas actuales

de la región: semillas, fitolitos, girogonites de algas charáceas, frústulos de diatomeas, restos de insectos, escamas y vértebras de peces, muy abundantes valvas de ostrácodos y de gasterópodos de agua dulce, donde se reconocen conchillas de *Heleobia parbhappei*, *Biomphalaria peregrina*, *Succinea meridionalis*, *Scolodonta semperi*, *Lymnea* sp., *Tropicorbis* sp. y fragmentos de conchillas de *Pomacea canaliculata*.

Este depósito se asigna a la Formación Luján, Miembro Río Salado (Fidalgo *et al.* 1973) del Holoceno temprano a medio, el que representa las acumulaciones de un paleoambiente lacustre, que en sus postrimerías, por la mayor sequedad, se transformó en palustre carbonático. Este proceso de la aridización ha sido observado también en sedimentos de este nivel estratigráfico en la laguna Lacombe de Chascomús (Dangavs y Mormeneo 2006).

#### Unidad 4 (Formación La Postrera IV)

Debajo de la cubierta aluvial se encuentran 0,30 m de sedimentos de apariencia loésica, coloración castaño grisácea (10 YR 5/2) a castaño grisácea oscura (10 YR 4/2) en seco, macizos, friables a levemente endurecidos, con abundantes poros, materia orgánica y raíces. La textura es limo arenosa y la distribución granulométrica levemente bimodal, debido a la iluviación de la arcilla proveniente del depósito superior. La moda principal se halla en 5  $\phi$ , la admixtura proximal es gruesa en 4  $\phi$  y la moda secundaria se ubica en la arcilla de 11  $\phi$ . Estos sedimentos están pobre a muy pobremente seleccionados, con curvas muy asimétricas finas y leptocúrticas.

La composición mineral de la fracción arena mediana consiste en agregados arcillosos, tosquillas rodadas, concreciones de hierro-manganeso y escasos minerales volcanoclásticos. En la arena fina predominan las trizas de vidrio volcánico, acompañadas de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y líticos volcánicos. En la arena muy fina la mineralogía es semejante con predominio de plagioclasa y presencia de minerales pesados. En el limo grueso son abundantes los minera-

les pesados, siendo mayoría la magnetita, los anfíboles y las micas.

Los restos de organismos son escasos y están representados por trozos de huesos de pequeños mamíferos, semillas, tejidos vegetales y fitolitos, también pueden aparecer restos de organismos acuáticos re-depositados debido a la mezcla con los sedimentos aluviales suprayacentes.

Este cuarto depósito colmatante de las paleocubetas, representa un episodio trestre eólico, que forma parte del delgado manto de limos eólicos de amplia distribución regional, en cuyo seno se desarrollan los suelos actuales, el que se asigna a la Formación La Postrera IV del Holoceno tardío-tardío (Dangavs 2005b).

#### Unidad 5 (Depósitos aluviales)

Constituyendo la cubierta de las paleocubetas se encuentran 0,15 a 0,50 m de sedimentos con estructura granular a bloques pequeños, con abundante materia orgánica y sales solubles, los que en las barrancas del río Salado forman albardones estratificados de hasta 2,3 m de potencia. Estos depósitos están constituidos por arenas limosas y limos arenosos a lo largo del canal del arroyo y por fangos arenosos y fangos en la planicie, producto de las crecientes. Los colores dominantes en seco son el castaño grisáceo muy oscuro (10YR 3/2), el gris (10YR 6/1) y el gris claro (10YR 7/2). En las barrancas del río predomina el color negro (10YR 2/1) y las texturas fango arenosas a limo arenosas.

En las arenas limosas la distribución granulométrica es unimodal, con la moda en 4  $\phi$  y admixtura proximal fina en 5  $\phi$  y moderadamente buena selección a pobre, con curvas muy asimétricas finas y de acuminación muy leptocúrticas a extremadamente muy leptocúrticas. Los limos arenosos son de distribución granulométrica levemente bimodal con la moda principal en 5  $\phi$ , admixtura proximal gruesa en 4  $\phi$ , moda secundaria en la arcilla de 11  $\phi$  y pobre a muy pobre selección, con curvas asimétricas finas a muy asimétricas finas y muy leptocúrticas.

