

REVISTA DEL MUSEO DE LA PLATA

2019, Volumen 4, Número 1: 1-40

El registro paleoambiental del Pleistoceno tardío al presente en la Laguna Lobos, Buenos Aires, Argentina

Nauris V. Dangavs

Instituto de Geomorfología y Suelos, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina
nauris@igs.edu.ar



El registro paleoambiental del Pleistoceno tardío al presente en la Laguna Lobos, Buenos Aires, Argentina

Nauris V. Dangavs¹

¹ Instituto de Geomorfología y Suelos, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina
nauris@igs.edu.ar

RESUMEN. Se caracterizó el medio físico del ambiente, la fisiografía, régimen hidrológico y la historia geológica de la cubeta lagunar. La geología superficial está representada por seis unidades litoestratigráficas y dos pedoestratigráficas, que abarcan del Pleistoceno temprano al tardío y del Holoceno medio al presente. La más antigua, la Formación Ensenada, constituye el sustrato regional, sobre el cual se ubican cuatro unidades eólicas, las Formaciones Buenos Aires, La Postrera I, III y IV, los Geosuelos Sin Nombre y Puesto Berrondo y el Aluvio reciente. Los sedimentos colmatantes fueron obtenidos mediante perforaciones, reconociéndose siete unidades litoestratigráficas (cinco subácueas y dos subaéreas). Las subácueas corresponden a la Formación Luján, Miembros La Chumbiada, Lobos, Río Salado y Monte (Pleistoceno tardío al Holoceno tardío) y al Aluvio reciente. Los depósitos subaéreos a las Formaciones La Postrera I y IV del Pleistoceno tardío y Holoceno tardío-tardío, respectivamente. La excavación de la cubeta se inició en la etapa seca del “Bonaerense”, la posterior alternancia climática: seco-húmedo facilitó la evolución. Las etapas secas se caracterizaron por deflación, generación de cubetas, sabkhas o lagos salados, precipitación de sales y acumulación de depósitos eólicos. En las húmedas predominó la sedimentación y la pedogénesis. De esta manera, el conjunto de depósitos posteriores a la Formación Ensenada está representado por cinco episodios de clima seco, que abarcan del Glacial Temprano a la Pequeña Edad de Hielo y cinco húmedos, cuyas acumulaciones límnicas conforman los cuatro miembros de la Formación Luján, el aluvio actual y los suelos sincrónicos S4, S1 y S0.

Palabras clave: Cuaternario, Llanura pampeana, Estratigrafía, Paleo/ambientes lénticos, Paleoclimas.

ABSTRACT. The paleoenvironmental record from the Late Pleistocene to the present in Laguna Lobos, Buenos Aires, Argentina. Laguna Lobos is a typical shallow lake of the Pampean plains, situated in northeastern Buenos Aires Province, 15 km south-west from Lobos City. The lake is a freshwater body, regionally called “laguna”, fed mainly by groundwater flow and with almost permanent water regime. This environment is a phreatic polymictic lake, as it is too shallow for the development of a hypolimnium because of its continuous circulation and absence of thermal stratification. This lake, at 22.60 m above sea level, covers an area of 7.6 km² but it is only 1.50 m deep. The region is an extensive low-relief silty aeolian plain, very gently sloping to the southeast (mean value 0.026 %; though locally it can reach values of 0.125 % and exceptionally up to 2.5%). This lake is located in a depression or basin genetically related to aeolian and hydrologic processes; it evolved along its geological history from the primitive deep almost U-shaped profile to the present *pan* profile. This characteristic is due to the gradual infilling with sedimentary deposits several meters deep, which determine

its flat bottom relief and shallow depth. Erosion scarps of variable height (0.3 to 4 m) formed by different-age sediments occur around the coastal perimeter of the lake.

The lake is a sedimentation basin, whose origin and sedimentary content are related to “post-Ensenada Fm.” geologic and climatic phenomena that acted on the primitive valley until transforming it into the basin that contains the present lake. Geodynamic processes involving combined actions (aeolian, fluvial and lacustrine) excavated and shaped the basin. Wind was the main agent that originated the basin, acting by deflation, while water acted by fluvial erosion, slope wash and scarp retreat; although water-related phenomena widened the lake basin, they did not deepen it.

Six lithostratigraphic and two pedostratigraphic units were recognized in the outcroppings, spanning from Early to Late Pleistocene and from Middle Holocene to the present time. The oldest one, the Ensenada Fm. siltstone, makes up the lake bedrock. It is overlain by the Buenos Aires Fm. loess, topped by a truncated paleosol (Sin Nombre Geosol). The third lithostratigraphic unit is a clay dune, which accumulated into the lake bed as an intra-basin deposit. These sediments, mostly composed of clay pellets, are correlated to La Postrera I Fm. The latter is covered by an outcropping loess-like aeolian deposit correlated to La Postrera III Fm., while its top truncated paleosol is correlated with Puesto Berrondo Geosol. Except in the lowest erosion scarps, the scarp top sediment is constituted by aeolian sandy silts, where the present soils are developing. This unit is correlated to La Postrera IV Fm. The youngest subaerial unit is formed by lake flood deposits of the recent Alluvium, located in the lowest scarps of the lake.

The infilling lake sediments were studied from cores of 61 boreholes; thus, 7.5 meters of diverse superimposed sedimentary bodies were recognized, which represent different depositional episodes that occurred in the basin throughout its development to the present water body. Thus, the sequence presents the clastic, authigenic, epigenetic and biological record of four aquatic paleoenvironments, the present one and two aeolian intra-basin deposits, which together comprise seven stratigraphic units separated by erosive discontinuities, encompassing from the Late Pleistocene to the present. The distribution of the different textural types of each paleo/limnic environment in the basin bed, allowed us to differentiate two depositional subfacies: marginal and central. The marginal one is characterized by clast mobilization and coarser sediment accumulation: gravelly sands, silty sands and sandy silts. The central subfacies reflects less energy and more suspensive mobilization of pelitic sediments: sandy muds, silt and mud. On the other hand, the aeolian intrabasin deposits do not respond to this scheme, since the lower deposit is a gypsiferous clay dune and the higher deposit an aeolian sediment of loessic aspect. The first, third and fourth sedimentary bodies, which are correlated to the Luján Fm., La Chumbiada, Lobos and Río Salado Members, respectively, were originally freshwater environments, composed of clastic sediments, volcanoclastic minerals, volcanic ash lenses, CaCO_3 , Fe and Fe-Mn concretions and terrestrial and freshwater bioclasts. The clastic sediments are gravelly sands to muds, distributed in their respective subfacies. These freshwater bodies finally became sabkhas, where precipitate carbonates, gypsum, clay pellets were aggregated and inhabited by organisms of marine lineage and athalassic origin (euryhaline foraminifers, gastropods, etc.). The fourth aquatic paleoenvironment deserves to be considered separately, due to its distinct characteristics. The second sedimentary body is a lunette parallel to the eastern coastline, formed mostly by clay pellets. The clay dune was originated by deflation of the first infilling deposit during the aridity stage that transformed the environment into a sabkha, where the dominant W-SW winds accumulated the clay dune on the leeward side of the basin. Subsequent coastal erosion processes eliminated part of the dune, separating it in two sedimentary bodies, both correlated to La Postrera I Fm. The fourth sedimentary body is highly carbonated and with very abundant freshwater organic remains, specially diatoms, and volcanic ash lenses, scarce clay pellets, authigenic gypsum and volcanoclastic minerals. The deposit is porous and light in marly sections and strongly indurated in the calcareous crust. This lentic paleoenvironment in its latter stage becomes a carbonatic palustrine setting, essentially marly, which is correlated to Luján Fm., Río Salado Member. The fifth deposit is constituted by sandy silts to muds, with freshwater organic remains, analogous to the present water body. This stratigraphic unit is the most recent paleolimnic record of the lake, which is correlated to Luján Fm., Monte Member. The sixth unit is an aeolian deposit of sandy silts, which represents the last dry stage in the region and the consequent lake drying. This unit is correlated to La Postrera IV Fm. The lake sedimentary cover is represented by present Alluvium deposits, constituted by clastic sediments of varied textures and with abundant freshwater organic remains, organic matter, two pyroclastic lenses and volcanoclastic minerals. As seen above, among the clastic lake sediments there is a very important accumulation of gypsum (9.1 million tons), precipitated in three paleolimnic units: Luján Fm., La Chumbiada, Lobos and Río Salado

Members and as clastic gypsum in La Postrera I Fm. The mineral originated by interaction of surface- and ground-water in successive sabkhas, which reflects the Quaternary climatic oscillations.

The Salado River drainage basin is characterized since the Last Glacial by alternating climatic dry-humid stages that prevail until the present time, coincident with Erhart's concepts of rhexistasy and biostasy. They are represented by five dry episodes (ES5-ES1) ranging from the Buenos Aires Fm. to the Little Ice Age and five humid episodes (EH5-EH1) post-Buenos Aires Fm. to the present humid stage, evidenced by successions in the lake infilling sediment and outcroppings. The dry stages show predominance of deflation, aeolian basin excavation, sabkhas generation, mineral precipitation, clay pellet aggregation and aeolian deposit accumulation, as extra- and intra-basin deposits to leeward of the prevailing winds. In the humid stages, modelling and alluviation processes prevailed in aquatic environments and pedogenesis in outcroppings.

The geologic ages and the paleoclimatic interpretation were based on paleomagnetic and radiocarbon dating, pedogenetic episodes (S4 to S0) and dune/loess aeolian phases (D5 and D4-L4 to D1-L1) related to the Quaternary climatic changes in the southern South America plains. The dry climate episodes were materialized as intra- and extra-basin aeolian deposits, which correspond to Buenos Aires and La Postrera I to IV Formations. Thus, Buenos Aires Fm. is represented by Late Pleistocene D5, La Postrera I Fm. by D4-L4 (Late Glacial Maximum) also Late Pleistocene, La Postrera II Fm. by D3-L3 of Upper Late Pleistocene to Early Holocene, La Postrera III Fm. by the D2-L2 of Middle to Late Holocene and La Postrera IV Fm. by D1-L1 or Little Ice Age of Upper Late Holocene.

The EH5-EH1 humid episodes consist of four aquatic paleoenvironments and the current one, four paleosols (S4-S1) and the present soil (S0). All the deposits are represented in the lake, and the outcroppings include the paleosols referred to the synchronous pedogenic stages S4, S1 and S0. This litho/pedostratigraphic set corresponds to the following units of Luján Fm., in order of decreasing age: La Chumbiada Member and Sin Nombre Geosol of Late Pleistocene, representing EH5 and the pedogenic stage S4; Lobos Member the EH4 and S3 (absent) of Upper-Late Pleistocene; Río Salado Member and Puesto Callejón Viejo Geosol to EH3 and S2 (absent) or Hypsithermal of Early to Middle Holocene; Monte Member and Puesto Berrondo Geosol to EH2 and S1 or Medieval Maximum of Late Holocene, and finally the recent Alluvium and the present soil to EH1 and S0. The pedostratigraphic units S3 and S2 are represented in other areas of the Salado River drainage basin. Besides, it should be noted that the aeolian units of La Postrera Formations I to III are formed by discontinuous deposits, associated to the margins of the generating deflation basins; on the other hand, the La Postrera IV Fm. constitutes a mantle of regional distribution.

Key words: *Quaternary, Pampean plain, Paleo/lacustrine environment, Stratigraphy, Paleoclimates*

RESUMO: O registro paleoambiental do Pleistoceno tardio ao presente na Laguna de Lobos, Buenos Aires, Argentina. O ambiente físico, a fisiografia, o regime hidrológico e a história geológica da bacia lagunar foram caracterizados. A geologia superficial é representada por seis unidades litoestratigráficas e duas pedoestratigráficas, que abarcam do Pleistoceno inicial ao tardio e do Holoceno médio ao presente. A mais antiga, a Formação Ensenada, constitui o substrato regional sobre o qual estão localizadas quatro unidades eólicas, as Formações Buenos Aires, La Postrera I, III e IV, os Geosolos Sin Nombre e Puesto Berrondo e o aluvião recente. Os sedimentos de colmatagem foram obtidos por perfurações, reconhecendo-se sete unidades litoestratigráficas (cinco subaquáticas e duas subaéreas). As subaquáticas correspondem à Formação Luján, Membros La Chumbiada, Lobos, Río Salado e Monte (Pleistoceno tardio ao Holoceno tardio), e ao aluvião recente. Os depósitos subaéreos correspondem à Formação La Postrera I e IV, do Pleistoceno tardio e Holoceno tardio-tardio, respectivamente. A escavação da bacia se iniciou na etapa seca do "Bonaerense", a alternância climática subsequente: seco-úmido facilitou a evolução. As etapas secas se caracterizaram por deflação, geração de bacias, sabkhas ou lagos salgados, precipitação de sais e acúmulo de depósitos eólicos. Nas úmidas, a sedimentação e a pedogênese predominaram. Assim, o conjunto de depósitos posteriores à Formação Ensenada é representado por cinco episódios de clima seco, que abarcam do Glacial inicial à Pequena Idade do Gelo, e cinco úmidos, cujas acumulações limnológicas formam os quatro membros da Formação Luján, o aluvião atual e os solos síncronos S4, S1 e S0.

Palavras-chave: *Quaternário, Região pampeana, Ambiente paleo / lântico, Estratigrafia, Paleoclimas*

Introducción

Laguna Lobos es un típico ambiente léntico de la región NE de la provincia de Buenos Aires, situado en el partido epónimo, 15 km al S/SO de la ciudad de Lobos, con coordenadas geográficas del centro lagunar en: 35° 16' 56" Sur y 59° 07' 15" Oeste. Su cuenca hidrográfica abarca principalmente los distritos de Lobos y Navarro y escasamente a los de Suipacha, Mercedes y General Las Heras. En su margen noroccidental se encuentra Villa Logüercio, un pueblo turístico estable (figuras 1 y 2).

Los estudios geológicos de ambientes acuáticos de la región pampeana siguen siendo escasos; sin embargo, la trascendencia de estas cuencas de sedimentación reside en que las mismas representan antiguas y profundas cubetas, cuyas acumulaciones no conforman un episodio único de relleno, producto del funcionamiento del ambiente actual, sino que constituyen columnas estratigráficas, en cuya sucesión vertical se reconocen depósitos de distinta naturaleza y origen, los que conciernen no sólo a los acontecimientos recientes, sino también al de su pasado geológico.

La laguna Lobos no se aparta de esta premisa, lo que trataremos de demostrar. Para ello, abarcaremos tres aspectos. En el primero se establecerá el marco ambiental y la geología de terrenos aflorantes en las escarpadas de erosión (barrancas); el segundo es de carácter paleolimnológico, que incluye también los depósitos actuales y, finalmente, ambos aspectos considerados serán reunidos en la propuesta de síntesis interpretativa de la evolución paleoclimática y paleoambiental de la laguna, desde sus orígenes hasta el presente.

En base a trabajos previos realizados en la década del "90" (cf. acápite de Antecedentes) y con las nuevas evidencias aportadas por las tareas de campo entre 2005 y 2012, se pudo ampliar las observaciones precedentes, corregir el esquema anterior, referidos al registro paleolimnológico y a los depósitos eólicos aflorantes. Dicha circunstancia permitió corregir la secuencia de los acontecimientos geológicos, basados en los conceptos de etapas climáticas seco/húmedo (Iriondo & Kröhling, 1995, 1996, etc.) acaecidas en la región pampeana desde el Pleistoceno tardío al presente, motivo de esta contribución.

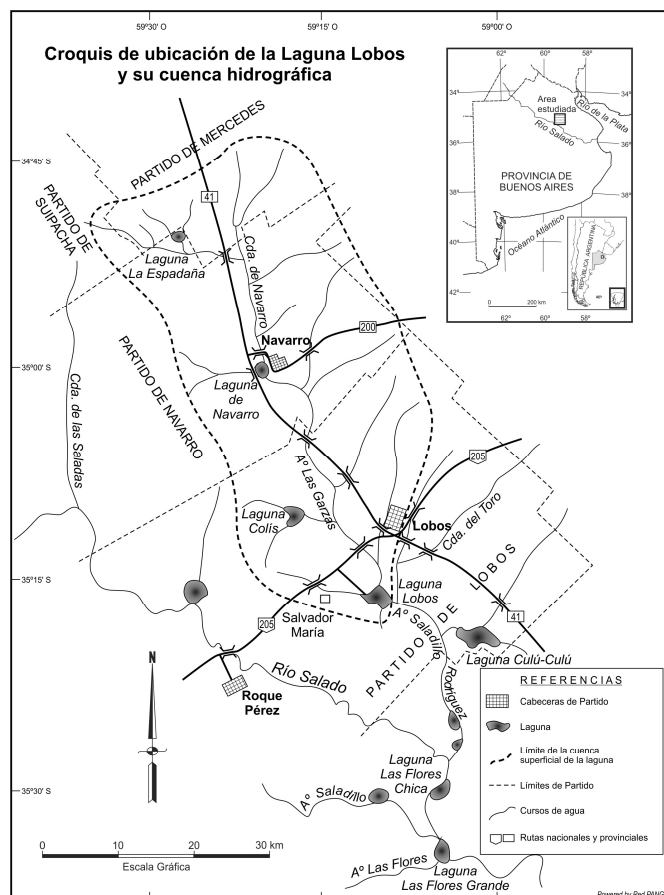


Figura 1. Croquis de ubicación de la cuenca de la laguna Lobos.

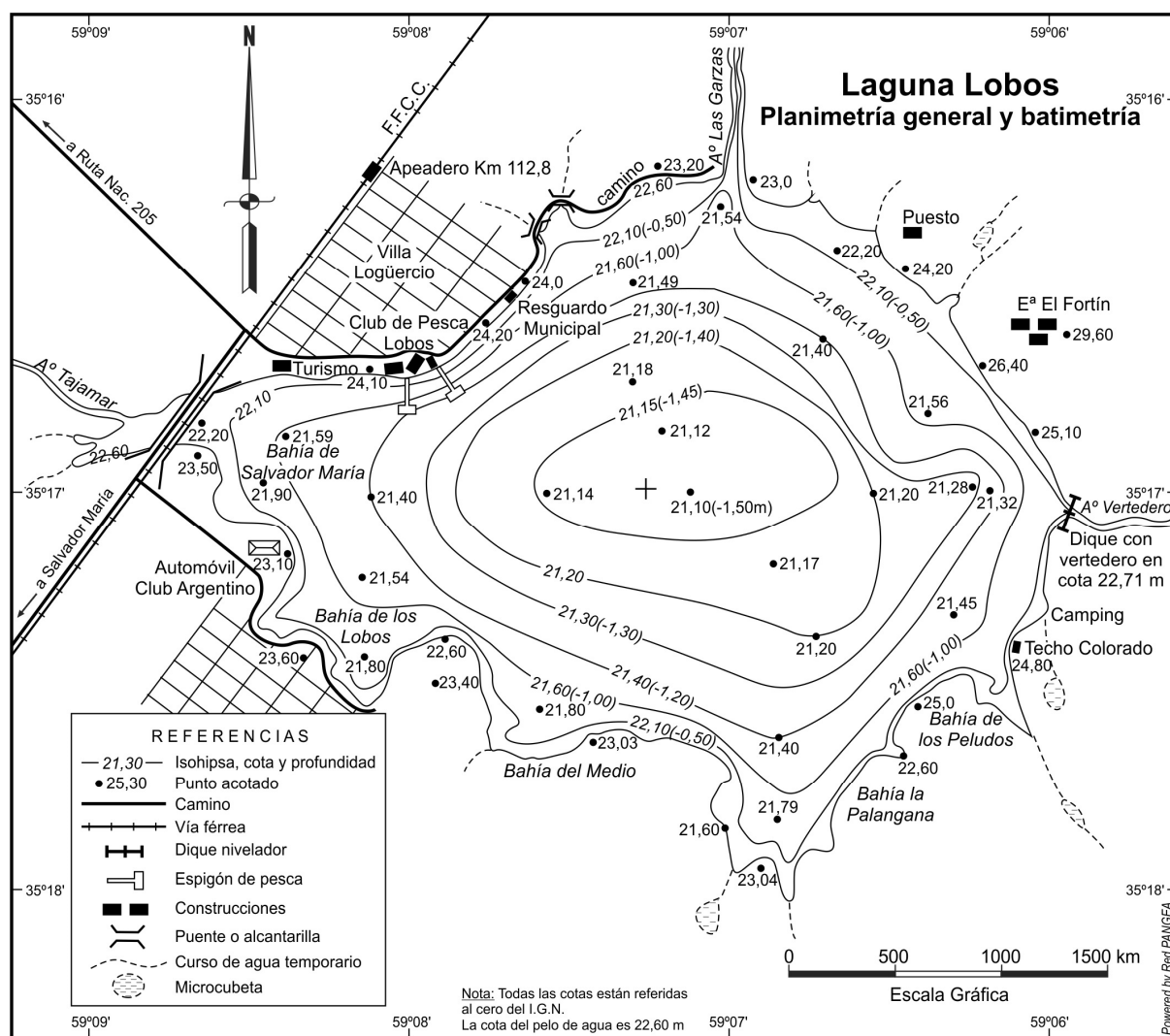


Figura 2: Mapa de la planimetría y batimetría acotada de la laguna Lobos.

Antecedentes

Las primeras menciones acerca de la laguna se hallan en las Actas del Cabildo de Buenos Aires de marzo de 1752 (Marfani, 1933) y en la obra del Jesuita T. Falkner de 1774 (Falkner, 1957). La primera observación documentada "*in visu*" fue realizada en 1796 por el Capitán de Fragata Don Félix de Azara (Azara, 1837), seguida por la medición efectuada en 1822 por el Coronel Pedro García (García, 1836), quién le adjudicó una circunferencia de 11.139 varas. Empero, la primera descripción geológica de la laguna fue realizada por Florentino Ameghino (1884), quién señalaba que la misma "*es profunda y de agua dulce, barrancosa en partes, con una circunferencia de legua y media. Las barrancas alcanzan hasta 5 m de altura, estando la secuencia aflorante constituida por tierra vegetal bastante espesa y más abajo por limo pampeano rojo, sin que se observen rastros del pampeano lacustre ni del postpampeano lacustre*". Años después, Tapia (1932) asignó origen tectónico a la depresión lagunar y consecuente ascenso de capas del Plioceno superior, "*las que afloran en la base de las barrancas de la costa oriental y que pueden ser referidas al techo de la formación araucana o la base de la formación pampeana*" y "*separadas por un plano de denudación se disponen depósitos loésicos del Bonaerense, los que cubren la mayor parte de la región*". Los sedimentos de la facies lagunar los refiere al Lujanense, acumulado a expensas de las formaciones araucana y pampeana.

Más recientes son los trabajos de Dangavs *et al.* (1990), Blasi & Dangavs (1992), Dangavs & Blasi (1992a y 1994), referidos a la geoliminología, los sedimentos aluviales recientes, al depósito de yeso intrasedimentario y

la ontogenia lagunar, respectivamente. Asimismo, Dangavs & Blasi (1992b) crearon la Formación Lobos, para designar al segundo paleoambiente léntico alojado en la cubeta lagunar, cuyo contenido en bioclastos de linaje marino fue relacionado con fenómenos ingresivos holocenos. Sin embargo, estudios posteriores, vinculados con las oscilaciones climáticas seco-húmedo que caracterizan el Cuaternario Superior de la región pampeana, posibilitaron dilucidar el origen de estos bioclastos, que resultaron ser de origen atalásico, introducidos por aves marinas en el sabkha o lago salado en que se había transformado el ambiente dulciacuícola inicial. Basándose en dicha reinterpretación, Dangavs & Blasi (2003) redefinieron su origen y edad, asignándola a la Formación Luján, Miembro Lobos del Pleistoceno tardío-tardío, correlacionándola con la sección cuspidal del Miembro Guerrero de la Formación Luján de Fidalgo *et al.* (1973).

Asimismo, en el relleno lagunar también se constató con nuevas perforaciones la existencia de la Formación Luján, Miembro Río Salado (Fidalgo *et al.*, 1973) y la del depósito paleolímpico más reciente de los ambientes fluvio-lacustres pampeanos, correlacionable con el Piso Aimarano de Doering (1884) y el Aymarensis de Ameghino (1889), redefinido por Dangavs & Pierrard (2013) en la laguna del Monte con rango formal de miembro, el que pasó a integrar como unidad litoestratigráfica Miembro Monte a la Formación Luján de Fidalgo *et al.* (1973).

Materiales y métodos

La base cartográfica consistió en mapas topográficos en escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y en 1:25.000 de la Dirección de Geodesia de Buenos Aires (DGBA). Asimismo, se utilizaron fotografías aéreas de 1989 de la DGBA en 1:20.000; de ellas cuatro fueron ampliadas a escala 1:10.000, con las cuales se realizó el mapa planimétrico 1:10.000 de la laguna. Las nivelaciones de vinculación se efectuaron a partir de las marcas altimétricas del IGN de cota 24,38/24,1 y 23,39/23,2 situadas en el camino de Lobos a Carlos Beguerie, al N del puente del A. Saladillo Rodríguez y posterior transporte de cota hasta el vertedero del dique nivelador de la laguna, a partir de la cual se realizaron todas las nivelaciones de superficie mediante estación total Topcon; en tanto la batimetría se obtuvo en base a los datos de las perforaciones y de sondeos complementarios. Todas las cotas indicadas en el trabajo están referidas al cero del IGN.

Para el estudio de los depósitos de relleno lagunar se usaron los datos de las 62 perforaciones realizadas entre 1989 y 2012 (40 en 1989 y 22 entre 2005 y 2012), las que aportaron en total 420 muestras de sedimentos. En 1989 se perforó mediante barreno balde sin encamisar, alcanzando en el 70 % de los sondeos el piso primitivo de la cubeta; en cambio, en el 30 % restante solamente hasta las costras de yeso o de carbonato, que impedían el avance de la herramienta. Para las perforaciones posteriores se usó un equipo de percusión manual de cabezal desmontable con tubos sacatestigos de 35 mm de diámetro y prolongaciones de 0,90 m cada una, las que atravesaron toda la secuencia colmatante. Asimismo se practicaron tres perforaciones en el A. Vertedero, el emisario de la laguna, así como muestreos a lo largo de las escarpas de erosión de la laguna, obteniéndose un total de 68 muestras de sedimentos aflorantes. Las perforaciones fueron distribuidas en diez líneas, en base a las cuales se realizaron tres perfiles geológicos orientados de O-E, SO-NE y NO-SE, respectivamente (figuras 3 y 7 a 9). El posicionamiento de las perforaciones posteriores a 1989 se realizó mediante estación total Topcon a partir de puntos de apoyo de la nivelación costera, transferidos al mapa topográfico 1:10.000 de la laguna.

El estudio megascópico, mineralógico y micropaleontológico abarcó la totalidad de las muestras de sedimentos (488); en cambio, el análisis textural y estadístico se efectuó sobre 180 muestras de sedimentos representativas de las unidades estratigráficas del relleno lagunar y 45 de las unidades en los afloramientos. Los colores de los sedimentos corresponden a muestras secas, mediante la carta de colores Munsell. Para el tamizado y pipeteo se utilizó la metodología expuesta en Carver (1971); la distribución granulométrica fue interpretada a partir de curvas de frecuencia acumulada en papel probabilístico y la clasificación textural y el cálculo de los coeficientes estadísticos (M_z , σ_i , S_k y K_G) se basó en Folk (1968). La mineralogía de gravas, arena y limo grueso fue establecida mediante microscopio binocular y petrográfico. Los argilominerales fueron estudiados por

Dangavs *et al.* (1990), salvo los del cuarto y quinto paleoambiente léntico (no reconocidos en 1990), los que se determinaron en el CETMIC (CIC-CONICET). Los bioclastos de origen acuático fueron identificados por microscopía binocular y los restos fósiles de los grandes mamíferos por los paleontólogos del Museo de La Plata (cf. Dangavs *et al.*, 1990) y por el Dr. Eduardo Tonni en 2005.

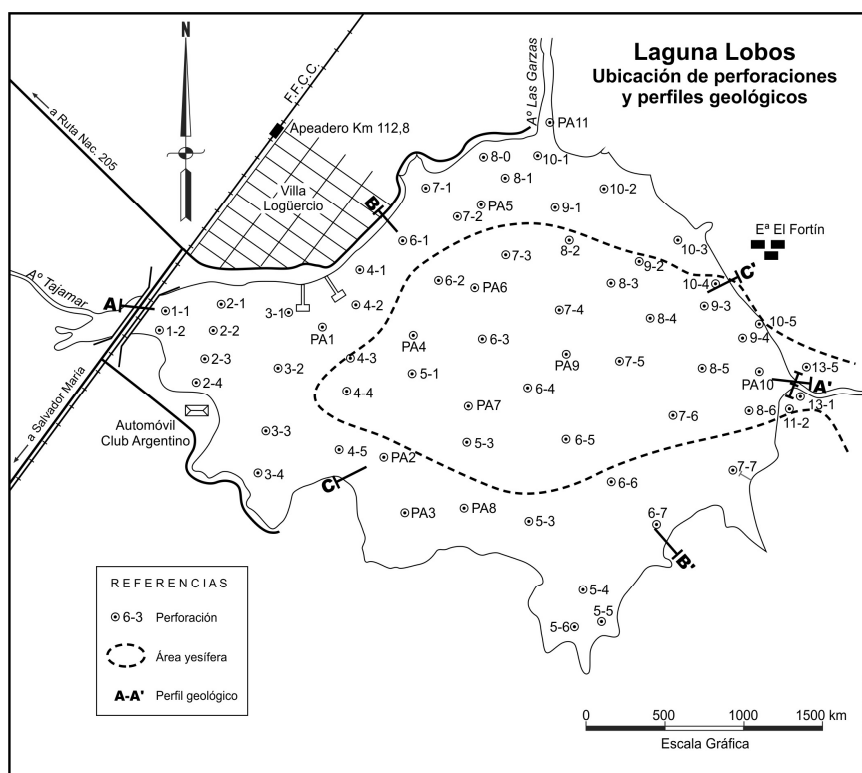


Figura 3: Mapa de ubicación de perforaciones y perfiles geológicos de la laguna Lobos.

Marco ambiental

La laguna es el colector de la cuenca superficial de la Cañada de Navarro y su continuación el A. Las Garzas, cuyo conjunto abarca 1.720 km². El A. Las Garzas es tributario principal de la laguna, los secundarios consisten en seis cursos temporarios muy menores, entre los que se destacan el A. Tajamar, colector del sector NO de la laguna. Los restantes son pequeños cursos efímeros que desaguan en la costa S y en la NE (figura 2). El efluente de la laguna es el breve A. Vertedero, que desagua en la Cañada del Toro canalizada con el nombre de A. Cañada del Toro, en cuya confluencia nace el A. Saladillo Rodríguez, tributario del río Salado (figura 1). Cabe destacar que la Cañada del Toro es una antigua depresión que aloja una paleocubeta colmatada de 3,4 km², la que, durante el Pleistoceno tardío, conformaba un ambiente común con la laguna Lobos (Dangavs, 2005c).

La cuenca de la laguna forma parte de una extensa llanura de acumulación, con una cubierta predominantemente limosa eólica. El relieve es suave y la pendiente regional muy escasa en dirección SSE (valor medio 0,026%). Localmente puede alcanzar valores de 0,125% en algunos tramos normales al curso del A. Las Garzas y excepcionalmente hasta 2,5% en las lomadas de la laguna. La mayor altitud se encuentra en el extremo N de la cuenca en cota 45,5 msnm, el punto más bajo en el lecho lagunar en 21,05 m y la altitud media de la misma es de 33,3 metros. Las lomadas que se destacan en la llanura circundante son muy escasas, hallándose máxime circunscriptas a las inmediaciones de la laguna, donde sobresalen las situadas al NE en terrenos de la estancia El Fortín, las que se elevan entre 6 y 7 metros sobre la planicie circundante. Estas lomadas están conformadas por montículos eólicos, recortados por la acción erosiva de la laguna en escarpas de

erosión de hasta 4 m de altura. Por otra parte, las áreas bajas de la cuenca se asocian en general a los ambientes acuáticos y a los cauces naturales y artificiales.

La laguna está contenida en una cubeta que ha evolucionado a lo largo de su historia geológica desde la forma primitiva con perfil en U abierta, asimilable al *Wanne* de Penck (1894) con más de 9 m de profundidad (considerada respecto al techo de la Formación Buenos Aires) a la actual, con perfil en palangana, que no supera los 3 m, lo que determina relieve de fondo chato y muy escasa profundidad. Esta disminución se debe al paulatino y discontinuo relleno de su lecho con sedimentos clásticos, químicos y orgánicos.

La superficie lagunar en la cota de 22,60 m es de 7,59 km², el volumen de agua 8,35 hm³, la profundidad máxima 1,50 m y la media 1,12 m. En su desembocadura hacia la Cañada del Toro, el nivel lagunar es regulado por una estructura hidráulica de hormigón con vertedero en la cota de 22,71 m (figuras 2, 3 y 7). Este dique nivelador (tajamar) consiste en un muro de gravedad anclado al terreno mediante estribos de tierra que se unen a los antiguos terraplenes de contención, que se extienden hasta las lomadas más cercanas.

La cubeta lagunar es de forma subelíptica con su eje mayor en dirección O-E y un perímetro de 14,5 kilómetros. Las costas son suavemente redondeadas por efecto del modelado hídrico, no obstante lo cual, la armonía morfológica de sus riberas se ve interrumpida por diversas entrantes, denominadas localmente bahías, cuyos ejemplos más notables se encuentran en la costa O y S, i.e.: de O a E: bahías de Salvador María, de los Lobos, del Medio, La Palangana y de los Peludos (figura 2). El único sector del perímetro costero con depósitos aluvionales de relleno artificial, (antiguos terraplenes) se encuentra en la costa oriental, a ambos lados del dique nivelador en una extensión de 600 m. El resto del perímetro posee costas escarpadas de variada altitud, desde 0,3 a 4 m (respecto a la cota de 22,60 m), siendo su altura media de 1,82 metros (figura 4). Las costas más bajas se encuentran en la boca del A. Las Garzas, las bahías y la costa SO (figuras 6, 7 y 9) y las más altas se extienden por 1,2 km de la costa oriental al N del dique, donde la escarpa de erosión no enrasa con la planicie general (en cotas entre 23,1 y 23,6 m), sino que se eleva 2,5 a 3 m sobre ella, adquiriendo, en función del estado hidrológico del momento, entre 3,5 y 4 m de altura (figuras 5 y 9). Estas elevaciones representan los vestigios de antiguos montículos eólicos, recortados posteriormente por la acción hídrica. Actualmente sus restos forman lomadas que se extienden al NE de la laguna y que se elevan hasta la cota de 29,1 m.

La laguna es alimentada principalmente por el agua libre subterránea, en menor cuantía por el escurrimiento superficial y las lluvias directas sobre el espejo lagunar. Respecto al agua freática el sistema es efluente-influente. En períodos de balance hídrico positivo (precipitación > evapotranspiración), el espejo lagunar se mantiene constante o asciende e incluso durante las crecientes rebalsa las costas bajas y el vertedero del tajamar, formando un cuerpo único con la Cañada del Toro. En los años de balance negativo (precipitación < evapotranspiración) se produce el lento descenso del nivel en coincidencia con el descenso freático y a veces puede secarse.

A nivel normal, el agua de la laguna es bien oxigenada, límpida, inodora y de coloración amarillenta en probeta. En primavera/verano suele contener abundante fitoplancton que le confiere apariencia verdosa. A nivel normal es algo salobre (agua oligohalina) con una salinidad media anual en residuo sólido de 1,65 gL⁻¹, pH levemente alcalino (7,6), dureza total elevada. En función de la cantidad relativa de iones, según los criterios de la limnología europea, expresados por Maucha (1932), el agua de la laguna es de composición química clorurada sulfatada sódica, hemibicarbonatada a bicarbonatada y hemimagnésica.

Por su régimen hídrico, la laguna es casi permanente (Dangavs, 2005a); por el tipo de aportes hídricos laguna freática y por su estructura, características morfológicas y limnológicas corresponde al concepto de lago playo o somero, lago polimíctico o lago de tercer orden de los limnólogos norteamericanos (Hutchinson, 1957). Los lagos playos carecen de estratificación térmica y química permanente debido a la escasa profundidad, por ende son susceptibles a ser colonizados por vegetación hidrófila en toda su extensión a diferencia con un lago clásico que posee zona litoral o plataforma, talud y parte profunda, mientras que en las lagunas pampeanas todo el lecho es zona litoral (ejemplo: laguna Lobos).

Geología superficial

La laguna se encuentra asentada en depósitos cuaternarios, cuyas exposiciones se restringen a sus escarpas de erosión, donde en condiciones hidrológicas normales afloran depósitos asignables a ocho unidades estratigráficas (seis litoestratigráficas y dos pedoestratigráficas), excluido el suelo actual en desarrollo (Tablas 1 y 2 y figuras 4 a 9). A continuación se detalla dicha sucesión de base a techo.

Tabla 1. Cuadro estratigráfico del Cuaternario de la laguna Lobos y comparativo con los esquemas de otros autores.

Unidades Litoestratigráficas	Edad	Ameghino 1884/1889	Fidalgo <i>et al.</i> 1973; Fidalgo, 1990	Iriondo & Kröhling 1995, 96/07; Iriondo 1999	Toledo 2005/2011
Aluvio reciente y suelo actual (11)	< 300 años	Piso Ariano	Aluvio	0,2- 0 ka AP	Arianense (suelo)
Fm La Postrera IV (10) (&)	Holoceno tardío-tardío	-----	Fm La Postrera III	Pequeña Edad de Hielo D1-L1 0,8-0,2 ka AP	-----
Fm Luján, Mb Monte; (9)	Holoceno tardío	Piso Aimarano	Geosuelo Puesto Berrondo (9+)	Máximo Medieval 1,4-0,8 ka AP	SD Areco (Aymarense) 3-2,5 ka P-Presente
Fm La Postrera III (8)	Holoceno medio a tardío	-----	Fm La Postrera II	D2-L2; 3,5-1,4 ka AP; EIO1	-----
Fm Luján, Mb Río Salado; (7)	Holoceno temprano a medio	Piso Platense Pospampeano lacustre	Fm Luján, Mb Río Salado Geosuelo P. Callejón Viejo (7+); (*)	EIO1 Hypsithermal 8,5-3,5 ka AP	Sec. La Plata (Querandinense-Platense) 13- 3/2,5 ka AP
Fm La Postrera II (6) ; (*)	Pleistoceno final a Holoceno temprano	-----	Fm La Postrera I	14-8,5 ka D3-L3	-----
Fm Luján, Mb Lobos; (5) Geosuelo La Horqueta (5+); (*)	Pleistoceno tardío-tardío	Piso Lujanense Pampeano Lacustre	Fm Luján, Mb Guerrero	Fase final EIO2 20/18-14ka AP	SD Luján Verde Superior 17/16-13 ka AP
Fm La Postrera I (4) (&)	Pleistoceno tardío	-----	-----	EIO2; D4-L4 Máxi- Glacial 35-20/18 ka AP	-----
Fm Luján, Mb La Chumbiada; (3)	Pleistoceno tardío	Piso Lujanense Pampeano Lacustre	Fm Luján, Mb Guerrero Geosuelo Sin Nombre (3+)	EIO3 > 35 < 65 ka AP	SD Luján Rojo 30-7/16 ka AP
SD Luján Verde Inferior Toledo (2011) (#)	Pleistoceno tardío	-----	-----	-----	SD Luján Verde Inferior 55/50- 30 ka AP
Fm Buenos Aires; < 0,73 Ma; (2)	Pleistoceno medio-tardío	Bonaerense	Sedimentos Pampeanos	EIO3 D5-L5 65 ka AP	GSD Buenos Aires 115?-55/50 ka AP
Fm Ensenada > 0,73 Ma; (1)	Pleistoceno temprano a medio	Ensenadense	Sedimentos Pampeanos	EIO 4; D6 Fm Rosario	GSD "Ensenada" >600? ka AP

Referencias. (1 y 2): Riggi *et al.* (1986); (3): Dillon & Rabassa (1985); (3+): Tonni & Fidalgo, 1978); (4, 6, 8 y 10): Dangavs (2005b); (5): Dangavs & Blasi (2003); (5+): Dangavs (2009 a); (7): Fidalgo *et al.* (1973); (7+): Fidalgo. 1990; (9): Dangavs & Pierrard (2013); (9+): Fidalgo, 1990); (11): unidades informales; (&): depósito extra e intracuenal; (*): ausente en el sitio; Fm: formación; Mb: miembro; SD: secuencia deposicional; GSD: idem grupo; (#): Unidad no hallada aún en la cuenca del río Salado de Buenos Aires.

Tabla 2: Sedimentos aflorantes. Valores medios de parámetros texturales y estadísticos.