En los fangos la distribución granulométrica

es polimodal, con la moda principal en 5  $\phi$ , admixtura proximal fina en 6  $\phi$ , la moda secundaria en la arcilla de 11  $\phi$  y la tercer moda en 8  $\phi$ . Estos sedimentos están muy pobremente seleccionados, con curvas asimétricas finas y platicúrticas. En los fangos arenosos la distribución también es polimodal, con la moda principal en 4  $\phi$ , admixtura proximal fina en 5  $\phi$ , la moda secundaria en la arcilla y la tercer moda en 8  $\phi$ . Los fangos están muy pobremente seleccionados, con curvas muy asimétricas finas y mesocúrticas. La composición mineral del sedimento en el tamaño arena a limo grueso está determinada por la presencia de calcretas rodadas, cuarzo, líticos volcánicos y concreciones de hierro en la fracción arena muy gruesa a media y por minerales volcanoclásticos en los tamaños menores, donde predomina la plagioclasa, cuarzo redondeado, trizas de vidrio volcánico, en su mayoría fresco o relleno con arcilla y minerales pesados, entre lo cuales se destacan la muscovita y la magnetita.

Los restos de organismos son abundantes a lo largo del canal del arroyo y escasos en la planicie circundante, representados por tejidos vegetales, semillas y raíces, frústulos de diatomeas, restos óseos de pequeños mamíferos (múridos), escamas, dientes, vértebras y placas óseas de peces, restos de insectos, valvas de ostrácodos, espículas de espongiarios y conchillas de gasterópodos de agua dulce: *Heleobia parbhappei*, *Biomphalaria peregrina*, *Lymnea viatrix*, *Pomacea canaliculata* y el pelécipodo *Anodontites* sp. En algunas muestras aparecen restos re-depositados de cónchulas de foraminíferos, girogonites de charófitas y conchillas muy gastadas de *Heleobia aff. australis*.

La cubierta sedimentaria de los paleoambientes corresponde a los depósitos de acumulación más reciente, producto de las crecientes del arroyo y/o del río Salado, cuyo conjunto se asigna al aluvio.

## EL DEPÓSITO YESÍFERO

Este mineral epigénico intrasedimentario, aparece en los sedimentos de relleno

de las paleocubetas a partir de una profundidad que varía entre 0,65 y 1,0 m, alojado en los poros de la sucesión clástica hospedante en los tres niveles estratigráficos de la Formación Luján (Miembros La Chumbiada, Lobos y Río Salado). Se trata principalmente de individuos cristalinos y agregados (rosetas y microrrosetas) de tamaño grava y arena (gipsrudita y gipsarenita, respectivamente, según Warren 1982), aunque tampoco faltan los cristales de gipsita (pelíticos). El yeso se encuentra con diversidad de hábitos, texturas, fábricas y estructuras. La distribución de los diferentes tipos en el depósito no es regular, sino que varía en sentido horizontal y vertical.

El mineral se presenta en cuatro formas características: cristales simples y sus macas o en agregados aislados, nódulos en forma de masas friables de agregados de cristales y fragmentos de clivaje y en pseudovetas mayormente de gipsita, formando estructuras continuas de cristales discoidales intercrecidos o soldados en el plano horizontal por crecimiento sintaxial y también por rosetas y microrrosetas fusionadas. Los cristales simples y los agregados aislados son las formas más frecuentes. Los nódulos son ocasionales en algunos niveles, mientras que las pseudovetas se presentan en un sólo nivel a 1,5 m de profundidad.

El área y espesor de sedimentos con yeso se establecieron mediante mapa isopáquico en escala 1:10.000 y los cálculos de superficie y volúmenes correspondientes con programas de computación. El espesor medio del depósito se determinó mediante la relación volumen/ superficie. El área yesífera abarca 4,92 km<sup>2</sup>, con una potencia máxima de 2,7 m, espesor medio de 1,23 m y un volumen de sedimentos clásticos y químicos de 6,05 hm<sup>3</sup>. El peso estimativo de yeso fue establecido mediante la ley media en muestra total (38,2%), el volumen implicado (2.312.000 m<sup>3</sup>) y el peso específico standard, obteniéndose un contenido total de 5.364.000 toneladas de mineral (Dangavs 2005c). Por último cabe destacar que la ley mineral considerada está referida a muestra

total; sin embargo, el contenido de yeso en las pelitas es siempre escaso, de ahí que en los yacimientos de yeso intrasedimentario diseminado se explotan preferentemente los individuos y agregados de yeso de tamaño arena y grava, mediante la concentración a través de zarandas. De este hecho se desprende que la potencialidad del yacimiento no sólo está determinada por los espesores, volúmenes y leyes de la masa mineral, sino que también por los porcentajes en los tamaños mayores. En este yacimiento la ley en el tamaño grava + arena asciende a 61,7 %, superada en las pseudovetas de la paleocubeta III, donde alcanza el 85,2 % (67,2 % en muestra total), de lo cual resulta que estas manifestaciones quizás resulten económicamente significativas.