A	L	Ac	Tex	Mo ϕ	Mz ϕ	$\sigma_i \phi$	S_K	K_G	Unidades estratigráficas
57	37	6	AL	4	4,14	1,14	0,66	2,92	U6. Aluvio reciente
31	47	22	LA	5;11	5,98	3,04	0,72	1,02	U6. Aluvio reciente
34	54	12	LA	5;11	5,28	1,92	0,62	1,18	Fm. La Postrera IV; Hz AC
20	45	35	FA	11;5;8	6,95	3,38	0,58	0,63	4PS: Gs Puesto Berrondo; Hz Btb
25	54	35	LA	5;11	5,84	2,52	0,68	1,04	4PS: Gs Puesto Berrondo; Hz BCb
33	56	11	LA	5;11	5,02	1,80	0,62	1,48	U4. Fm. La Postrera III
41	52	7	LA	4	4,62	1,31	0,52	1,85	U3. Fm. La Postrera I; yesífera
12	39	49	FA	11;5;8	8,09	3,38	0,05	0,62	2PS: GS Sin Nombre; Hz Btkb
26	54	20	LA	5;11	5,72	4,43	0,69	1,02	2PS: Gs Sin Nombre; Hz BCkb
30	58	12	LA	5;11	5,17	1,86	0,63	1,16	U2. Fm. Buenos Aires
49	46	5	LA	4	4,46	1,24	0,67	1,55	U1. Fm. Ensenada

Referencias. A: arena %; L: limo %; Ac: arcilla%; Tex: textura; Mo: modas; AL: arena limosa; LA: limo arenoso; FA: fango arenoso; Mz: media gráfica ϕ ; σ_i : desvío; S_K : asimetría; K_G : curtosis; U: unidad estratigráfica; F: formación; Hz: horizonte de suelos y paleosuelos; PS: paleosuelo; Gs: Geosuelo.

Unidad 1: Formación Ensenada

La unidad aflorante más antigua de la región, asoma en la base de las escarpas de la laguna con espesores entre 0,3 y 1,2 metros. Sus depósitos se componen de limolitas arenosas calcretizadas castaño oscuras (7,5YR 4/4) a castaño amarillento oscuras (10YR 4/4), leve a bien consolidadas, macizas o estratificadas en capas de 12 a 40 mm de espesor, en cuyos planos se alojan arcillas, materia orgánica, óxidos de Mn y calcretes (tosca). Además, los calcretes adquieren formas planas, radicales, tubulares, gutiformes, botroidales, mamelonares y prismáticas dispersas en la masa del sedimento como muñecos, en vetas y tabiques subverticales a verticales y costras horizontales. La mineralogía de la fracción arena a limo grueso indica predominio en la arena muy gruesa a mediana de concreciones de CaCO_3 , Fe, Mn, Fe-Mn, cementos de Mn, agregados pelíticos castaños y moldes de raíces. En la arena fina predominan las trizas de vidrio volcánico y en la arena muy fina y limo grueso el conjunto cristalino sobre el vitroclástico. De los minerales pesados los más abundantes son las micas y la magnetita. Los restos fósiles consisten en silicofitolitos, escasas valvas de ostrácodos, conchillas de gasterópodos rellenas de carbonatos, corazas, huesos o sus fragmentos de los grandes mamíferos extinguidos de la Pampa, entre los cuales se han reconocido restos de *Smilodon sp.*, *Glyptodon sp.* y *Panochthus sp.*

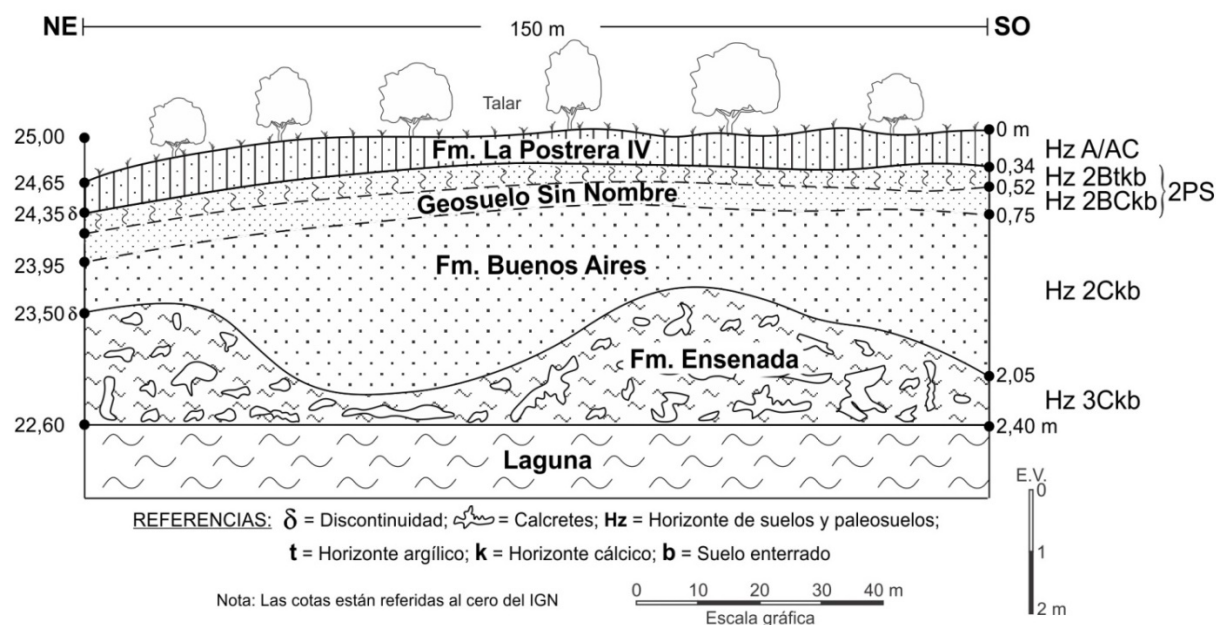


Figura 4: Perfil geológico de la escarpa de erosión de la costa SE de la laguna Lobos, entre las bahías La Palangana y de Los Peludos, con las unidades estratigráficas indicadas según la nomenclatura pedológica.

Esta unidad, en base a su posición estratigráfica y características litológicas, se asigna a la Formación Ensenada (Riggi *et al.*, 1986) y se correlaciona con el "Ensenadense" de Ameghino (1889) y Frenguelli (1957). Su espesor no es conocido en la zona, en cambio, en San Miguel del Monte, 35 km al SE de Lobos alcanza los 60 m (Dangavs & Pierrard, 2013). Las dataciones paleomagnéticas de la Formación Ensenada la ubican en el Pleistoceno temprano a medio, que se corresponde con la Edad Matuyama tardía ($> 0,73$ Ma); además, teniendo en cuenta que solamente asoma la porción cuspidal de la misma, se podría considerar que el espesor visible de la unidad en la laguna representa al Pleistoceno medio.

Unidad 2: Fm. Buenos Aires + Geosuelo Sin Nombre

En discontinuidad erosiva sobre la Formación Ensenada se dispone un depósito loésico muy denudado e incluso ausente en algunos sectores más bajos de la costa sur, la zona del dique nivelador y la costa NE en un tramo mayor a un 1 km, que enfrenta las lomas de la estancia El Fortín, donde la escarpa está constituida por sedimentos eólicos posbonaerenses. En la parte cuspidal suele conservar un paleosuelo truncado formado a expensas de este depósito, compuesto por los horizontes BCkb y Btkb (figura 4 y 2PS en Tabla 2 y figura 8). El espesor del conjunto es dispar (0,15 a 1,70 m). En la costa N y en las bahías del Medio y de los Lobos presenta espesores mínimos (0,15 a 0,70 m) y máximos (0,70 a 1,70) en la S-SE, entre la bahía La Palangana y el espigón del Techo Colorado (figuras 4 y 8). Donde los espesores son mínimos solamente se hallan remanentes del paleosuelo, constituido por el horizonte Btkb, tal como en la costa de Villa Logüercio y la costa O, SO y S (figuras 6 a 8).

El sedimento basal es homogéneo, castaño amarillento claro (10YR 6/4), friable a levemente consolidado, con textura limo-arenosa, estructura finamente migajosa a granular y con abundante bioturbación de raíces, tubos de insectos y calcretes diseminados en la masa en forma de muñecos y radiciformes en el paleosuelo. Hacia arriba se desarrolla el horizonte pedoestratigráfico BCkb (0,30-0,50 m), de color castaño oscuro (10YR 4/3), textura limo-arenosa (suelo franco limoso), estructura en bloques subangulares gruesos, la consistencia en seco es ligeramente dura y el límite inferior gradual y el superior neto. El paleosuelo culmina en el horizonte Btkb (0,15-0,25 m), de color castaño grisáceo muy oscuro (10YR 3/2), textura fango-arenosa (suelo arcilloso), estructura prismática compuesta regular fuerte, consistencia en seco muy dura y con muy abundantes barnices arcillo-húmicos, materia orgánica translocada y planos de deslizamiento.

La mineralogía epigénica está representada por calcretes (tosca), concreciones limoníticas y de Fe-Mn en forma de municiones. Los óxidos de Fe y de Fe-Mn también suelen recubrir el carbonato, englobando el material volcánico o actuando de cemento. Esta composición mineral es dominante hasta el tamaño arena mediana, en cambio las fracciones menores son exclusivamente volcánicas, con predominio de trizas de vidrio volcánico en la arena fina y la muy fina de $88\ \mu\text{m}$. El vidrio se presenta límpido, recubierto o relleno con arcilla y alterado en una masa blanquecina. En algunas muestras la masa principal se compone de agregados arcillosos castaño rojizos, los que le confieren el color al conjunto; otras veces el color del sedimento se debe a la abundancia de feldespato potásico (amarillo, rojizo y anaranjado) y líticos volcánicos rojizos. La plagioclasa es el segundo mineral en abundancia en la arena fina y dominante en los tamaños menores. Se presenta en forma tabular redondeada, límpida o con inclusiones. El cuarzo es común, subredondeado a redondeado de alta esfericidad, límpido, con inclusiones o cubierto por óxidos rojos, el feldespato potásico opaco, los líticos volcánicos redondeados y entre los minerales pesados se observan opacos, muscovita, anfíboles verdes y castaños y piroxenos casi negros. La mineralogía del paleosuelo es afín al sedimento loésico, salvo que suele contener materia orgánica fijada, cubriendo los minerales. En el sedimento no pedogenizado, el contenido de bioclastos es exiguo, constituido por placas de coraza de *Glyptodon sp* y algo más abundante en el paleosuelo, representado por silicofitolitos, fragmentos de huesos de aves y pequeños mamíferos.

Ameghino (1884) al describir los afloramientos de la laguna destacaba que "*El terreno pampeano de las barrancas tiene el aspecto característico del Pampeano superior, poco compacto y con escasos depósitos de tosca; es un limo pulverulento muy fino, color rojizo, algo pardo, como se encuentra en la cumbre de casi todas*

las lomas de la llanura pampeana". Años más tarde, Tapia (1932) señalaba que "*Sobre el Plioceno superior, separado por un plano de denudación, claramente visible en las barrancas de la laguna, las capas loésicas tan características del Bonaerense aparecen con sus concreciones y nódulos de tosca*". En nuestro concepto este depósito representa al Bonaerense de los esquemas clásicos de la literatura geológica argentina, redefinido como Formación Buenos Aires por Riggi *et al.* (1986). Asimismo, su paleosuelo cuspidal se correlaciona con la unidad pedoestratigráfica Geosuelo "Sin Nombre" (Tonni & Fidalgo, 1978), cuya pedogénesis se corresponde con la etapa húmeda subsiguiente, durante la cual se acumuló en el lecho lagunar la Formación Luján, Miembro La Chumbiada (Dillon & Rabassa, 1985). La mayoría de los autores que se han ocupado de ésta unidad, la refieren al Pleistoceno tardío (Fidalgo *et al.*, 1975). Sin embargo, las dataciones paleomagnéticas le asignan Edad Brunhes, con una antigüedad $< 0,73$ Ma, circunstancia que permitiría asignarle edad pleistocena media a tardía. Por otra parte, Zárate (2005) considera que no obstante que la cronología del Ensenadense y del Bonaerense es inferida básicamente a partir del análisis magnetoestratigráfico, hasta ahora, la identificación litológica y la determinación de sus límites estratigráficos son aspectos aún debatibles, criterio que compartimos con dicho autor.

Unidad 3: Fm. La Postrera I

En la escarpa de la costa E-NE (figuras 5 y 9), sobre la Formación Ensenada, afloran en discontinuidad erosiva ondulada 1,10 a 1,50 m de sedimentos eólicos acumulados en duna de arcilla, que se continúan por el lecho lagunar como un depósito intrancuencial de mayor espesor y extensión que el aflorante. La duna de arcilla se caracteriza por la marcada presencia de abundantes clastos o pellets de arcilla subsféricos castaños a levemente verdosos de tamaño arena a limo grueso, que confiere al sedimento pseudo textura limo-arenosa. Este fenómeno de aglomeración de partículas finas en lechos de ambientes de sabkha y su acumulación por acción eólica en dunas de arcilla ha sido mencionada por Tricart (1969) y descripta por Bowler (1973) y Dangavs (1979). Los pseudo limos arenosos son castaños muy claros (10YR 7/3), macizos, friables a levemente consolidados, a veces diamicticos, con frecuente bioturbación en poros y huecos. Además de los clastos de arcilla, contiene hasta 30 % de yeso clástico, líticos de pelitas, carbonato de calcio en muñecos y pulverulento, concreciones de Fe-Mn y rizo-concreciones, minerales volcanoclásticos y bioclastos. Es probable que las texturas originarias fuesen fangos arenosos y/o fangos, cuyas partículas más finas floccularon por efecto salino (Tricart, 1954a y b) en pseudo granos de arena durante la etapa de aridez posterior, modificando la composición textural a más gruesa. En este proceso también participó la precipitación de yeso incrementando aún más el contenido de arena, siendo el resultado final la pseudo textura limo-arenosa unimodal en 4ϕ .

La mineralogía de la fracción arena muy gruesa y gruesa se compone de yeso en agregados de pequeños cristales discoidales soldados en microrrosetas, en parte recubiertos por carbonato de calcio, el resto de ambas fracciones consiste en líticos de pelitas cementados por arcilla o carbonato de calcio y calcretes. En la arena mediana predomina el yeso en microrrosetas, discoides, hemipirámides y sacaroides, al que se añaden pellets de arcilla castaño claros, calcretes, concreciones de Fe-Mn, líticos de pelitas cementados por óxidos de Fe-Mn, Fe, CaCO_3 y raros cristales de cuarzo redondeado. En la arena fina el yeso es escaso y los pellets de arcilla dominantes, la composición restante es volcanoclástica, siendo abundante el vidrio volcánico en trizas y pumíceo, límpido o recubierto por arcilla, relleno o alterado en una masa castaño clara, acompañado por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico translúcido a opaco, rojizo o anaranjado, líticos volcánicos rojos y micas (muscovita y biotita). En la arena muy fina el yeso no sobrepasa 4 %, siendo muy abundantes los pellets de arcilla, seguidos por plagioclasa, cuarzo, vidrio volcánico recubierto o relleno por arcilla, feldespato potásico, líticos volcánicos y minerales pesados. En el limo grueso además de pellets y minerales livianos son frecuentes los minerales pesados, con predominio de magnetita, acompañada de anfíboles, micas, epidoto, piroxenos y líticos volcánicos castaños.

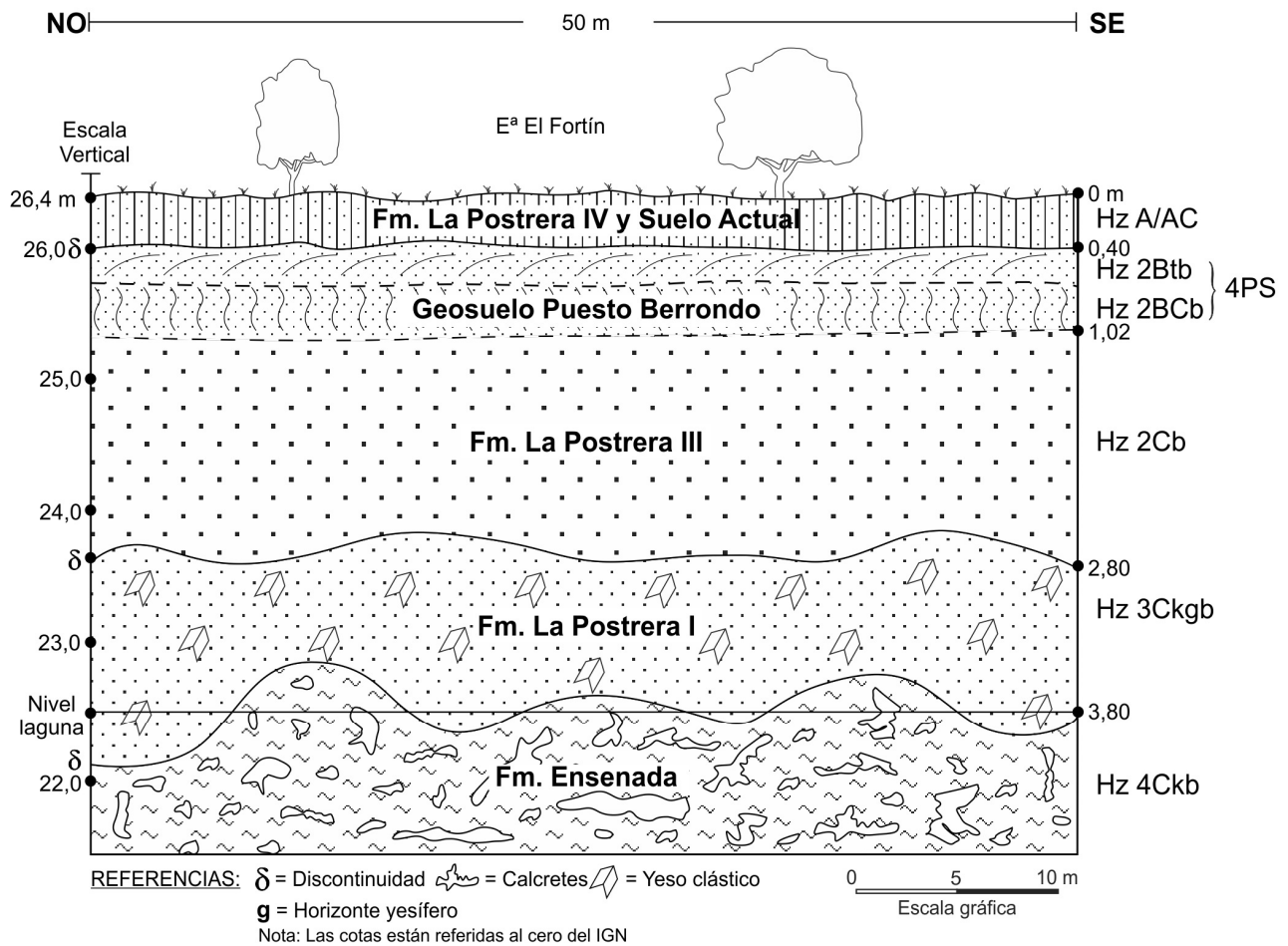


Figura 5: Perfil geológico de la escarpa de erosión de la costa NE, con las unidades estratigráficas indicadas según la nomenclatura pedológica. Detalles pedológicos en la Figura 4.

Los restos de organismos están representados por pequeños fragmentos óseos de aves y mamíferos y escaso material redepositado, constituido por conchillas de *Heleobia parchapii*, *H. ameghini*, restos de gasterópodos indeterminables, valvas de ostrácodos, girogonites de carófitas y excepcionalmente cónculas del foraminífero *Ammonia sp.* Este depósito se originó por deflación de la Formación Luján, Miembro La Chumbiada (Dillon & Rabassa, 1985) durante la etapa de aridez que transformó al ambiente acuático en un sabkha, dando lugar a salinización, pelletización, precipitación de yeso intrasedimentario y acciones eólicas, donde los vientos dominantes del O-SO acumularon en el borde de sotavento de la cubeta un depósito en duna de arcilla (luneta o lunette), apoyada en el lecho del paleoambiente sobre la Formación Luján, Miembro La Chumbiada y lateralmente en el borde costero sobre la Formación Ensenada. Posteriores procesos erosivos costeros eliminaron un tramo de la duna, separándola en dos cuerpos sedimentarios pertenecientes a la misma unidad, uno intracuencal, cubierto por nuevos depósitos del lecho y el otro extracuencal, también cubierto por otro sedimento eólico (cf. Tablas 2, 3 y figuras 5, 7 y 9).

Esta unidad eólica se correlaciona con la Formación La Postrera I del Pleistoceno tardío (Dangavs, 2005b), sin correlato con esquemas de otros autores, salvo y tentativamente, en un esquema regional más amplio con el Alomiembro Inferior de la Aloformación Saavedra de Rabassa (1990). Incluso, por su apariencia loésica y posición estratigráfica los depósitos extracuencales de la unidad (cf. Dangavs, 2005b, Dangavs & Reynaldi, 2008 y Dangavs, 2009 a, b y c) suelen ser confundidos en el campo con la Formación Buenos Aires; no obstante se la distingue por su color más claro, presencia de pellets de arcilla, yeso clástico, abundancia de minerales pesados y bioclastos redepositadas, todos los cuales no se hallan en el loess Bonaerense.

Unidad 4: Fm. La Postrera III + Geosuelo Puesto Berrondo

En discontinuidad erosiva plana se disponen sobre la unidad anterior 2,50 m de otro depósito eólico de aspecto loésico y con algunas características de duna de arcilla, que culmina en un paleosuelo desarrollado en estos materiales y truncado en el horizonte Btb (figuras 5, 9 y 4PS en Tabla 2). Desde el punto de vista paleopedológico se reconocen tres horizontes edáficos: Cb de 1,60 m de espesor en la base, el BCb de 0,60 m y el Btb de hasta 0,30 m. El horizonte Cb con incipientes rasgos pedogénicos (bioturbación), representa el material parental y los horizontes BCb y Btb integran el *solum* (figura 5). El sedimento basal está constituido por limos arenosos (franco limoso) castaño claros (10YR 6/3), estructura finamente migajosa, consistencia friable a levemente consolidada, abundante bioturbación en poros y canales finos, límite superior difuso y ausencia de minerales epigénicos. El horizonte BCb del paleosuelo es castaño (10YR 5/3), la textura limo-arenosa (suelo franco limoso), estructura en agregados de bloques alargados débiles de hasta 35 cm de largo, con apariencia de disyunción columnar, los que deslíen al sumergir en el agua y límite superior neto y plano. El horizonte Btb está conformado por fangos arenosos (suelo franco arcilloso a franco arcillo-limoso) castaños (10YR 4/3), de consistencia dura, estructura prismática regular fuerte de 7 cm, con barnices discontinuos, raíces escasas y límite superior neto. En algunas escarpas los procesos erosivos, principalmente del oleaje, generan la inestabilidad del perfil causando la reptación del horizonte edáfico superior, que suele mezclarse con el Btb generando pseudo suelos relictos, constituidos por horizontes BA franco limosos a arcillo limosos.

La composición del sedimento basal se caracteriza en la arena gruesa por líticos de pelitas y pellets de arcilla castaños subesféricos, ambos cementados por carbonatos, calcretes rodados y frecuentes cristales discoidales de yeso clástico. En la arena mediana se repite la composición de la arena gruesa y aparecen además concreciones de Fe y de Fe-Mn, cuarzo recubierto por óxidos, plagioclasa, feldespato potásico, vidrio volcánico, líticos volcánicos y muscovita. En la arena fina predomina la mineralogía volcanoclástica y en menor proporción calcretes, pellets de arcilla y yeso clástico. El vidrio volcánico está representado por trizas límpidas, rellenas o alteradas en una masa castaño clara, acompañado por plagioclasa cuarzo, feldespato potásico, líticos volcánicos, muscovita, biotita y anfíboles. En la arena muy fina persisten los pellets de arcilla, pero tal como en la arena fina predomina la fracción volcanoclástica, en el siguiente orden de abundancia: plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico amarillento, anaranjado y rojizo, vidrio volcánico, muscovita, biotita, anfíboles y líticos volcánicos rojizos. En el limo grueso la composición es semejante a la de la arena muy fina, pero con gran incremento de los minerales pesados, representados por magnetita, anfíboles, micas, epidoto, piroxeno y líticos volcánicos. Cabe destacar que la moderada presencia de pellets de arcilla y el escaso contenido de yeso no alcanza a modificar la textura originaria (< 5 % en muestra total). La mineralogía del paleosuelo es afín al material parental, destacándose además en el horizonte 2Btb abundante materia orgánica y arcilla translocada que tapiza, envuelve o cementa los granos del sedimento, semillas y silicofitolitos.

El contenido en bioclastos del sedimento basal consiste en pequeños restos óseos de aves y mamíferos y escaso material redepositado: huesos rodados, frústulos de diatomeas, girogonites de carófitas, valvas de ostrácodos, fragmentos de conchillas de *Heleobia sp* y *Biomphalaria sp* y de otros gasterópodos indeterminables. Los horizontes BCb y Btb contienen solamente semillas, fitolitos y restos de tallos y raíces. Esta unidad eólica se asigna a la Formación La Postrera III del Holoceno medio a tardío (Dangavs, 2005b), correlacionable con la Formación La Postrera II de Fidalgo (1990), el Cordobense de Castellanos (1918) y Frenguelli (1957) y, tentativamente, con el Alomiembro Superior de la Aloformación Saavedra (Rabassa, 1990). A su vez, su paleosuelo cuspidal representa al Geosuelo Puesto Berrondo (*sensu* Fidalgo, 1990), cuya pedogénesis fue sincrónica con la etapa húmeda del Holoceno tardío, que en los lechos acumuló el Miembro Monte de la Formación Luján (Dangavs & Pierrard, 2013).

Unidad 5: Fm. La Postrera IV

Salvo en los sectores de costas muy bajas, en el resto del perímetro lagunar la cubierta sedimentaria está representada por un depósito eólico mantiforme limo arenoso, que se apoya en discontinuidad erosiva sobre las unidades infrayacentes y, en cuyo seno, se desarrollan los suelos actuales de perfil corto (figuras 4 a 6, 8 y 9). En general, esta unidad está representada por un horizonte edáfico A de 0,30 m de espesor, salvo cuando se espesa, donde el perfil es A/AC de 0,40 a 0,45 m. El horizonte A de esta unidad está conformado por un suelo franco, castaño grisáceo muy oscuro (10YR 3/2), homogéneo, con estructura granular a bloques subangulares pequeños a medianos levemente consolidados, muy abundante materia orgánica y bioturbación de raíces y carece de carbonatos. El horizonte AC es franco limoso, castaño grisáceo oscuro (10YR 4/2), friable, con estructura migajosa, abundante bioturbación de raíces, menor contenido de materia orgánica y presencia de pequeños rodados de carbonato de calcio.

La composición de la arena muy gruesa y gruesa se caracteriza por la presencia exclusiva de bioclastos y restos culturales. En la arena mediana, además de los restos mencionados contiene óxidos de Fe y escasos representantes volcánoclastos: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, vidrio y líticos volcánicos. En la arena fina abunda el vidrio volcánico alterado, seguido por plagioclasa y cuarzo, feldespato potásico rojizo o anaranjado, líticos volcánicos castaños y frecuentes minerales pesados: muscovita, biotita, hornblenda y magnetita. En la arena muy fina se repite la composición de la arena fina, salvo que el vidrio volcánico es escaso y los minerales pesados abundantes. En el limo grueso los minerales pesados son más abundantes que en la arena muy fina, principalmente los opacos y las micas; de ellos, la magnetita alcanza entre 20 y 30% de la fracción.

La presencia de restos culturales es frecuente y consiste en tiestos de cerámica, fragmentos de calcedonia golpeada, restos óseos astillados a golpes, restos de fogones (tierra cocida, material carbonoso y escorias) y huesos quemados. Estos restos arqueológicos fueron descritos por Márquez Miranda (1932). Los bioclastos son escasos y corresponden a mudas de insectos, huesos de aves, valvas de ostrácodos, fragmentos de conchillas indeterminables, restos de tallos, raíces, semillas y silicofitolitos. Este depósito eólico corresponde a la última etapa seca en la región, representada por la Formación La Postrera IV del Holoceno tardío-tardío (Dangavs, 2005b), que se correlaciona con La Formación La Postrera III de Fidalgo (1990) y en un esquema regional más amplio, con la Aloformación Matadero Saldungaray (Rabassa, 1990). Sin embargo, Bidart (1996) pone en duda la existencia de esta alonidad, por lo menos en el ámbito de las divisorias de la cuenca del río Sauce Grande, asignando dichos depósitos a la Formación Saavedra de Rabassa (1989). Cabe destacar la presencia de la Formación La Postrera IV se halla también en el relleno lagunar, cubierta por el "Aluvio" reciente.

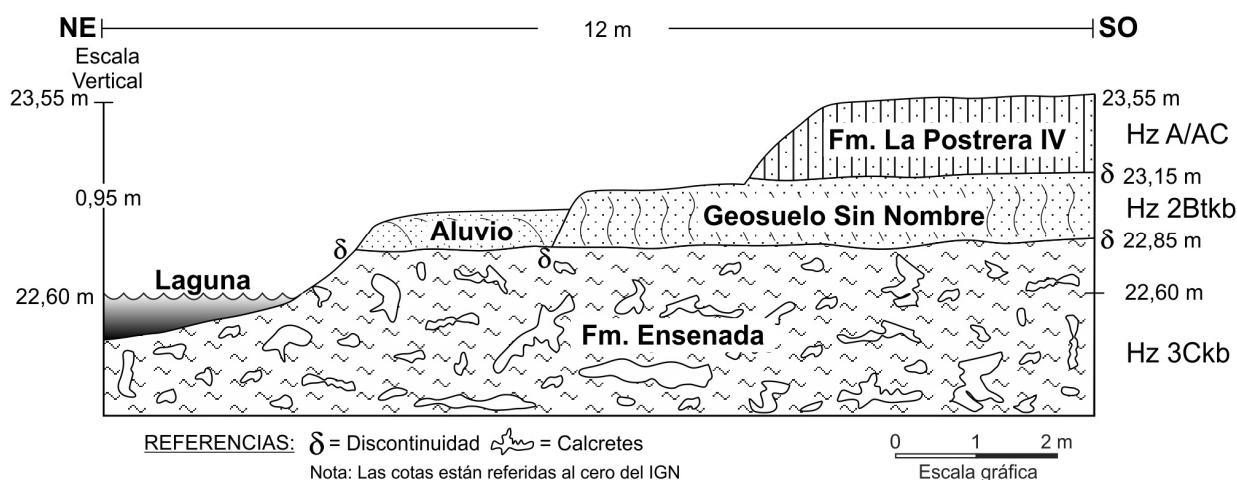


Figura 6: Perfil geológico lateral de la escarpa de erosión de la bahía de los Lobos, costa SO de la laguna, con las unidades estratigráficas indicadas según la nomenclatura pedológica. Detalles pedológicos en la Figura 4.

Unidad 6: Aluvio reciente

La cubierta sedimentaria está representada por un depósito de crecientes, que no supera 0,14 m de espesor, el que se limita a las escarpas mínimas de la laguna y sin mayor desarrollo lateral, presente en la desembocadura del A. Las Garzas y en las bahías de los Lobos y del Medio (figura 6). El sedimento de la cubierta está constituido por arenas limosas castaño grisáceas claras (10YR 6/2) y en menor cuantía por gravillas arenosas, donde la fracción gravilla consiste en pequeños clastos de calcretes, que no superan los 6 mm. Este depósito representa al Aluvio reciente o los aluviones modernos del “Piso Ariano de Doering (1884) y Ameghino (1884 y 1889), cuyo mayor desarrollo areal, volumétrico y textural constituye la cubierta del lecho lagunar, donde serán descriptos en el acápite siguiente.

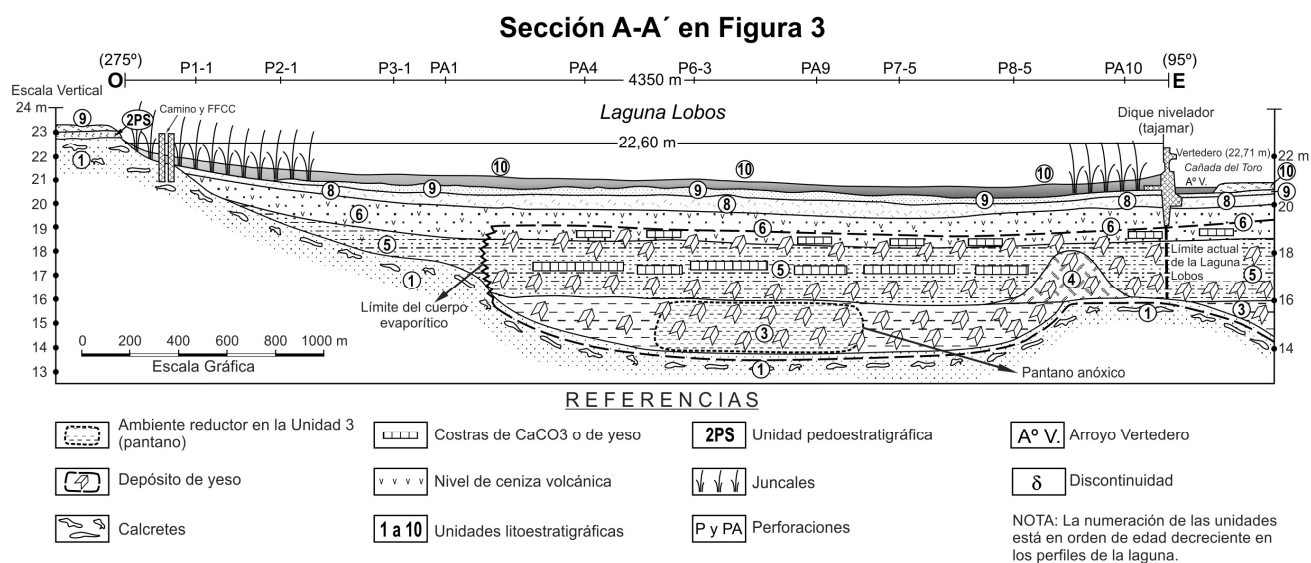


Figura 7: Perfil geológico O-E, según la sección A-A' de la Figura 3. Detalles: 1: Fm. Ensenada; 2: Fm. Buenos Aires; 2PS: Geosuelo Sin Nombre; 3: Fm. Luján, Miembro La Chumbiada; 4: Fm. La Postrera I; 5: Fm. Luján, Miembro Lobos; 6: Fm. Luján, Miembro Río Salado; 7: Fm. La Postrera III; 7PS: Geosuelo Puesto Berrondo; 8: Fm. Luján, Miembro Monte; 9: Fm. La Postrera IV; 10: Aluvio reciente.

Paleolimnología

Sobre el piso primitivo de la cubeta, labrado en sedimentitas de la Formación Ensenada, se han reconocido mediante perforaciones hasta 7,5 m de depósitos de relleno. Esta columna sedimentaria está integrada por las acumulaciones del ambiente actual, dos depósitos eólicos intracuencales y cuatro de paleoambientes acuáticos, cuyo conjunto abarca siete unidades litoestratigráficas separadas por discontinuidades erosivas, las que serán descriptas de abajo hacia arriba (Tablas 1, 3 y figuras 7 a 14). Los depósitos límnicos fueron acumulados en las etapas climáticas húmedas (tal como la actual), mediante aportes intra y extracuencales y los depósitos eólicos intracuencales en las etapas secas. Los depósitos límnicos extracuencales provienen del escurrimiento superficial y los polvos atmosféricos; los intracuencales del material clástico aportado por la acción erosiva del oleaje sobre las paredes y fondo de la cubeta, mezclado con detritos orgánicos, todo lo cual eleva el fondo, facilitando el arraigue de las comunidades vegetales. Salvo el espesor de los sedimentos del ambiente actual, el de los paleoambientes acuáticos fue reducido por la acción deflacionaria que acompañó las etapas secas que afectaron la región.

Tabla 3: Sedimentos colmatantes de la laguna, valores medios de parámetros texturales y estadísticos con y sin yeso.

A	L	Ac	Tex	Mo ϕ	Mz ϕ	$\sigma_1 \phi$	S _K	K _G	Unidades estratigráficas
G 74	A 2	P 4	G	-4 o -3	-2,68	1,27	0,06	0,97	U 7-Aluvio actual- SbM
64	33	3	AL	4	4,03	0,59	0,29	1,68	U 7-Aluvio actual- SbM
38	57	5	Lag	5	4,60	1,20	0,65	1,78	U 7-Aluvio actual- SbM
21	59	20	LAF	5;11	5,79	2,17	0,60	0,99	U 7-Aluvio actual- SbM
14	55	31	FA	5;11;8	6,57	2,74	0,49	0,85	U 7-Aluvio actual- SbC
6	67	27	L	6;8;11	6,83	2,42	0,37	1,18	U 7-Aluvio actual- SbC
4	58	38	F	6;11;8	7,52	2,27	0,13	0,91	U 7-Aluvio actual- SbC
33	54	13	LA	4;7;11	5,28	1,89	0,62	1,15	U 6- F La Postrera IV
36	52	12	Lag	4;11	5,05	2,05	0,47	1,17	U 5- M Monte- SbM
24	57	19	LAF	5;11	5,65	2,16	0,49	0,90	U 5- M Monte- SbM
20	51	28	FA	5;11;8	6,40	2,78	0,47	0,84	U 5- M Monte- SbC
9	67	24	L	5;11	6,43	2,15	0,24	0,86	U 5- M Monte- SbC
3	57	40	F	11;6	7,75	2,65	0,14	0,82	U 5- M Monte- SbC
59	37	4	AL	4	4,12	0,96	0,53	2,45	U 4- M Río Salado- SbM
33	50	17	Lag	4;6;11	5,42	2,12	0,72	1,07	U 4- M Río Salado- SbM
20	55	25	LAF	5;11;7	6,10	2,77	0,71	0,97	U 4- M Río Salado- SbM
14	50	36	FA	5-11-8	6,90	2,93	0,38	0,82	U 6- M Río Salado- SbC (SC)
8	67	25	L	6;11;8	6,44	2,29	0,36	0,93	U 4- M Río Salado- SbC (SC)
6	49	45	F	11;6;8	8,12	3,09	0,16	0,79	U 4- M Río Salado- SbC (SC)
56	27	17	AF	3;6;10	4,90	2,57	0,55	0,97	U 4- M Río Salado- SbC (SC)
19	47	34	FA	6;8;11	6,87	3,03	0,42	0,78	U4- M Río Salado- SbC; R (SB)
37	36	27	FA	3;7;11	5,93	3,18	0,38	0,84	U 4- M Río Salado- SbC; Y (SB)
9	68	23	L	6;10	6,80	2,30	0,30	0,95	U 4- M Río Salado- SbC; R (SB)
27	50	23	LAF	5;7;11	6,32	3,25	0,41	1,15	U 4- M Río Salado- SbC; Y (SB)
6	59	35	F	7;11	7,48	2,87	0,32	1,05	U 4- M Río Salado- SbC; R (SB)
35	52	13	LAG	4;11	5,30	1,86	0,64	1,35	U 3-M Lobos- SbM
24	55	21	LAF	5;8;11	5,93	2,26	0,59	0,90	U 3-M Lobos- SbM
63	19	18	AF	3;10;5	4,96	2,84	0,61	0,89	U 3-M Lobos- SbC; Y
15	44	41	FA	11;5;7	7,22	3,12	0,27	0,78	U 3-M Lobos- SbC; R
35	33	32	FA	11;3;6;8	5,95	2,79	0,29	0,58	U 3-M. Lobos-SbC; Y
6	52	42	F	11-7-5	7,57	2,82	0,14	0,96	U 3-M. Lobos-SbC; R
37	46	17	LA	4;11	5,75	2,65	0,62	1,62	U 2-F La Postrera I; Y
14	56	30	FA	11;5	6,58	2,85	0,24	1,02	U 2-F La Postrera I; R
6	60	34	F	7;9;11	7,08	2,51	0,24	0,72	U2-F La Postrera I; R
38	58	4	Lag	5	4,42	1,05	0,40	1,47	U1-M La Chumbiada-SbM
76	19	5	AL	3;6	3,80	0,92	0,62	3,47	U 1-M La Chumbiada- SbM; Y
36	53	11	Lag	4;6;11	4,81	1,65	0,35	1,20	U 1-M La Chumbiada- SbM; R
38	40	22	FA	3;5;11;7	5,46	2,98	0,28	0,78	U 1-M La Chumbiada- SbC; Y
3	51	46	F	11;8;6	7,25	3,27	0,03	0,85	U 1-M La Chumbiada- SbC; R

Referencias. G: % grava; A: % arena; L: % limo; Ac: % arcilla; P: % pelita; Tex: textura; AL: arena limosa; AF: arena fangosa; LAG: limo arenoso grueso; LAF: limo arenoso fino; FA: fango arenoso; L: limo; F: fango; Mz: media gráfica; σ_1 : desvío estándar; S_K: asimetría; K_G: curtosis; U: unidad estratigráfica; F: formación; M: miembro; SbM: subfacies marginal; SbC: subfacies central; Y: yeso; R: muestra recalculada sin yeso; (SB): sección basal; (SC): sección cuspidal.