### INTERPRETACIÓN DE LA EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL

Los testimonios geológicos superficiales y subsuperficiales de la región abarcan el intervalo Pleistoceno medio-Actual y se encuentran registrados en los depósitos de las paleocubetas y en las escarpas, lomas y barrancas del área. La roca de base del paisaje actual y sustrato de las paleocubetas es la Formación Ensenada del Pleistoceno medio (Riggi *et al.* 1986). Según Frenguelli (1957), el Pleistoceno medio se caracterizó por clima húmedo, procesos fluviales y formación de valles, mientras que en el Pleistoceno tardío tuvo lugar una intensa etapa de aridez, con acciones eólicas, deflación, excavación de cubetas, calcificación, precipitación de sales y acumulación de loess. Las evidencias de esta etapa seca están presentes en el paisaje de la cuenca media e inferior del río Salado en forma de depósitos loésicos de la Formación Buenos Aires (Riggi *et al.* 1986) y como grandes y profundas cubetas eólicas. Algunas de ellas funcionan actualmente como ambientes acuáticos, otras no retienen agua o han desaparecido por colmatación. La edad de este loess se infiere por correlación con la unidad equivalente en Santa

Fe, analizada por Iriando (1999), la que supera los 64 ka y se corresponde con el estadio isotópico IS4, representado por clima frío y seco en las llanuras argentinas y avance de clima patagónico unos 1500 km al noreste de su posición actual. Sancetta *et al.* (1973) sitúan al IS4 entre los 75 y 56 ka. Estos sedimentos eólicos, en gran parte, fueron aportados por los vientos del sector S-SO (Teruggi 1957, Zárate y Blasi 1990), pero también provienen de la deflación local, que excavó las cubetas situadas a lo largo del eje de la cuenca de las Encadenadas de Chascomús, en cuyo seno, la presencia de fugaces lapsos lacustres salados y posterior evaporación facilitarían la salinización, floculación y desmigajamiento del material, que luego sería fácilmente afectado por la deflación.

Es de señalar que en el modelado de este tipo de cubetas han intervenido, además de la acción deflacionaria, la erosión fluvio-lacustre, los fenómenos coluviales, el lavado y retroceso de pendientes e incluso, en algunos casos la acumulación eólica (Dangavs y Reynaldi 2008). En las paleocubetas del arroyo La Horqueta, estos procesos han actuado desde el Pleistoceno tardío sobre el valle del curso fluvial primitivo, donde la posterior alternancia de climas secos y húmedos facilitó la acción eólica durante etapas de mayor aridez.

Para explicar la sucesión de los hechos geológicos "postensenadenses", Dangavs (2005b) utilizando los conceptos de biotasia y rexistasia de Erhart (1956), estableció para el Cuaternario superior de la cuenca del río Salado una sucesión climática alternante seco-húmedo que rige hasta el presente. Estos ciclos climáticos están representados por cinco etapas secas y otras tantas húmedas, la última de las cuales corresponde al clima húmedo actual. Las etapas secas o de rexistasia se caracterizaron por deflación, excavación de cubetas y/o rejuvenecimiento de las más antiguas, generación de *sabkhas* y/o lagos salados, donde precipitaron sales (yeso, calcita, dolomita, etc.), pelletización y acumulación de depósitos eólicos

(arenosos, limosos y dunas de arcilla). En tanto, en las húmedas o de biostasia, las cubetas se transformaron en ambientes acuáticos, en donde predominaron los procesos de modelado y aluvionamiento y en la cubierta sedimentaria la pedogénesis. Las edades y la interpretación paleoclimática se basaron en la secuencia de los estadios isotópicos (IS), los episodios pedogénicos (S) y las facies eólicas de dermas/loess (D-L), relacionadas con las variaciones climáticas cuaternarias en las llanuras sudamericanas, con especial énfasis en las argentinas de la región pampeana y chaqueña, establecidas por Iriondo y García (1993), Iriondo (1994 y 1999) e Iriondo y Kröhling (1995 y 2007).