Los sedimentos de los paleo/ambientes acuáticos se caracterizan por diferentes tipos texturales, distribuidos en el lecho lagunar en función de la energía del medio, la posición en el ambiente y en menor grado de la profundidad. El ordenamiento textural se asemeja a los observados en los lagos típicos (Sly, 1978), aunque no tan marcado como en aquellos. Así, en el lecho de la cubeta, la distribución de los diferentes tipos texturales de cada paleo/ambiente límnic, permite establecer dos subambientes o subfacies depositacionales: marginal y central. En cambio, los depósitos eólicos intracuencales no responden a dicho esquema, dado que el depósito inferior es una duna de arcilla yesífera y el superior un sedimento eólico de aspecto loésico. La subfacies

marginal se caracteriza por menores profundidades, mayor energía, movilización de clastos principalmente por saltación a suspensiva turbulenta y acumulación de sedimentos más gruesos: gravas, arenas limosas y limos arenosos, donde los limos arenosos pueden ser separados en gruesos y finos en base al mayor o menor contenido de arena. Esta subfacies reúne a los depósitos de playa, las acumulaciones de barras de desembocadura o deltaicas del A. Las Garzas y los costeros proximales. Dentro de esta subfacies es posible encontrar también sedimentos finos en las antiguas áreas de juncas, debido al efecto de trampa para el material suspensivo y en un caso arenas limosas yesíferas. La subfacies central posee profundidades algo mayores, menor energía y movilización mayormente suspensiva, determinando la acumulación de sedimentos pelíticos (fangos arenosos, limos y fangos). La gradual disminución de la velocidad de flujo ha permitido la selección del material pelítico y su acumulación selectiva en áreas bien definidas, donde los más gruesos se disponen en el sector externo de la subfacies y viceversa. En algunos casos no se establece dicha gradación, reconociéndose en la subfacies solamente uno o dos tipos texturales.

La composición general de las cuatro unidades inferiores (tres paleolímnicas y una eólica) se caracteriza por la presencia de abundante yeso autógeno, moderado yeso clástico en la unidad eólica, pellets de arcilla, calcretes autógenos o clásticos, concreciones de Fe, Fe-Mn, cementos calcáreos y mineralogía volcániclastica: vidrio volcánico en trizas angulares, plano o en burbujas, incoloro, límpido, relleno en los canales o alterado; plagioclasa incolora, feldespato potásico amarillo y rojo, cuarzo incoloro o recubierto por pátinas rojizas y líticos volcánicos rojos y minerales pesados, entre los cuales predomina la magnetita, la que en el limo grueso de la Unidad 1 puede alcanzar hasta el 20% de la fracción. Es de señalar que la presencia de yeso y pellets de arcilla en estos depósitos modificó sustancialmente las texturas a más gruesas, las que recalculadas sin yeso (R en la Tabla 3) nos aproximan tentativamente a las texturas originarias. Cabe destacar que por su volumen y tonelaje los yesos alojados en los sedimentos de la laguna conforman un depósito de interés económico, que fue evaluado por Dangavs & Blasi, 1992a. Por otra parte, las tres unidades superiores (5 a 7) carecen de yeso y los pellets de arcilla se restringen a la Unidad 5. La composición general de estas tres unidades se caracteriza por líticos de pelitas, calcretes clásticos, concreciones de Fe y Fe-Mn y abundante mineralogía volcániclastica a partir de la arena fina. Además, en el limo grueso los minerales pesados son comunes a abundantes, siendo el principal la magnetita, acompañada por biotita desferizada, muscovita, hornblenda, lamprobolita, augita, hipersteno, epidoto, hematita, líticos volcánicos y accesorios.

Sección B-B' en Figura 3

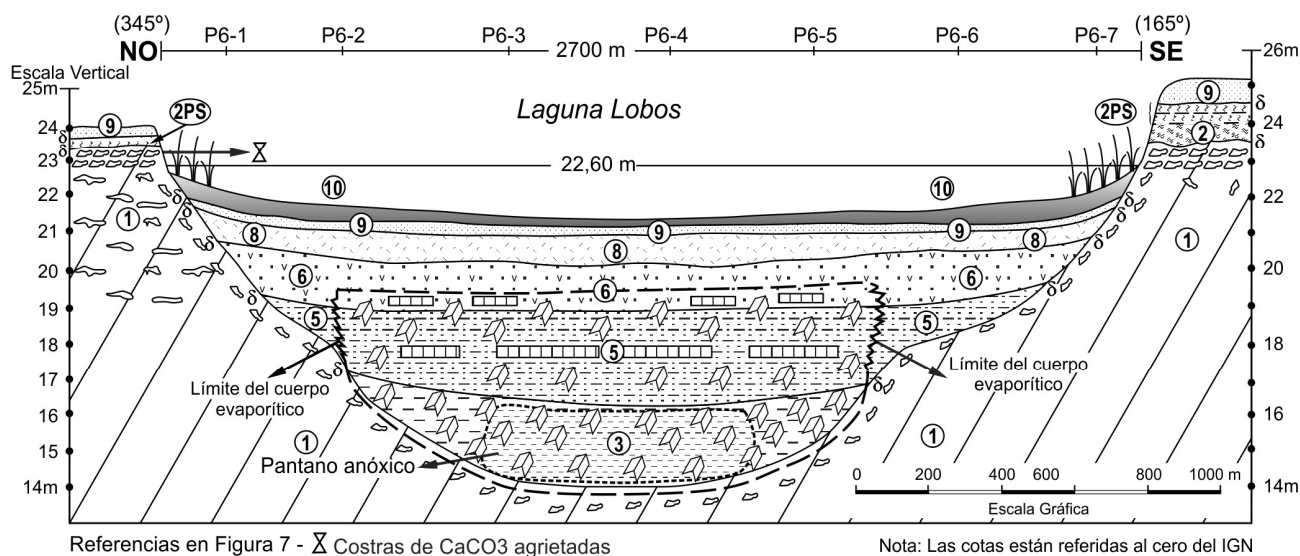


Figura 8: Perfil geológico NO-SE, según la sección B-B' de la Figura 3. Detalles estratigráficos en la Figura 7.

Los bioclastos corresponden principalmente a organismos de agua dulce y en general son análogos a los de la laguna actual, representados por raíces, tejidos, semillas, silicofitolitos, girogonites, láminas y tubos calcáreos de carófitas, frústulos de diatomeas, espículas de espongiarios, fragmentos de huesos de pequeños mamíferos, aves y anfibios, placas óseas, escamas, dientes, espinas y vértebras de peces, valvas de ostrácodos y conchillas de gasterópodos: *Heleobia parchappii*, *Biomphalaria peregrina*, *Succinea meriodionalis*, *Chilina parchappii*, *Lymnea viatrix*, *Uncancylus concentricus bonariensis* y *Pomacea canaliculata*. Por otra parte, se destaca también la presencia en tres niveles estratigráficos de bioclastos de linaje marino, introducidos por aves marinas en aguas continentales (Cann y De Deckker, 1981; González *et al.*, 1981; De Deckker, 1988; Anadon, 1989, etc.), i.e., en la Unidad 1 foraminíferos; en la Unidad 2 foraminíferos redepositados y en la Unidad 3 conchillas de gasterópodos y foraminíferos eurihalinos. Las diferencias litológicas, mineralógicas y biológicas de cada unidad respecto la generalidad serán consideradas en cada caso particular.

Unidad 1: Primer depósito paleolímpico

El primer depósito de relleno alcanza 2,30 m de espesor y consiste en limos arenosos y arenas limosas castaño grisáceas claras (10YR 6/2) a gris rosadas (7,5YR 6/2) en la subfacies marginal y fangos arenosos grises muy oscuros a casi negros (N 3/0) en el sector cenagoso central (figura 10). Salvo en las acumulaciones de origen deltaico de la boca del primitivo A. Las Garzas, el resto del paleoambiente posee hasta 40% de yeso autógeno en las fracciones arena a limo grueso, mientras que en los tamaños sábulo y gravilla su presencia es insignificante (< 0,2%), de ahí que en las muestras recalculadas sin yeso, las texturas resultantes son limos arenosos (gruesos) en la subfacies marginal y fangos en la central.

Estos sedimentos se presentan desde macizos y homogéneos hasta estratificados. La estratificación está presente solamente en los limos arenosos, donde se alternan láminas delgadas de arcilla rosada con capas más espesas de limos de consistencia friable y escasa bioturbación. En cambio, los fangos son macizos, duros en seco y carecen de bioturbación. Al ser tratados con agua oxigenada el fango desprende olor fétido y su color pasa de oscuro a claro, confirmando el alto contenido de materia orgánica. Asimismo, cabe destacar que, en el tercio superior de la unidad, aparece una capa blanquecina continua de ceniza tobácea/chonítica de 4 cm de espesor, la que también fue observada en sedimentos análogos en la paleocubeta colmatada, atravesada por el A. Poronguitos en General Belgrano (Dangavs & Pierrard, 2001).

La mineralogía de la unidad es muy variada. En la arena muy gruesa a mediana de la subfacies marginal predomina el yeso cristalino con diversidad de formas, los líticos de pelitas rojizas, levemente cementados por carbonato de calcio, calcretes, concreciones de Fe, de Fe-Mn, óxidos de Mn y pellets de arcilla, estos últimos en la parte superior de la unidad. En algunas muestras de la parte superior de la unidad, también aparece yeso clástico, evidenciado por las formas redondeadas de los cristales. En la subfacies central la mayoría del yeso es gris muy oscuro a negro, cuyo examen en microscopio electrónico permitió reconocer el desarrollo de greigita (Fe_3S_4) de textura framboidal a manera de pátinas sobre los cristales en forma de esferas en racimo (Dangavs & Blasi, 1992a). Según Hudson (1982) la greigita representa el estadio previo a la formación de pirita, formada a partir de un monosulfuro de hierro, la que posteriormente por sulfurización cristalizará en pirita. Los carbonatos son calcíticos y dolomíticos rosados a blanquecinos y con formas botroidales, tubos y muñecos. El carbonato suele recubrir los cristales de yeso, conchillas y cuarzo y las concreciones de óxidos de Fe y Fe-Mn adquieren forma de tosquillas, predominando las de hierro. La arena mediana de la mayoría de las muestras está constituida casi exclusivamente por cristales discoidales de yeso, calcretes y cuarzo. En la fracción arena fina de ambas subfacies predominan los calcretes, yeso, pellets de arcilla y vidrio volcánico. El vidrio volcánico se presenta en trizas angulares, plano o en burbujas, incoloro, límpido, relleno en los canales o alterado en una masa arcillosa castaño clara (alterita), acompañado de plagioclasa límpida, feldespatos potásicos amarillentos rojizos, amarillo y rojo, cuarzo incoloro o recubierto por pátinas rojizas y líticos volcánicos rojos. En la arena muy fina la mineralogía es volcanoclástica, siendo mayoría la plagioclasa, seguida del vidrio volcánico, feldespatos potásicos, cuarzo y frecuentes minerales pesados: biotita alterada, anfíboles y magnetita. En el limo

grueso, además de los minerales livianos abundan los pesados siendo el principal la magnetita, acompañada de anfíboles, micas, piroxeno y epidoto. La composición mineral de la fracción arcilla está representada por argilominerales del grupo de las esmectitas, illita, interestratificados irregulares de illita-montmorillonita y yeso (Dangavs *et al.*, 1990). El contenido en bioclastos consiste en otolitos, fragmentos óseos de pequeños mamíferos, fragmentos de placas de coraza de *Glyptodon sp* y restos de organismos acuáticos que responden a la generalidad, salvo por la presencia de conchillas del gasterópodo *Heleobia ameghini*, especie extinguida afín a la viviente *Heleobia piscium* (De Francesco & Blasi, 2012) y raras cónculas de foraminíferos del género *Ammonia*.

Sección C-C' en Figura 3

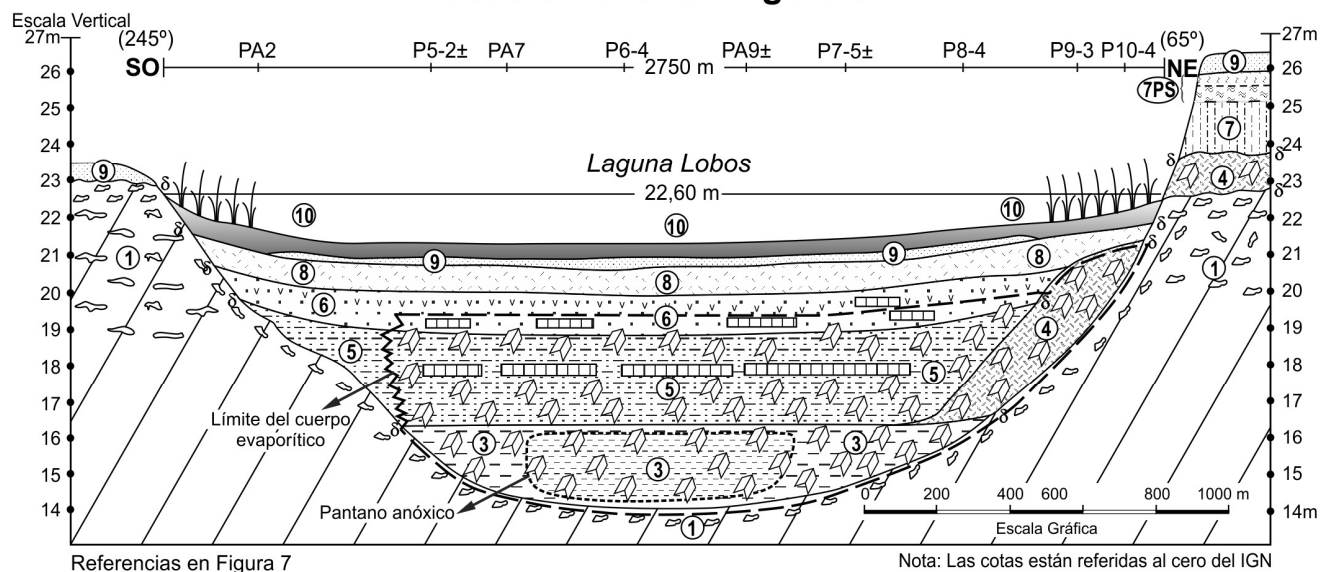


Figura 9: Perfil geológico SO-NE, según la sección C-C' de la Figura 3. Detalles estratigráficos en la Figura 7.

Salvo el sector central del paleoambiente, típicamente palustre, el resto del depósito es de carácter fluvio-lacustre dulciacuícola. Esta unidad se asigna a la Formación Luján, Miembro La Chumbiada del Pleistoceno tardío (Dillon & Rabassa, 1985), correlacionable con el Piso Lujanense de Ameghino (1884/1889), el Lujanense de Frenguelli (1957), con la parte inferior del Miembro Guerrero de la Formación Luján (Fidalgo *et al.*, 1973) y en forma tentativa con el Miembro Inferior de la Formación Tandileofú (Rabassa, 1973). La presencia masiva de yeso y pellets de arcilla indica que en sus postrimerías el paleoambiente acuático se transformó en un sabkha interior, relacionado con la etapa seca posterior, en cuyo transcurso su cubierta fue deflacionada, determinando la acumulación del depósito eólico suprayacente.

Unidad 2: Primer depósito eólico intracuencal

En el sector marginal oriental de la cubeta, en discontinuidad erosiva sobre el Miembro La Chumbiada aparece una capa muy delgada de sedimentos con pellets de arcilla y yeso clástico, que se espesa en dirección al dique nivelador, hasta conformar un cordón intracuencal de duna de arcilla (lunette). Este cordón eólico de 1,5 km de largo forma un arco paralelo a la costa oriental, que se adosa al borde NE de la cubeta 400 m al N del tajamar, extendiéndose por dicha costa hacia el NO unos 0,9 km hasta desaparecer 0,8 km al SE de la boca del A. Las Garzas. El extremo S del cordón se halla a unos 300 m al S del tajamar y culmina frente a la estancia El Fortín. Desde allí, desciende bruscamente hasta desaparecer unos 200 m más al NO. El espesor vertical de la lunette alcanza en su extremo Sur 0,90 m, 2 m próximo al tajamar y 5 m frente a la estancia El Fortín (no se ha considerado en este acápite el espesor aflorante de la unidad). Por otra parte, su extensión horizontal también es

variada, desde 200 m en el Sur, 360 m próximo al tajamar y 150 m en la escarpa frente a la estancia El Fortín (figura 10). Es factible considerar que en sus orígenes las cubetas de Lobos y de la Cañada del Toro conformaron un cuerpo único y que el obstáculo representado por la duna de arcilla contribuyó a separar ambas cubetas (cf. Dangavs, 2005c).

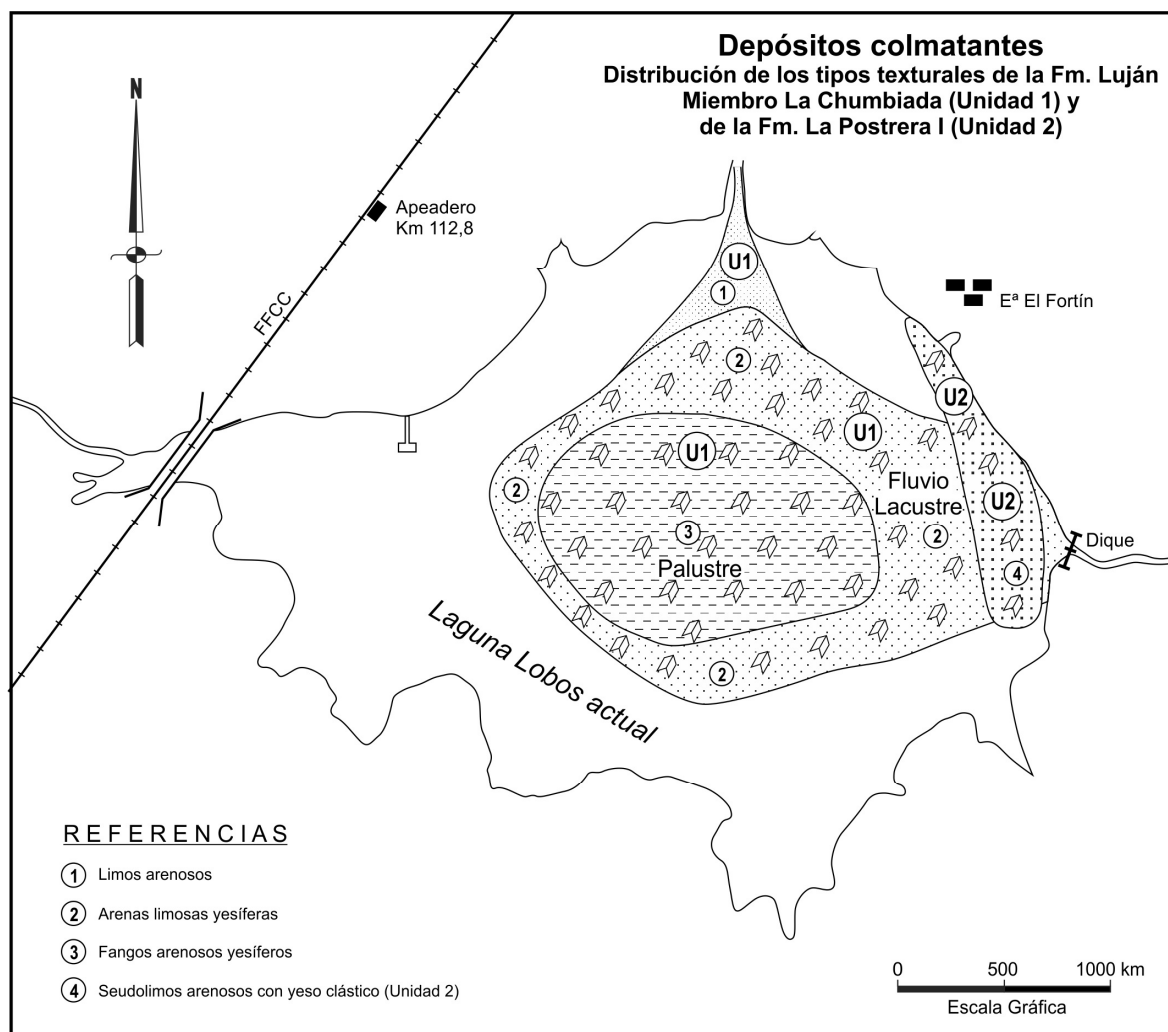


Figura 10: Depósitos colmatantes. Distribución esquemática de los tipos texturales de la Unidad 1: Fm. Luján, Miembro La Chumbiada y de la Unidad 2: Fm. La Postrera I.

Los sedimentos de la duna de arcilla son macizos, friables a levemente consolidados, con abundante bioturbación en poros y huecos, cuyas texturas originarias fueron modificadas por la presencia de yeso clástico y pelletización a pseudo limos arenosos castaños muy claros (10YR 7/3) a gris claros (2,5Y 7/2), en parte cementados por carbonato de calcio. En el microscopio binocular se observa además de yeso clástico (cristales de bordes gastados o redondeados) muy abundantes clastos o pellets de arcilla redondeados, floculados en partículas tamaño arena a limo grueso. La persistencia en el sedimento de estos pseudo clastos de arena y limo grueso, a los que se añade 30% de yeso modificó sustancialmente las texturas originarias. Al eliminar en los cálculos el yeso, los nuevos datos texturales se corresponden a fangos arenosos y fangos, pero los parámetros estadísticos resultantes podrían ser de escaso valor comparativo (cf. Tabla 3).

En la mineralogía de la fracción arena a limo grueso son dominantes los granos castaño claros de pellets de arcilla, que en parte conservan la forma subesférica originaria y cuyo contenido incrementa a medida que disminuye el tamaño, alcanzando en el limo grueso (en ausencia de yeso) 85-90 % de la fracción. Cabe destacar que estos pellets de arcilla, no obstante la dispersión efectuada al tratar las muestras con agua oxigenada (100 vol.) y ácido clorhídrico al 10% no se disuelven, pero se rompen al ser apretados con una aguja histológica en

pellets más pequeños. Este hecho singular, donde las partículas individuales de limo muy fino y arcilla no se comportan como tales, implica un proceso de floculación ejercido por cargas eléctricas bajo la influencia de fuerte salinidad, que originó pseudo partículas de arena, las que en definitiva serán transportadas por los vientos dominantes y acumulados en dunas de arcilla (Tricart, 1954b y 1969; Dangavs, 1979; Goudie & Wells, 1995). Por otra parte, el yeso se halla en forma de agregados en microrrosetas, muchos de ellos como tubos de raíces, cristales discoidales y hemipiramidales, en parte redondeados o con los bordes gastados (yeso clástico), cuya concentración disminuye con el tamaño desde 30% hasta 5 % en el limo grueso. La composición restante es la tradicional de la región pampeana. Así, en la arena gruesa a mediana son frecuentes los líticos de pelitas cementados por arcilla y carbonato de calcio, los calcretes se presentan en forma de muñecos y los óxidos de Fe y de Fe-Mn en forma de concreciones y cementos. En la arena mediana también aparecen cristales de cuarzo, calcedonia y plagioclasa, todos redondeados. En la arena fina a limo grueso es relativamente abundante la fracción volcániclastica, siendo dominantes los vitroclastos en la arena fina y el par plagioclasa-cuarzo en la arena muy fina, acompañados por feldespatos potásicos rojizos, líticos volcánicos rojos y minerales pesados: biotita, hornblenda castaña y magnetita. En el limo grueso son abundantes los minerales pesados, siendo dominante la magnetita. La mineralogía de la fracción arcilla refleja la composición del ambiente generatriz, notándose la degradación de las arcillas por agentes meteóricos, evidenciada por la menor intensidad de las reflexiones, producido por un menor grado de cristalinidad (Dangavs *et al.*, 1990), que el hallado en el paleoambiente de la Formación Luján, Miembro La Chumbiada.

El contenido de bioclastos es pobre, representado por silicofitolitos, madera carbonizada, fragmentos óseos de pequeños animales terrestres, algunos de ellos rodados, y de organismos acuáticos redepositados: fragmentos de conchillas de gasterópodos indeterminables, además de *Heleobia parchappii* y *H. ameghini*, valvas de ostrácodos, girogonites de carófitas y como rareza cónculas de foraminíferos del género *Ammonia*. El origen de esta duna de arcilla intracuenal fue considerado en el acápite de Geología Superficial; por ende, tal como fuera indicado “*ut supra*”, por su origen y posición estratigráfica esta unidad eólica se correlaciona con los depósitos intra y extracuenales de la Formación La Postrera I del Pleistoceno tardío (Dangavs, 2005b; Dangavs & Reynaldi, 2008, Dangavs, 2009 a, b y c y Dangavs & Pierrard, 2013).

Unidad 3: Segundo depósito paleolímpico

En discontinuidad erosiva suprayacen a la Formaciones Ensenada, Luján, Miembro La Chumbiada y La Postrera I hasta 2,50 de sedimentos limosos y fangosos con abundante yeso epigénico disperso en los fangos. Los sedimentos fangosos yesíferos se sitúan en la porción interior del paleoambiente, mientras que los limosos rodean al anterior. Estos últimos también fueron portadores de yeso, pero la corrosión a largo plazo produjo su casi total desaparición. Por otra parte, la precipitación de yeso modificó las texturas finas originarias (fangos arenosos y fangos) a más gruesas: arenas fangosas y fangos arenosos, respectivamente. Los sedimentos fangosos con yeso representan a la subfacies central del paleoambiente, en tanto los limosos la marginal (figura 11). La subfacies marginal está conformada por limos arenosos gris oliva claros (5Y 6/1) a gris amarillento (5Y 7/2), macizos, friables a levemente consolidados y sin bioturbación. Los materiales más gruesos se disponen en el sector externo de la subfacies y viceversa. Asimismo, en base a la posición dentro de la subfacies se pueden diferenciar dos poblaciones, la externa con mayor proporción de arena, que denominamos limos arenosos gruesos y la más interna de limos arenosos finos. Cabe destacar que una parte de los limos arenosos más gruesos son de origen deltaico, provenientes de la zona de la desembocadura del A. Las Garzas. La subfacies central se caracteriza por arenas fangosas y fangos arenosos amarillos pálidos (5Y 7/3), ambos yesíferos (figura 12). Estos sedimentos son macizos, muy compactos y duros. Las texturas originarias fueron modificadas por la presencia casi exclusiva de yeso en los tamaños arena a limo grueso. Al recalcular las muestras sin considerar el yeso (R en la Tabla 3), las texturas varían a fangos arenosos y fangos.

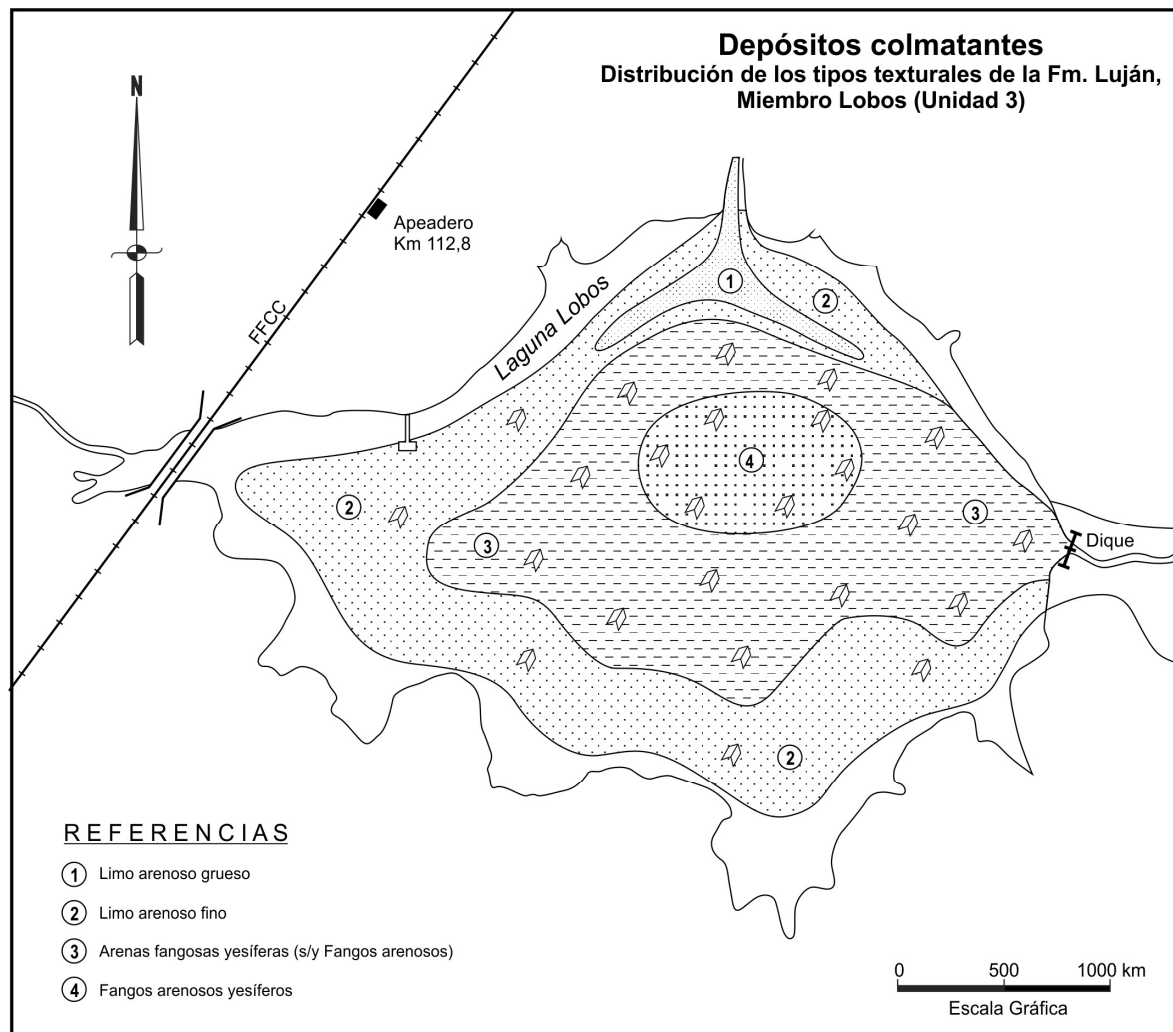


Figura 11: Depósitos colmatantes. Distribución esquemática de los tipos texturales de la Unidad 3: Fm. Luján, Miembro Lobos.

La mineralogía de la unidad está dominada en los tamaños mayores (arena muy gruesa a mediana) por minerales epigénicos, principalmente yeso y calcretes (tosca). Los yesos se componen de cristales individuales o agregados cristalinos. A medida que disminuye el tamaño de grano, aumentan los cristales individuales, siendo el yeso discoidal la única especie presente en las fracciones más finas. Los calcretes se presentan en forma de concreciones (muñecos y tosquillas) o como cementos. La carbonatación ha sido posterior a la precipitación del yeso, dado que el carbonato recubre los cristales de yeso, bioclastos y engloba la matriz clástica. También son frecuentes las concreciones de Fe, Fe-Mn y pellets de arcilla verdosos. En los tamaños menores (arena fina a limo grueso) disminuye el yeso e incrementa el carbonato de calcio, los pellets de arcilla y la fracción volcániclastica. Al eliminar los carbonatos se observa el predominio del vidrio volcánico en la arena fina y en la fracción de 88µm, acompañado de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, líticos volcánicos y minerales pesados (hornblenda, muscovita, magnetita, etc.). El vidrio volcánico se presenta mayormente en trizas o pumiceo, límpido o con canales rellenos por alteración en una masa arcillosa blanca. En el limo grueso la magnetita es el mineral pesado más abundante, alcanzando en algunas muestras hasta el 20% de la fracción. La composición mineralógica de la fracción arcilla revela la presencia de illita, interestratificados irregulares 10-14M como argilominerales más característicos y también abundante yeso (Dangavs *et al.*, 1990).

El contenido de bioclastos es profuso, siendo en su gran mayoría dulciacuícolas y los menos de linaje marino. Además se encuentran fragmentos óseos de mamíferos, restos de peces, ostrácodos, frústulos de diatomeas asociados a niveles piroclásticos, carófitas de varias especies, conchillas de gasterópodos de agua dulce que responden a la generalidad, salvo por la presencia de *Heleobia ameghini* y de restos de linaje marino

representados por conchillas de *Heleobia australis* y *H. australis crassa* y cónculas de foraminíferos eurihalinos, generalmente con formas grandes (0,35 mm) y en menor proporción las muy pequeñas (0,07 mm). Las especies reconocidas con nomenclatura abierta son: *Ammonia becar parkinsoniana* (d'Orbigny), abundante, *Elphidium discoideale* (d'Orbigny), frecuente, *E. aff. galvestonense* (Kornfeld), rara, *Bucella ex. gr. frigida* (Cushman), rara y *Discorbis nitidus (f. praegeri)* (Heron-Allen & Earland), rara.

El depósito descrito representa las acumulaciones de un paleoambiente acuático dulciacuícola, que en sus postrimerías se transformó en un lago salado o un sabkha, donde precipitó yeso y aparecieron elementos faunísticos de abolengo marino. Respecto a dichos restos se comparten los criterios de Cann & De Deckker (1981), De Deckker (1988) y Anadon (1989), quienes asignan origen atalásico a este tipo de poblaciones, introducidas en lagos salados continentales por aves marinas, donde la supervivencia y reproducción fueron posibles. Esta unidad se asigna a la Formación Luján, Miembro Lobos del Pleistoceno tardío-tardío (Dangavs & Blasi, 2003), correlacionable con la sección superior del Piso Lujanense de Ameghino (1889), el Lujanense de Frenguelli (1957), la sección cuspidal de la Formación Luján de Fidalgo *et al.* (1973), el Miembro Superior de la Formación Tandileofú de Rabassa (1973) y el Lujanense Verde Superior de Toledo (2005).

Unidad 4: Tercer depósito paleolímico

Sobre la unidad anterior, en discontinuidad erosiva se disponen sedimentos grises claros (10YR 7/1, 7/2) o blancos (10YR 8/1) de 1,10 a 1,50 m de espesor, con muy abundantes bioclastos, lentes de ceniza volcánica, pellets de arcilla, carbonato calcítico/dolomítico y yeso, ambos autógenos. El yeso se encuentra solamente en la porción media-inferior del sector central de la unidad (sección basal o SB en la Tabla 3), principalmente en el grupo textural 4 a 6 de la figura 12, escaso en el tipo textural 3 y nulo en los grupos 1 y 2; en cambio, los carbonatos se hallan en casi todo el paleoambiente. Estos sedimentos son macizos o con estructura laminar, friables a levemente consolidados, livianos y porosos debido a la bioturbación de raíces, carbonatos pulverulentos y ceniza volcánica, también muy duros por la presencia de costras carbonáticas.

En la unidad se han reconocido siete tipos texturales distribuidos en ambas subfacies deposicionales. La subfacies marginal se caracteriza por arenas limosas y limos arenosos, estos últimos con muy escaso yeso que no modifica la composición textural; las arenas limosas son unimodales y se localizan en el extremo N, en forma de Y invertida, formando parte de las acumulaciones deltaicas o barras de desembocadura del A. Las Garzas. En los limos arenosos las variaciones granulométricas permiten separarlos en gruesos (LAG) y finos (LAF). Los limos arenosos gruesos se asocian genéticamente a las arenas limosas y se hallan en el mismo sector que éstas y también en el extremo occidental del paleoambiente, dispuestos en forma elongada en sentido O-E como un canal subáqueo asociado al primitivo A. Tajamar (tipo textural 2 en figura 13). En este tipo textural la fracción arena varía entre 36 y 26% (valor medio 33%) y la distribución granulométrica es polimodal. Los limos arenosos finos se encuentran en todo el perímetro externo del paleoambiente, con mayor distribución en los sectores O, S y SE (tipo textural 3 en figura 13). En estos sedimentos la proporción de arena varía entre 23 y 13% (valor medio 20%), la distribución es polimodal y en su sección media-inferior presenta escaso yeso. La subfacies central está representada en su sección superior por tres tipos texturales: fangos arenosos, limos y fangos, todos polimodales y sin yeso. En cambio, en la sección media-inferior las texturas finas originarias fueron enmascaradas por la presencia de yeso y modificadas a otras tres más gruesas. La precipitación de yeso afectó todas las texturas hasta el limo grueso, determinado la presencia de arenas fangosas, limos arenosos y fangos arenosos, todos polimodales. Estos datos, en general son de escaso valor comparativo, no obstante se puede mencionar que en las muestras recalculadas sin yeso (R en Tabla 3), las arenas fangosas pasan a fangos arenosos, los fangos arenosos a limos y los limos arenosos finos a fangos (grupo textural 4 a 6 en figura 12).

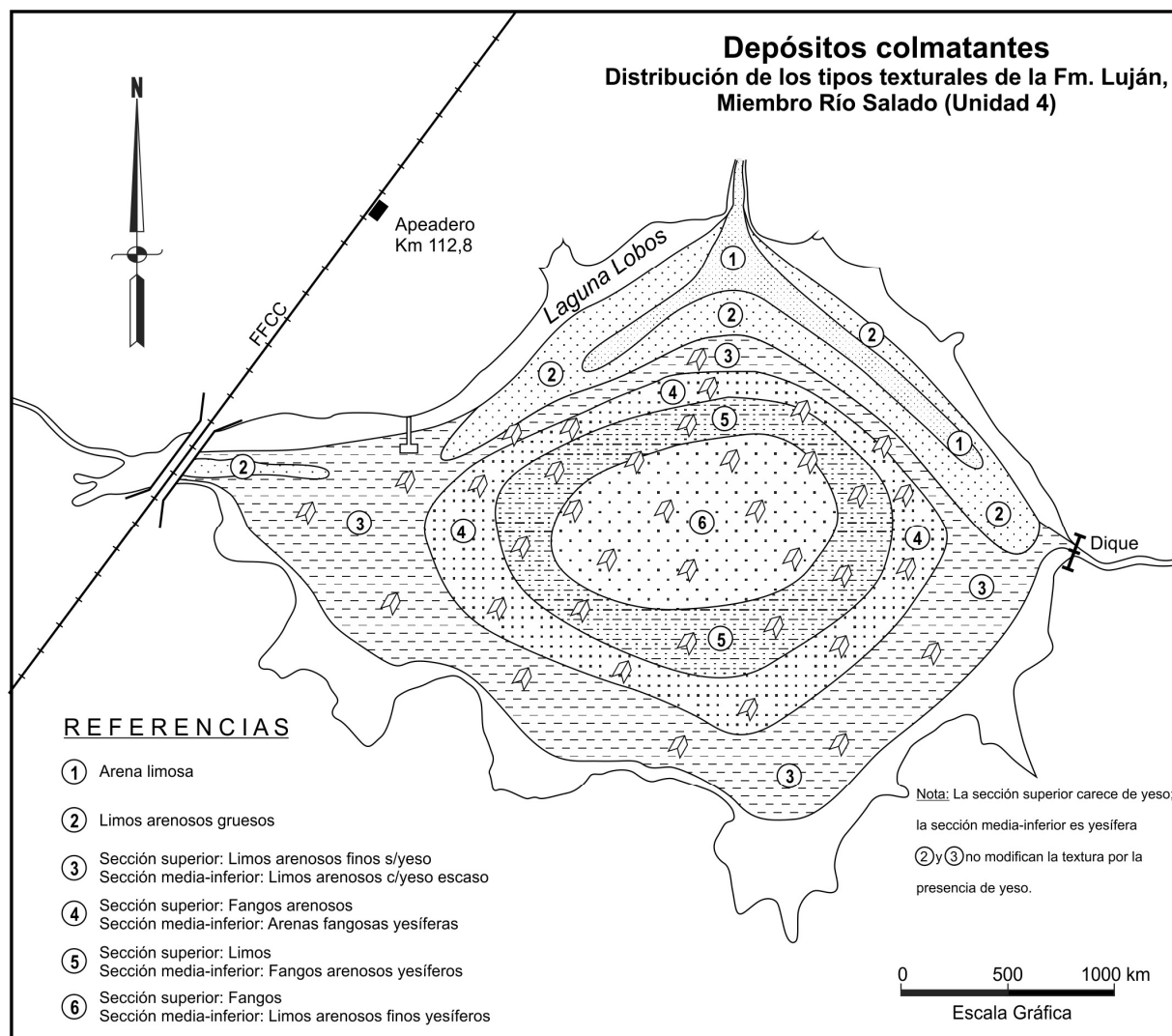


Figura 12: Depósitos colmatantes. Distribución esquemática de los tipos texturales de la Unidad 4: Fm. Luján, Miembro Río Salado.

En la composición de la fracción arena a limo grueso de la subfacies central predominan los cristales de yeso, seguidos por los carbonatos en forma de muñecos y tosquillas, como cementos o pulverulento y pellets de arcilla; en cambio, en el sector marginal el yeso está ausente, siendo dominantes los carbonatos y el vidrio volcánico. En la arena gruesa a mediana los carbonatos suelen englobar o recubrir minerales y restos de organismos. En los tamaños menores a arena mediana, además de abundantes pellets de arcilla, incrementa la mineralogía volcániclastica, en el siguiente orden de abundancia: vidrio volcánico en trizas o pumiceo, fresco, relleno o alterado, plagioclasa redondeada, cuarzo subredondeado a redondeado de alta esfericidad, líticos volcánicos y minerales pesados, los que resultan comunes en el limo grueso (principalmente magnetita y muscovita). Los argilominerales corresponden esencialmente a illita, caolinita, montmorillonita-interestratificados irregulares 10-14M y además cuarzo, feldespato y yeso. Finalmente, en casi toda el área del paleoambiente se reconocen hasta tres niveles de lentes de cenizas tobáceas/choníticas.