De esta manera, a la etapa de aridez que acumuló la Formación Buenos Aires, siguió un prolongado período de estabilidad en clima húmedo, con desarrollo de suelos zonales a partir del loess de dicha formación. Este paleosuelo fue denominado Suelo Sin Nombre (Fidalgo *et al.* 1973). Sincrónicamente, en las cubetas se generaron ambientes acuáticos, en cuyo seno se acumularon los primeros depósitos del registro paleolimnológico (Unidad 1), representados en el área por los sedimentos fluvio-lacustres de la Formación Luján, Miembro La Chumbiada del Pleistoceno tardío (Dillon y Rabassa 1985). Iriondo (1999) e Iriondo y Kröhling (2007) refieren este nivel estratigráfico al estadio isotópico IS3, acumulado en condiciones de clima cálido y húmedo, con una edad entre los 64 y 36 ka. Por otra parte, Sancetta *et al.* (1973) asignan al IS3 una edad entre los 56 y 28 ka. Cabe señalar que la parte cuspidal de este Miembro fue datada en otras localidades de la cuenca del río Salado en más de 30 ka (Figini *et al.* 1996); de ahí se concluye que el inicio de la excavación de las cubetas se podría situar en el Pleistoceno tardío y correlacionar con las acciones eólicas de deflación-acumulación del "bonaerense" (Frenguelli 1957).

A la etapa húmeda siguió una seca, cuyas evidencias se encuentran en la costa oriental de la paleocubeta I en forma de un depósito eólico (Figs. 3 y 4), represen-

tado por la Formación La Postrera I del Pleistoceno tardío (Dangavs 2005b). Estos sedimentos provienen de la deflación de la Formación Luján, Miembro La Chumbiada y abarcan parte del intervalo erosivo entre los Miembros La Chumbiada y Lobos. En los lechos, el episodio climático produjo desecación, precipitación de yeso y pelletización. Los clastos de arcilla así generados se acumularon a sotavento (al este) de la paleocubeta I formando una duna de arcilla (Dangavs 1979), la que lentamente han ido perdiendo esta característica, adquiriendo aspecto loésico y estructura migajosa. De acuerdo a su posición estratigráfica y basándonos en Iriondo (1999), Iriondo y Kröhling (2007) y Dangavs y Reynaldi (2008), la Formación La Postrera I se corresponde con el estadio isotópico IS2, fase climática D4-L4, caracterizada por clima frío y seco, que se corresponde con el último Máximo Glacial, con una antigüedad entre <36 >18 ka.

En la etapa húmeda posterior se acumuló en las paleocubetas la Unidad 2, representada por depósitos del ambiente dulciacuícola de la Formación Luján, Miembro Lobos del Pleistoceno tardío-tardío (Dangavs y Blasi 2003). Asimismo, en forma sincrónica se concretó la pedogénesis de los sedimentos de la Formación La Postrera I, desarrollándose un suelo, al que se ha denominado "Paleosuelo La Horqueta". Iriondo y García (1993), Iriondo (1999) e Iriondo y Kröhling (2007) consideran este evento como la fase climática S3, correspondiente a la etapa final cálida y húmeda Allerød del estadio isotópico IS2, asignándole una edad cercana a los 18 ka.

Por otra parte, cabe destacar que los sedimentos del Miembro Lobos contienen una mayoría de restos de organismos de agua dulce y otros de linaje marino de origen atalásico (sensu Cann y De Deckker 1981), situados en la parte superior del depósito. Los restos de organismos de agua dulce corresponden al biotopo de la etapa cálida y húmeda; en cambio, los de abolengo marino representan un medio de mayor salinidad, relacionado

con el clima más seco posterior, donde el ambiente dulciacuícola se transformó en una sabkha o un lago salado (Dangavs y Blasi 2003).

Las únicas evidencias de dicha etapa seca son indirectas, proporcionadas por los restos de organismos de abolengo marino, el depósito yesífero y las vetas de dolomita. Cabe señalar que la precipitación de yeso y dolomita continental se asocia a estadios de espejo de agua libre (lago salado) o al llano salino (sabkha), donde la precipitación es intersticial (Smoot y Lowenstein 1991, Warren 1991). Al respecto, Bowler y Teller (1986) refieren que en las sabkhas australianas actuales, las evaporitas principales son yeso y dolomita. Por otra parte, las manifestaciones concluyentes de estos hechos geológicos se hallan inmediatamente al norte del arroyo La Horqueta, en el montículo de la laguna Las Barrancas, donde estas acumulaciones eólicas están representadas por 8 m de sedimentos de duna de arcilla, con clastos de arcilla y yeso de la Formación La Postrera II del Pleistoceno tardío-tardío (Dangavs 2005b). Según Iriondo y García (1993) e Iriondo (1999), los depósitos equivalentes a este nivel estratigráfico representan el D3-L3, con condiciones climáticas áridas y frías, cuya edad abarca el intervalo entre los 18 y 8,5 ka y se correspondería con el *Younger Dryas*.

A continuación se instauró una nueva etapa húmeda, durante la cual se acumuló en las paleocubetas el tercer depósito paleolimnológico, representado por los sedimentos de un ambiente lacustre, que en sus postrimerías se transformó en palustre calcáreo (margoso), que se asigna a la Formación Luján, Miembro Río Salado (Fidalgo *et al.* 1973) del Holoceno temprano a medio. Asimismo, durante este episodio ocurrió la pedogénesis de los sedimentos de la Formación La Postrera II, que fuera denominado Suelo Puesto Callejón Viejo (Fidalgo *et al.* 1973), el que no se encuentra representado en el área del arroyo. Para Iriondo y García (1993) e Iriondo (1999), este nivel estratigráfico representa la etapa cálida y húmeda del

estadio isotópico IS1, que se desarrolló entre 8,5 y 3,5 ka, correspondiente al período climático *Hypsihermal*.

A partir del Holoceno tardío se produjeron nuevos episodios climáticos alternantes, dos secos y dos húmedos, siendo el último el más breve, que representa al tiempo actual. El primero se caracterizó por clima seco e intensa morfodinámica eólica, con desecación y deflación de los depósitos de la Formación Luján, Miembro Río Salado, precipitación de yeso y acumulación de los depósitos eólicos de la Formación La Postrera III del Holoceno medio a tardío (Dangavs 2005b). Iriondo y García (1993) e Iriondo (1999) sitúan este episodio entre 3,5 y 1,4 ka, asignándolo a la fase climática subtropical seca D2-L2.

En la siguiente etapa húmeda, se concretó la pedogénesis de la Formación La Postrera III, representada por el Suelo Puesto Berrondo (Fidalgo *et al.* 1973) y funcionaron ambientes acuáticos. De estos últimos no han quedado registros en estas paleocubetas, eliminados quizás por deflación en la etapa seca subsiguiente. No obstante, estos son frecuentes en otros ambientes de la cuenca, los que se asignan a la Formación Subaluvial de Doering (1884) o "Piso Aimarense" de Ameghino (1884/89) del Holoceno tardío. De acuerdo a los criterios sustentados por Iriondo y García (1993) e Iriondo (1999), este episodio se corresponde con la fase cálida y húmeda del Máximo Medieval S1 entre los 1,4 y 0,7 ka.

La última etapa seca en la cuenca del río Salado se caracterizó por acciones eólicas de menor duración e intensidad que la anterior. Durante la misma se produjo deflación, rejuvenecimiento de cubetas, formación de microcubetas, decapitación de suelos y acumulación de sedimentos eólicos de aspecto loésico en interfluvios y lechos desecados. Tampoco se descarta que haya habido recristalización y/o precipitación de yeso, dado que en la mayoría de estos cristales se observan hasta tres "bandas" de disolución-recristalización (Dangavs 2005d). En este lapso se acumuló la Formación La Postrera

IV del Holoceno tardío-tardío (Dangavs 2005b), que se correlaciona con la fase climática D1-L1 de enfriamiento y aridización, denominada "Pequeña Edad de Hielo", que diversos autores sitúan entre 0,8 y 0,2 ka (Iriondo y García 1993, Iriondo 1999).

La última etapa nos ubica en el clima húmedo actual, caracterizado por la profusión de ambientes acuáticos en toda la región pampeana. Los depósitos actuales del arroyo La Horqueta (Unidad 5) representan la cubierta aluvial o aluvio, cuya edad apenas supera los 200 años. Asimismo, este régimen es el que posibilita la pedogénesis de los paleosuelos exhumados y los suelos actuales.