Los bioclastos son muy abundantes y análogos a los del ambiente dulciacuícola actual y responden a la generalidad, salvo por la presencia de abundantes frústulos de diatomeas individuales o formando racimos y de conchillas de los gasterópodos *Aplexa* (*Stenophysa*) *marmorata* y *Streptaxis* (*Scolodonta*) *semperi*. Cabe señalar que gran parte de las conchillas y las carófitas han sido englobadas o están recubiertas por carbonatos y/o yeso. Esta unidad estratigráfica representa las acumulaciones de un paleoambiente dulciacuícola lacustre a palustre, que en sus postrimerías se transformó en un sabkha carbonatico/dolomítico y yesífero. Los depósitos del paleoambiente dulciacuícola se correlacionan con el Platense de Doering (1884) y Ameghino (1889), el Platense

fluvial de Frenguelli (1957), la Formación Luján, Miembro Río Salado del Holoceno temprano a medio (Fidalgo *et al.*, 1973) y la Secuencia La Plata, Miembro Molino Quemado (Toledo, 2011). En cambio, el ambiente de sabkha con el que culmina la unidad se corresponde con el estadio seco subsiguiente, durante el cual se produjo la deflación de la parte superior de la misma y su acumulación en el borde de sotavento de la cubeta como un depósito eólico extracuenal, que se corresponde con la Formación La Postrera III (Dangavs, 2005b).

Unidad 5: Cuarto depósito paleolímpico

En gran parte del lecho lagunar, en discontinuidad erosiva inferida, sobre del Miembro Río Salado se encuentran depósitos pelíticos grises, oscuros a claros (10YR 5/1 a 6/1), de 0,50 a 0,90 m de espesor, macizos, levemente consolidados a muy duros en seco, con escasas raíces y abundantes restos de conchillas. En estos sedimentos se han reconocido cuatro a cinco tipos texturales: limos arenosos, los que pueden ser diferenciados en gruesos y finos en base al contenido de arena, fangos arenosos, limos y fangos. Los limos arenosos gruesos y finos son de distribución bimodal y ambos representan a la subfacies marginal del paleoambiente; en tanto, en la subfacies central se encuentran los restantes tipos texturales, siendo los fangos arenosos de distribución polimodal y los limos y fangos bimodales (figura 13).

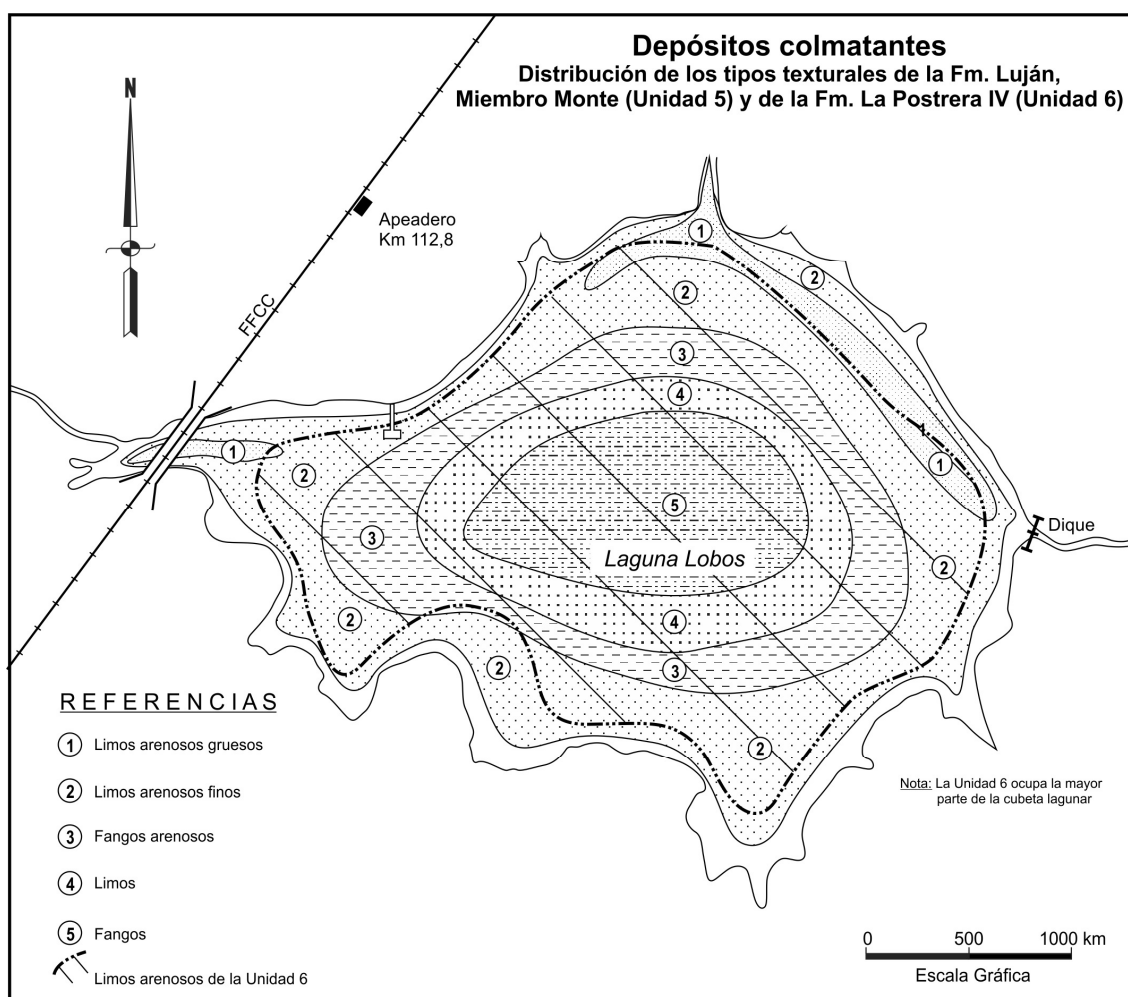


Figura 13: Depósitos colmatantes. Distribución esquemática de los tipos texturales de la Unidad 5: Fm. Luján, Miembro Monte y de la Unidad 6: Fm. La Postrera IV.

La composición mineral del tamaño arena a limo grueso se caracteriza por la presencia casi exclusiva en la arena muy gruesa a mediana de calcretes rodados, pellets de arcilla color crema, cuarzo, feldespato potásico y concreciones de Fe y Fe-Mn. En los tamaños arena fina a muy fina la composición es volcanoclástica, en el

siguiente orden de abundancia: plagioclasa, cuarzo, vidrio volcánico, pellets de arcilla, feldespato potásico, líticos volcánicos, colofanita y minerales pesados. En el limo grueso se repite la composición mineral, con notable aumento de los minerales pesados, entre los cuales se destacan la muscovita, los anfíboles y la magnetita. En las arcillas se determinó la presencia de illita, caolinita, montmorillonita-interestratificados irregulares 10-14M, acompañados por feldespato y cuarzo. Los bioclastos son abundantes y corresponden exclusivamente a restos de organismos dulciacuícolas, que son análogos a los del ambiente lagunar actual, salvo por la presencia de restos de carófitas, las cuales no se hallan en el Aluvio reciente.

Los sedimentos de esta unidad representan los depósitos del paleoambiente léntico más reciente del registro paleolimnológico de todas las cuencas de la llanura bonaerense, los que se asignan a la Formación Luján, Miembro Monte del Holoceno tardío (Dangavs & Pierrard, 2013), correlacionables con el "Piso Aimarano" de Doering (1884) y la Secuencia Areco de Toledo (2011). Ameghino (1889), refería al respecto que el Piso Aimarano de Doering está constituido por sedimentos aluviales anteriores a la ocupación española, portadores de restos faunísticos de especies análogas a las existentes. Basándose en dicha característica paleontológica, Ameghino, separó el "Piso Aimarano" del "Piso Platense", dado que en el "Platense" persisten restos de algunas especies animales actualmente extinguidas, pertenecientes a géneros todavía existentes.

Cabe destacar que en los trabajos más modernos, el Piso Aimarano de Doering fue mayormente ignorado, a veces reconocido sólo a título ilustrativo en los cuadros estratigráficos de varios autores o directamente incluido en otras unidades estratigráficas (Fm. Luján, Miembro Río Salado o el Aluvio reciente).

Unidad 6: Segundo depósito eólico intracuencal

En gran parte del lecho lagunar, debajo de la cubierta aluvial, se halla un sedimento de aspecto loésico de hasta 0,40 m de espesor, con abundante materia orgánica, color castaño grisáceo en seco (10YR 4/2), textura limo-arenosa, estructura maciza o en bloques subangulares, con abundante bioturbación de raíces y consistencia levemente endurecida (figura 13). La distribución granulométrica es polimodal, debido a su mezcla, tanto con los sedimentos suprayacentes del Aluvio reciente, como con los infrayacentes del Miembro Monte. La composición mineral se caracteriza en la arena gruesa a mediana por líticos de pelitas, calcretes rodados, cuarzo y concreciones de Fe y Fe-Mn. En la arena fina a limo grueso predomina la mineralogía volcanoclástica. Los bioclastos son raros y están representados por fragmentos de huesos de pequeños mamíferos, semillas, tejidos vegetales y silicofitolitos, también pueden aparecer algunos restos de organismos acuáticos debido a la mezcla con los depósitos aluviales infra o suprayacentes.

Estos sedimentos representan un episodio de aridez, durante el cual se desecó la laguna, acumulándose en su lecho el depósito eólico más reciente, el que forma parte del delgado manto de limos eólicos de amplia distribución regional, en cuyo seno se desarrollan los suelos actuales (compárense los parámetros estadísticos de esta unidad en las Tablas 2 y 3). Esta unidad se asigna a la Formación La Postrera IV del Holoceno tardío-tardío (Dangavs, 2005b), correlacionable con la Formación La Postrera III de Fidalgo (1990), el Piso Ariano de Ameghino (1889) y posiblemente, en un esquema de correlación más amplio, con la Aloformación Matadero Saldungaray (Rabassa, 1990). Para mayores detalles ver el acápite de Geología Superficial.

Unidad 7: Depósito límnico actual

La cubierta de la laguna actual está representada por 0,11 a 0,58 m (valor medio 0,24 m) de sedimentos con abundantes restos vegetales y animales, materia orgánica, colores oscuros, delgadas lentes piroclásticas y variadas texturas, que decrecen en tamaño hacia el interior de la cubeta. Su máximo espesor se halla entre los juncuales de la costa NE y en la zona del dique nivelador (tajamar). Incluso en las áreas costeras con anillos de juncuales el ambiente adquiere características pantanosas, con desprendimiento de gases. Las costas de mayor acumulación son la oriental y norte, con promedios de 0,41 y 0,36 m, respectivamente y la menor en la costa sur

(promedio 0,18 m). Por otra parte, en el sector central la acumulación actual es mínima, siendo su espesor mayor 0,15 m y el menor 0,11 m.

En este conjunto sedimentario se pueden distinguir dos secciones contrastantes: superior e inferior. La superior de color oliva claro (10Y 5/4) se halla en la mayor parte del lecho, constituyendo un suspensoide tixotrópico, gelatinoso y poco consistente, conformado por materia orgánica (> 25%), geles bacterianos, más de 70% de arcilla, en parte < 0,5 μ m. El espesor de esta masa subácuea ondulante semi-flotante es incierto; en algunos sitios puede alcanzar 0,28 m (no considerado en el espesor de la unidad), que al secarse se reduce drásticamente a una capita mínima. Por otra parte, la sección inferior fue estudiada por Blasi & Dangavs (1992), quienes reconocieron siete tipos texturales, distribuidos en dos subfacies depositacionales: marginal y central (figura 14). La subfacies marginal está representada por depósitos costeros proximales de naturaleza intracuencal, en cambio, en la boca del A. Las Garzas la sedimentación es predominantemente extracuencal, deltaica y de texturas gruesas (gravas arenosas, arenas limosas y limos arenosos gruesos y finos); en cambio, en la subfacies central predominan los depósitos pelíticos extra e intracuencales, representados por fangos arenosos, limos y fangos. Asimismo, en esta unidad se reconocen dos finas capas blanquecinas de ceniza volcánica chonítica en trizas vítreas, angulosas o elongadas y de aspecto fresco, que en su mayoría corresponden a pumitas de paredes finas con abundantes canales de burbujas. Las mismas están situadas a 0,44 y 0,19 m de profundidad y se corresponden con las erupciones volcánicas andinas de 1750 (Lehmann-Nitsche, 1927) y 1932 (Schiller, 1934), respectivamente.

En la subfacies marginal, las gravas arenosas se encuentran en forma discontinua a lo largo del perímetro lagunar y provienen de la destrucción por el oleaje de las sedimentitas de las escarpas de erosión. Las arenas limosas están restringidas al sector N y NE de la laguna, donde constituyen las acumulaciones de canales distributarios subácueos del A. Las Garzas. En los limos arenosos la tendencia central ha permitido separarlos en gruesos y finos. Los gruesos se asocian también a los canales distributarios de los arroyos Las Garzas y Tajamar, en cambio los limos arenosos finos prácticamente rodean la subfacies central. Estos sedimentos son de color gris oscuro (10YR 4/1), macizos, friables a levemente endurecidos en seco, salvo los limos arenosos finos que son duros en seco. La distribución granulométrica en las gravas arenosas, las arenas limosas y los limos arenosos gruesos es unimodal y en los limos arenosos finos bimodales. En la subfacies central los materiales más gruesos se disponen en el sector externo de la subfacies y viceversa. Esta gradación incluso se establece con sedimentos de la misma clase textural, en base al mayor o menor contenido de arena. Estos sedimentos son negros (10YR 2/1) a gris oscuros (10YR 3/1), macizos o con estructura granular a bloques subangulares, levemente endurecidos en húmedo y duros a muy duros en seco y con muy abundantes restos de vegetales. La distribución granulométrica de los tres tipos texturales de la subfacies es polimodal, donde los fangos arenosos son los de menor distribución, relacionada con la circulación restringida, determinada por el efecto de “peine” de la vegetación acuática, que se ubican en una angosta franja elongada del sector oriental, relacionado con la descarga del A. Las Garzas y brevemente en el sector occidental, en relación al A. Tajamar. Los limos representan los depósitos de mayor distribución en el lecho lagunar y se disponen en forma anular entre los limos arenosos finos y los fangos. Los fangos ocupan el sector central de la laguna y por efecto decantador también aparecen en la costa frente al dique nivelador. Para mayores detalles ver Blasi & Dangavs (1992).

En la composición de las gravas y arena gruesa de la subfacies marginal predominan los rodados de calcretes, concreciones de Fe, Fe-Mn y bioclastos; en cambio, en la subfacies central en este tamaño se encuentran solamente bioclastos. En la arena mediana de ambas subfacies aparecen además escasos representantes volcanoclásticos (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, vidrio volcánico y líticos volcánicos), los que se incrementan a partir de la arena fina, siendo dominante en esta última la plagioclasa, salvo en los niveles piroclásticos choníticos, donde predomina el vidrio volcánico. La mineralogía restante en orden de abundancia es: cuarzo, feldespato potásico, líticos volcánicos y minerales pesados (muscovita, magnetita y hornblenda). El vidrio volcánico se presenta en trizas límpidas o relleno por arcilla y el feldespato potásico y los líticos volcánicos alterados en una masa rojiza. En el limo grueso abundan los minerales pesados. Los

argilominerales corresponden esencialmente a illita, caolinita, montmorillonita-interestratificados irregulares 10-14M, cuarzo y feldespato.

Los bioclastos son muy abundantes y exclusivamente de agua dulce, que responden a la generalidad, con la siguiente salvedad: presencia de valvas del pelecípodo *Anodontites sp*, conchillas del gasterópodo *Chilina parchapii*, espinas, vértebras, escamas y placas bucales del pez invasor *Cyprinus carpio* o "carpa" (diseminada en la cuenca del río Salado desde la inundación de 1980), restos quitinosos de coleópteros terrestres y acuáticos y ausencia en este nivel de restos de carófitas.

Los depósitos de esta unidad corresponden a las acumulaciones del ambiente actual, denominadas colectivamente Aluvio reciente, cuya edad no supera los 250/300 años. El registro histórico de la Municipalidad de Lobos indica que la laguna funcionaba en 1779, cuando se estableció el Fortín Lobos en las lomas de la costa NE de la laguna.

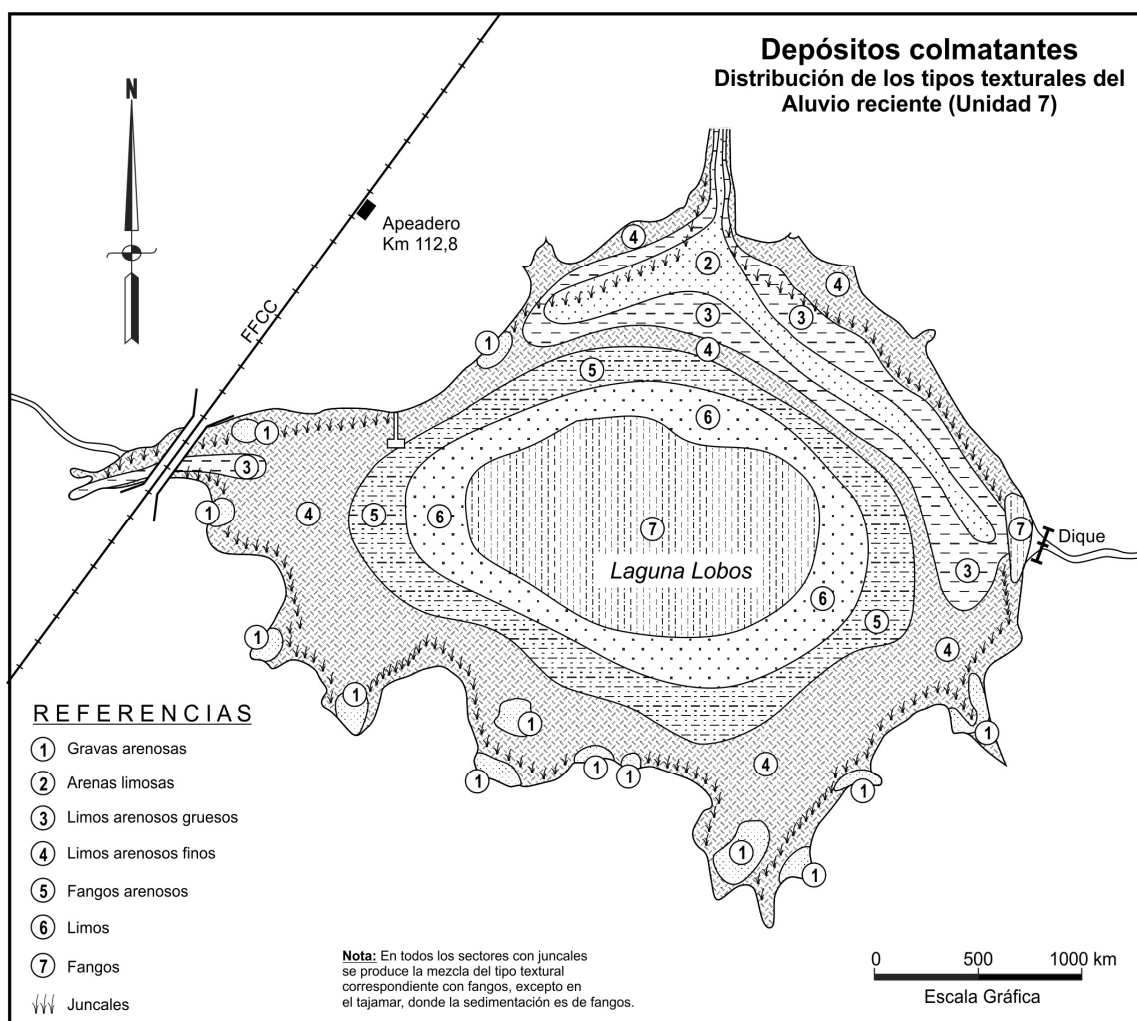


Figura 14: Depósitos colmatantes. Distribución esquemática de los tipos texturales de la Unidad 7: Aluvio reciente.

Discusión y propuesta de la evolución paleoclimática y paleoambiental

Se parte de las siguientes premisas dadas a conocer en primera instancia para la laguna del Monte por Dangavs & Pierrard (2013), las que hacemos extensivas a la mayoría de las cuencas lagunares pampeanas, a saber:

Premisas

1.- La mayoría de las depresiones de la región pampeana son esencialmente eólicas, excavadas a lo largo de los antiguos valles o fuera de ellos a partir de hondonadas primitivas (Tricart, 1969 y 1973; Dangavs, 2005a y b; 2009a, b y c; Dangavs & Reynaldi, 2008 y Dangavs & Pierrard, 2013).

2.- La característica principal de estas depresiones es su forma en cubeta, con paredes casi verticales, fondo plano y profundidades entre 4 y 12 m, que les confieren perfiles en palangana o bañera, respectivamente.

3.- El origen de las cubetas de deflación (blowouts, *sensu* Zárate & Tripaldi, 2012) está estrechamente vinculado con zonas áridas o semiáridas y vientos fuertes (Reeves, 1968; Cooke & Warren, 1973; Cooke *et al.*, 1993; Goudie & Wells, 1995; Shaw & Thomas, 1997; Shaw & Bryant 2011). Esta característica climática aconteció en la mayor parte de la región pampeana en sucesivas etapas a partir del Pleistoceno tardío, imprimiendo al paisaje de gran parte de la región rasgos desérticos, tales como el relieve medanoso del “Mar de Arena Pampeano” (Iriondo & Kröhling, 1995), con múltiples zonas con dunas longitudinales, parabólicas, en horquilla, de crestas transversales, etc. y las incontables mega, meso y microcubetas que se esparcen por casi toda la provincia, las que en el clima húmedo actual contienen ambientes lénticos en sus diversas categorías límnicas.