## CONCLUSIONES

El estudio de los depósitos colmatantes de las paleocubetas del arroyo La Horqueta y el de los afloramientos de las escarpas de sus periferias, estableció la existencia sobre el sustrato de la Formación Ensenada de cinco unidades estratigráficas en los lechos y siete en los afloramientos de las escarpas de sus periferias. Los depósitos de las paleocubetas corresponden a tres paleoambientes límnicos, un eólico y el fluvial actual. Los de las escarpas están representados por cuatro depósitos eólicos y tres paleosuelos, uno de los cuales representa una nueva unidad pedoestratigráfica para la región.

La génesis de las cubetas primitivas del arroyo La Horqueta es esencialmente eólica y anterior al primer depósito colmatante (Formación Luján, Miembro La Chumbiada). En tanto que su modelado responde a la acción combinada de varios procesos, donde la acción geomórfica más trascendente fue la repetitiva de deflación-acumulación, que modificó el valle primitivo, hasta transformarlo en depresiones de más de 8 m de profundidad (medidas entre el piso de las paleocubetas y el techo de la Formación Buenos Aires), en las cuales funcionaron sucesivos ambientes acuáticos y uno terrestre, acumulados entre el Pleistoceno tardío y el presente. En la actualidad son campos

de pastoreo, sujetos a episodios esporádicos de espejos de agua, durante las inundaciones. Las notables modificaciones recientes producidas en los lechos, se debe a obras de ingeniería, cuyo objetivo es paliar las inundaciones del río Salado.

Cabe destacar que los depósitos de la Formación La Postrera I a III, por lo que hasta ahora se sabe, están formados por unidades mayormente discontinuas, asociadas a los bordes de las cubetas de deflación generatrices. En cambio la Formación La Postrera IV constituye un delgado depósito mantiforme de distribución regional. Esta disparidad sedimentaria entre unos y otros aún no ha sido aclarada.

Respecto a los paleosuelos desarrollados a partir de las unidades eólicas de la Formación La Postrera, cabe la misma observación que la realizada para sus materiales parentales. La presencia del paleosuelo La Horqueta, por ahora tiene carácter local. Sin embargo, es factible que por su posición estratigráfica y grado de evolución pedológica, esta unidad podría ser isocrona de la Formación Luján, Miembro Lobos del Pleistoceno tardío-tardío, en cuyo caso, este hallazgo completaría el cuadro estratigráfico sedimentario eólico-paleopedológico, representado por la Formación La Postrera de Fidalgo *et al.* (1973).

## AGRADECIMIENTOS

A la Comisión de Investigaciones Científicas por la financiación de este proyecto, mediante Subsidio 044/06, a la Lic. María L. Mormeneo por la realización de los análisis texturales de sedimentos, a la Dra. Perla Imbellone por sus valiosos comentarios acerca de los paleosuelos estudiados y a los árbitros (Dres. E. González Díaz y A. Tripaldi), cuyas sugerencias y comentarios contribuyeron a mejorar ostensiblemente el manuscrito.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ameghino, F. 1884. Excursiones geológicas y paleontológicas en la provincia de Buenos Aires.

- Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 6: 161-257.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Actas 6, 1028 p., Córdoba
- Bowler, J. y Teller, J. 1986. Quaternary evaporites and hydrological changes, Lake Tyrrell. Australian Journal of Earth Sciences 33: 43-63.
- Cann, J. y De Deckker, P. 1981. Fossil Quaternary and living Foraminifera from athalassic saline lakes, South Australia. Journal of Paleontology 55: 660-670.
- Carver, R. (ed.) 1971. Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley Interscience, 653 p., New York.
- Dangavs, N. 1979. Presencia de dunas de arcilla fósiles en la Pampa Deprimida. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(1): 31-35.
- Dangavs, N. 2005a. Los ambientes acuáticos de la provincia de Buenos Aires. En De Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds.) Geología y Recursos naturales de la Provincia de Buenos Aires, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 13: 219-236, La Plata.
- Dangavs, N. 2005b. La Formación La Postrera I, II, III y IV de la laguna Las Barrancas de Chascomús, Provincia de Buenos Aires. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 115-122, La Plata.
- Dangavs, N. 2005c. Los depósitos de yeso intrasedimentario de las lagunas Encadenadas de Chascomús, provincia de Buenos Aires. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 141-148. La Plata.
- Dangavs, N. 2005d. El yeso intrasedimentario de la cuenca del río Salado, provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 19-26, Buenos Aires.
- Dangavs, N. y Blasi, A. 2003. El Miembro Lobos de la Formación Luján: Cambio de rango de la Fm. Lobos, unidad estratigráfica del Pleistoceno superior de la cuenca del río Salado de la provincia de Buenos Aires. 2° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 67-74, San Miguel de Tucumán.
- Dangavs, N. y Mormeneo, M. 2006. Geolimpología y paleolimnología de la laguna Lacombe, Chascomús, provincia de Buenos Aires. 3° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 2: 919-932, Córdoba.
- Dangavs, N. y Reynaldi, J. 2008. Paleolimnología de la laguna Cerrillo del Medio, Montevideo, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(1): 29-42.
- Dangavs, N., Pierrard, L. y Reynaldi, J. 2003. Paleolimnología del río Salado entre los meridianos 58° y 60°, provincia de Buenos Aires. 2° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 75-86, San Miguel de Tucumán.
- Dillon, A. y Rabassa, J. 1985. Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires): Una nueva unidad estratigráfica del valle del río Salado. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Resúmenes: 27, Tandil.
- Doering, A. 1884. Estudios hidrognósticos y perforaciones artesianas en la República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias 6: 259-340, Córdoba.
- Erhart, H. 1956. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson et Cie. Paris. Traducción castellana de 1965 de la Universidad Nacional del Sur, 121 p., Bahía Blanca.
- Fidalgo, F. 1990. La Formación La Postrera. Simposio Internacional sobre Loess. INQUA. Resúmenes Expandidos: 78 - 83, Mar del Plata.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. 1973. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio, provincia de Buenos Aires. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27- 39, Carlos Paz.
- Figini, A., Fidalgo, F., Huarte, R., Carbonari, J. y Gentile, R. 1996. Cronología radiocarbónica de los sedimentos de la Fm. Luján en el arroyo Tapalqué, provincia de Buenos Aires. 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 119-126, Junín.
- Folk, R. 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, 170 p., Austin.
- Frenguelli, J. 1945. El piso Platense. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología 2: 287-311.
- Frenguelli, J. 1957. Neozoico. En Geografía de la República Argentina Sociedad Argentina Estudios Geográficos (G&EA) 2, 3ª parte: 1-115, Buenos Aires.
- Iriondo, M. 1994. Los climas cuaternarios de la región pampeana. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" (Nueva Serie) 4(2): 6-46, Santa Fe.
- Iriondo, M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Record of a continental-scale oscillation. Quaternary International 57/58: 93-122.
- Iriondo, M. y García, N. 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18.000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 101: 209-220.
- Iriondo, M. y Kröhlhing, D. 1995. El sistema cólico pampeano. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" (Nueva Serie) 5(1): 5-80, Santa Fe.
- Iriondo, M. y Kröhlhing, D. 2007. Geomorfología y sedimentología de la cuenca superior del río Salado (sur de Santa Fe y noroeste de Buenos Aires, Argentina). Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 14(1): 1-23.
- Riggi, J., Fidalgo, F., Martínez, O. y Porro, N. 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el partido de La Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(3-4): 316 - 333.
- Sancetta, C., Imbrie, J. y Kipp, N. 1973. Climatic record of the past 130,000 years in North Atlantic deep-sea core V23-82: Correlation with the terrestrial record. Quaternary Research 3: 110-116.
- Smoot, J. y Lowenstein, T. 1991. Depositional environments of non-marine evaporites. En: Melvin, J. (ed.), Evaporites, Petroleum and Mineral Resources, Elsevier, Developments in Sedimentology 50: 189-347, Amsterdam.
- Teruggi, M. 1957. The nature and origin of Argentine loess. Journal of Sedimentary Petrology 27(3): 322-332.
- Warren, J. 1982. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. Sedimentology 29: 609-637.
- Warren, J. 1991. Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporite settings. En: Melvin, J. (ed.), Evaporites, Petroleum and Mineral Resources, Elsevier, Developments in Sedimentology 50: 69-188, Amsterdam.
- Zárate, M. y Blasi, A. 1990. Consideraciones sobre el origen, procedencia y transporte del loess del sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Simposio Internacional sobre Loess. INQUA. Resúmenes Expandidos: 15-20, Mar del Plata.

Recibido: 11 de febrero, 2008

Aceptado: 2 de marzo, 2009