4.- Estas cuencas o depresiones cerradas y poco profundas de zonas áridas fueron denominadas *pans* por Goudie (1991), Goudie & Wells (1995), Shaw & Bryant (2011), etc., cuya distribución es controlada mayormente por la disponibilidad de superficies susceptibles a la erosión, desarrollándose también en medios particulares tales como las cuencas paleolacustres, paleocauces, interdunas, etc. Para dichos autores, un carácter distintivo de los *pans* es la presencia en sus bordes de sotavento de dunas de arcilla. Respecto al origen señalan que varios procesos se combinan para generarlos, siendo los principales la acción combinada de la meteorización salina y la deflación eólica.

5.- Para Tricart (1969, 1972 y 1973), las lagunas pampeanas y sus cubetas son formas complejas que se han desarrollado bajo la influencia de las oscilaciones climáticas cuaternarias, cuyos rasgos geomorfológicos no se pueden entender si no se toma en cuenta su evolución en base a dichas oscilaciones.

6.- En nuestro concepto, el origen de las cubetas primitivas y su evolución en la región pampeana responde a la acción combinada de varios procesos geomórficos, siendo los principales la meteorización salina, la pelletización y posterior deflación (erosión halo-eólica, *sensu* Tricart, 1954b y 1969), la erosión fluvio-lacustre, los fenómenos coluviales y el lavado y retroceso de pendientes. Todos estos procesos han actuado en áreas sin drenaje y/o en los valles primitivos, susceptibles a la acción eólica, donde la posterior alternancia de climas secos y húmedos facilitó la deflación durante etapas de mayor aridez. En estas circunstancias repetitivas de deflación-acumulación se ampliaron y modelaron dichos recipientes, hasta transformarse en las cubetas que contienen lagunas o éstas han desaparecido por colmatación. Este último proceso ha sido característico a lo largo de los ejes de drenaje de la Pampa Ondulada, Interserrana, Arenosa y Deprimida. En esta última región, en una extensión lineal de 205 km del río Salado (entre los meridianos 58° y 60°), Dangavs *et al.* (2003) registraron 54 paleocubetas semi-colmatadas a colmatadas, la mayoría de ellas atravesadas por el cauce fluvial y las restantes marginales al río, algunas de las cuales pueden funcionar como lagunas periódicas durante las crecidas del río Salado (cf. Dangavs & Blasi 2002, Dangavs 2009a y b).

7.- Las evidencias geológicas indican que desde del último período glaciario, la cuenca del río Salado se ha caracterizado por una sucesión climática alternante seco-húmedo “posensenadense” que rige hasta el presente (Dangavs 2005a y b; Dangavs & Mormeneo, 2006 y 2012; Dangavs & Reynaldi, 2008; Dangavs 2009a, b c y 2010; Dangavs & Pierrard, 2013; Iriondo & Kröhling, 2007). Dichas evidencias se encuentran en los depósitos de las lagunas y en los afloramientos de sus periferias. De esta manera, en base a los conceptos de biostasia y rexistasia de Erhart (1956) se ha reconocido en la cuenca del río Salado la existencia cinco etapas climáticas secas (ES5-ES1) y otras tantas húmedas (EH5-EH1) “posensenadenses” (Tabla 4). Las etapas secas o de rexistasia se caracterizaron por excavación de cubetas por deflación eólica y/o rejuvenecimiento de las más antiguas, presencia de lagos salados donde precipitaron sales (yeso, calcita, dolomita, etc.), pelletización por

efecto salino (Tricart, 1954 b) y acumulación de depósitos eólicos (arenosos, limosos y dunas de arcilla). El término "lago salado" incluye los conceptos de playa, saltpan, pan, sabhka interior, sebkha y otros utilizados para caracterizar las áreas desérticas sin drenaje que mantienen en forma temporaria espejos de agua salada sin conexión con el mar (Shaw & Thomas, 1997). En las etapas húmedas o de biostasia las cubetas alojaron sucesivos ambientes acuáticos, donde predominaron los procesos de aluvionamiento y modelado, y sincrónicamente la pedogénesis de los depósitos aflorantes inmediatos inferiores.

8.- Todos estos fenómenos se podrían relacionar con el Ciclo Climático Glacial-Interglacial y sus fases climáticas menores propuestas por Fairbridge (1972), así como con las Épocas Pluviales e Interpluviales de la Pampa Deprimida (Tricart, 1973). Al respecto, cabe señalar que, el esquema de Tricart es inverso al propuesto por Frenguelli (1957); es decir, para Tricart las Épocas Glaciales corresponden a los Interpluviales (secas) y las Épocas Interglaciales a los Pluviales (húmedas). Hasta ahora las evidencias geológicas en la cuenca del río Salado confirman el esquema propuesto por Tricart. Por otra parte, el paradigma de los ciclos glaciales, alternando con interglaciales cálidos ha sido parcialmente reemplazado por nuevas evidencias climáticas, donde a lo largo de la última glaciación hubo 6 episodios fríos denominados "eventos Heinrich" (Heinrich, 1988) y 23 episodios de cambios climáticos rápidos, con súbitas elevaciones de temperatura, llamados "eventos Dansgaard-Oeschger", seguidos de enfriamientos lentos, cuya periodicidad fue establecida en unos 1.470 años por Rahmsdorf (2003) y que posiblemente se relacionen con la actividad solar (Braun *et al.*, 2005). Lamentablemente no se dispone de información tan acotada en la región pampeana que permita aplicar estas nuevas evidencias.

Propuesta

La interpretación que se presenta está fundada en las etapas climáticas alternantes seco-húmedo de la región pampeana (Tablas 1 y 4), basadas en la sucesión de los depósitos de relleno de los lechos y los de los afloramientos, los episodios pedogenéticos (S4 a S0) y las fases eólicas de dunas/loess (D5-L5 a D1-L1) establecidas por Iriondo & Kröhling (1995; 1996 y 2007) e Iriondo (1999). Las edades consideradas están referidas a dataciones paleomagnéticas: Nabel & Valencio (1981), Valencio & Orgeira (1983). Bobbio *et al.* (1986), Nabel 1993, Bidegain (1998) y Bidegain *et al.* (2004 y 2005); radiocarbónicas: Carbonari *et al.* (1992), Figini *et al.* (1995 y 1998), Tonni *et al.* (2003), Prieto *et al.* (2004), Toledo (2005 y 2011), Dangavs & Pierrard (2013), Mari *et al.* (2013), las de este trabajo y las referidas por Iriondo e Iriondo & Kröhling en los trabajos indicados *ut supra*.

Tabla 4. El "posensenadense" de la cuenca del río Salado. Etapas climáticas: seco-húmedo, etapas pedogénicas, unidades litoestratigráficas y pedoestratigráficas.

Etapas Climáticas	Unidad Litoestratigráfica	Unidad Pedoestratigráfica	Depósitos eólicos (5)	Etapas Pedogénicas (5)
Húmeda (EH1)	Aluvio reciente	Suelo actual	-----	S0
Seca (ES1)	F. La Postrera IV	-----	D1-L1	-----
Húmeda (EH2)	F. Luján, Mb Monte	Gs. Pto. Berrondo (4)	-----	S1
Seca (ES2)	F. La Postrera III	-----	D2-L2	-----
Húmeda (EH3)	F. Luján, Mb Río Salado	Gs. Pto. Callejón Viejo (3)	-----	S2
Seca (ES3)	F. La Postrera II	-----	D3-L3	-----
Húmeda (EH4)	F. Luján, Mb Lobos	Gs. La Horqueta (2)	-----	S3
Seca (ES4)	F. La Postrera I	-----	D4-L4	-----
Húmeda (EH5)	F. Luján, Mb La Chumbiada	Gs. Sin Nombre (1)	-----	S4
Seca (ES5)	F. Buenos Aires	-----	D5-L5	-----

Referencias. (1): Tonni & Fidalgo (1978); (2): Dangavs (2009a); (3 y 4): Fidalgo (1990); (5): Depósitos de dunas y loess y etapas pedogénicas (Iriondo & Kröhling, 1995); F: Formación; Mb: Miembro; Gs: Geosuelo, Pto.: Puesto.

La historia geológica de la región se inicia en el Pleistoceno temprano a medio con la acumulación de los depósitos de la Formación Ensenada (Riggi *et al.*, 1986), los que no sólo constituyen la roca de base del paisaje local, sino que su distribución abarca gran parte de la región pampeana, en la cual, según Frenguelli (1957), el Pleistoceno medio se caracterizó por clima húmedo, procesos fluviales y formación de valles; en cambio, en el Pleistoceno tardío se produjo una prolongada etapa de aridez (ES5), con intensas acciones eólicas, deflación generalizada, excavación de cubetas, calcificación, salinización y acumulación del loess de la Formación Buenos Aires (Riggi *et al.*, 1986), cuya edad, de acuerdo a Iriondo & Kröhling (1995 y 2007), Iriondo (1999) y Toledo (2011), superaría holgadamente los 50 ka AP. La edad de dichos procesos sería coincidente con el desarrollo del “Sistema eólico pampeano” (Iriondo & Kröhling, 1995), durante el cual prevaleció clima frío y extremadamente seco en las llanuras argentinas y el avance del clima patagónico unos 1500 km al NE de su posición actual. Estos limos eólicos fueron aportados, en gran parte, por los vientos del sector S-SO (Zárate & Blasi, 1991 y 1993; Zárate & Tripaldi, 2012), pero también provienen de la deflación local, la que excavó las cubetas de las futuras lagunas, cuyos sedimentos más gruesos (generalmente por pelletización) se acumularon en los bordes costeros orientales o en sus cercanías, en cambio, los más finos fueron aventados a otra parte.

Es en esta etapa donde se originó la cubeta de la laguna, a partir del primitivo valle del A. Las Garzas, formado durante el “Ensenadense”. En la misma se concentraron los procesos geomórficos que determinaron la deflación y el posterior modelado, el que continúa hasta el presente. En las posteriores etapas climáticas alternantes se amplió dicho valle, hasta transformarlo en una cubeta de más de 9 m de profundidad, en la cual funcionaron cuatro paleoambientes acuáticos, dos terrestres y finalmente el ambiente dulciacuícola actual. Los testimonios de los hechos geológicos señalados abarcan el intervalo Pleistoceno tardío al presente, cuyo registro se halla en los depósitos del lecho y en los afloramientos de la laguna, conformando una secuencia estratigráfica constituida por depósitos asignables a una sucesión climática de ciclos alternantes, secos y húmedos. Los secos se caracterizaron por deflación, precipitación de sales en el lecho y acumulación de depósitos halo-eólicos intra y extracuencales (*sensu* Tricart, 1969) en tanto los húmedos por aluvionamiento en los sucesivos ambientes acuáticos y la pedogénesis en los interfluvios. Las Tablas 1 y 4 resumen esta sucesión climática y sus relaciones con los esquemas creados por otros autores.

A la etapa de aridez “Bonaerense” siguió un período de estabilidad en clima húmedo (EH5), con acumulación en el lecho lagunar del primer depósito del registro paleolimnológico, representado por la Formación Luján, Miembro La Chumbiada del Pleistoceno tardío (Dillon & Rabassa, 1985). Además en esta etapa de biostasia se produjo la pedogénesis del loess de la Formación Buenos Aires, con desarrollo en todos sus afloramientos, de fuertes horizontes argílicos, representados por el Geosuelo Sin Nombre (Tonni & Fidalgo, 1978). Iriondo & Kröhling (1995 y 2007) refieren este estadio al período climático cálido y húmedo de la etapa pedogénica S4 y le asignan una edad mayor a 36 ka. Al respecto, Iriondo (1999) menciona sedimentos fluviales del S4 con una edad TL de 45.610 ± 1990 años AP. Asimismo, Carbonari *et al.* (1992) y Figini *et al.* (1995) determinaron edades ^{14}C de la sección cuspidal del Miembro La Chumbiada en el A. Tapalqué entre 26 y 28 ka AP. En base a estas evidencias cronológicas es factible considerar que la edad mínima del inicio de la acumulación del Miembro La Chumbiada sería muy superior a los 30 ka AP y por ende la edad de las cubetas que lo contienen se podrían correlacionar con las acciones eólicas de deflación-acumulación del “Bonaerense”, hecho que avalaría la “Edad Bonaerense” de las principales cubetas lagunares de la cuenca del río Salado.

Al episodio anterior siguió uno frío y seco (ES4) que afectó la laguna, transformándola en un ambiente afín a un sabkha, con pelletización, precipitación de sales y procesos eólicos que accionaron sobre los depósitos del Miembro La Chumbiada, determinando la precipitación de yeso, carbonatos y la acumulación a sotavento del viento dominante de un cordón de duna de arcilla intra/extracuenal, que se extiende a lo largo de la costa oriental. Este primer episodio climático seco posbonaerense, representado también en otros sitios de la cuenca del río Salado como depósitos eólicos intracuencales o aflorantes (cf. Dangavs, 2005b; 2009a, b y c; Dangavs & Blasi, 2002; Dangavs & Reynaldi, 2008, etc.), se correlacionan con la Formación La Postrera I del Pleistoceno tardío (Dangavs, 2005b). Según Iriondo & Kröhling (1995 y 2007) e Iriondo (1999), el nivel estratigráfico equivalente representa la fase climática de dunas y loess D4-L4, que se corresponde con el último Máximo

Glacial, con una edad probable entre 35 y 20/18 ka AP.

En la siguiente etapa húmeda (EH4) se acumuló el segundo depósito paleolímpico, asignable a la Formación Luján, Miembro Lobos del Pleistoceno tardío-tardío (Dangavs & Blasi, 2003), portador de una mayoría de bioclastos de ambiente dulciacuícola, los que, en el tercio superior de la unidad son reemplazados por organismos de abolengo marino de origen atalásico. Este cambio fue producido por la salinización del ambiente que lentamente se transformó en un lago salado o un sabkha a consecuencia de la instauración de la etapa climática seca ES3 (ver el párrafo siguiente). Por otra parte, durante el EH4 se concretó la pedogénesis de los sedimentos de la Formación La Postrera I, con desarrollo de un suelo con marcado horizonte Btk, que fuera denominado Geosuelo La Horqueta (Dangavs, 2009a), (ausente en la laguna). Según Iriondo & Kröhling (1995) e Iriondo (1999), este evento climático cálido y húmedo se corresponde con la etapa pedogénica S3, con una edad entre 20/18 y 14 ka AP. El Miembro Lobos se correlaciona con la sección superior del Piso Lujanense de Ameghino (1889), la parte superior del Miembro Guerrero de la Formación Luján de Fidalgo *et al.* (1973) y el Lujanense Verde Superior de Toledo (2011). Las dataciones ^{14}C de la unidad en el A. Tapalqué (Carbonari *et al.*, 1992; Figini *et al.*, 1995 y Tonni *et al.*, 2003) sitúan la base de este nivel estratigráfico entre 21 y 17 ka AP y el techo en 12/11 ka AP.

De la etapa climática seca subsiguiente (ES3) no han quedado registros directos en el lecho lagunar o su periferia, tan sólo yeso, pellets de arcilla y restos de organismos de abolengo marino de origen atalásico que medraron en el sabkha y/o el lago salado en que se había transformado el ambiente dulciacuícola de la etapa húmeda EH4. La manifestación más clara de este segundo episodio seco "posbonaerense" está representada en otras localizaciones como dunas de arcilla yesíferas de 8 m de espesor en la laguna Las Barrancas (Dangavs, 2005b) y en otras con espesores menores (Dangavs & Reynaldi, 2008, Dangavs, 2009b y c). El depósito eólico mencionado, proviene de la deflación del Miembro Lobos y representa a la Formación La Postrera II del Pleistoceno final al Holoceno temprano, que se correlaciona con la Formación La Postrera I de Fidalgo (1990). Según Iriondo (1999) e Iriondo & Kröhling (2007) esta etapa climática podría corresponder a la fase seca de dunas y loess D3-L3 del Pleistoceno final, con una edad probable entre 14 y 8,5 ka AP.

A continuación se instauró un nuevo ciclo húmedo (EH3), durante el cual se acumuló el tercer depósito paleolímpico, representado por los sedimentos del ambiente dulciacuícola lagunar de la Formación Luján, Miembro Río Salado (Fidalgo *et al.*, 1973) del Holoceno temprano a medio, quien en sus postrimerías se transformó en un pantano calcáreo. Asimismo, en esta etapa se produjo la pedogénesis de la Formación La Postrera II representada por el Geosuelo Puesto Callejón Viejo (Fidalgo *et al.*, 1973; Fidalgo, 1990), ausente en el perímetro lagunar. Este paleosuelo fue datado en su localidad tipo por Figini *et al.* (2003) en 5.870 ± 50 años AP. Para Iriondo (1999) esta etapa de clima subtropical representa el Hypsithermal y la pedogenética S2, que abarca desde 8,5 a 3,5 ka AP. Por otra parte, la base del Miembro Río Salado fue datada por Figini *et al.* (1995), Prieto *et al.* (2004) y Toledo (2011) entre 10.280 y 7.830 años AP, 11 y 10 ka AP y 13 ka AP, respectivamente. Asimismo, Prieto *et al.* (2004) dataron el paleosuelo suprayacente entre 3,5 y 2,9 ka AP y Toledo (2005) la facies carbonática con *Pomacea sp* en que culmina la sedimentación "platense" en 3,3 ka AP. Por otra parte, nuestra datación de conchillas de gasterópodos dulciacuícolas del techo y base del Miembro Río Salado efectuadas en el LATYR, evidenció las siguientes edades radiocarbónicas convencionales de 8.230 ± 90 años AP (LP-2255) y 3.030 ± 70 años AP (LP-2252), respectivamente.

A partir del Holoceno medio-tardío se produjeron cuatro nuevos episodios climáticos alternantes, dos secos (ES2 y ES1) y dos húmedos (EH2 y EH1), siendo el último el más breve, que representa al tiempo actual. De todos estos fenómenos han quedado registros en el lecho lagunar y en sus escarpas. El episodio seco (ES2) transformó el ambiente dulciacuícola del Miembro Río Salado en un pantano carbonático, el que fue parcialmente deflacionado y cuyos depósitos se acumularon en el borde de sotavento de la cubeta, constituyendo el depósito eólico de aspecto loésico de la Formación La Postrera III del Holoceno medio a tardío (Dangavs, 2005b). El sedimento loésico se corresponde con la fase climática subtropical seca de dunas y loess D2-L2, cuya edad fue datada por Iriondo, 1999 e Iriondo & Kröhling, 2007 en sedimentos equivalentes entre 3,5 y 1,4 ka AP.

En la siguiente etapa de biostasia (EH2), funcionó el ambiente acuático, se desarrollaron suelos y en el lecho se acumuló el último paleoambiente acuático de las lagunas bonaerenses, cuyos depósitos están representados por la Formación Luján, Miembro Monte del Holoceno tardío (Dangavs & Pierrard, 2013). En forma sincrónica en los interfluvios se produjo la pedogénesis S1 de la Formación La Postrera III, con desarrollo del Geosuelo Puesto Berrondo, que fue datado en su localidad tipo en 1.710 ± 60 años AD (Mari *et al.*, 2013) y por nosotros en el horizonte Btkb de dicho paleosuelo, aflorante en la escarpa de la costa NE de la laguna en 1620 ± 80 años AD (Laboratorio de radiocarbono-CIG-LP-3336). Cabe destacar que en el área de influencia de las ingresiones marinas esta pedogénesis también afectó a otras unidades no eólicas de mayor edad (cf. Zárate *et al.*, 2000 y Prieto *et al.*, 2004). Según Iriondo (1999) e Iriondo & Kröhling (2007) esta etapa climática cálida y húmeda se corresponde con el “Máximo Medieval” entre los 1400 y 800 AD.

La última etapa seca (ES1) fue relativamente breve y de menor intensidad que la ES2, con desecación, deflación, rejuvenecimiento de cubetas, generación de decenas de miles de nuevas microcubetas y la acumulación de los sedimentos eólicos más recientes. En la región el episodio se caracterizó por la deflación de acumulaciones de lechos, que junto con otros materiales provenientes de zonas más lejanas se depositaron en forma de manto sobre las formaciones infrayacentes, constituyendo mayormente la cubierta sedimentaria de los interfluvios, en cuyo seno se desarrollan los suelos actuales. También se hallan en los lechos de ambientes acuáticos, cubiertos por el Aluvio reciente. En la laguna Lobos el ES1 se caracterizó por la deflación del Miembro Monte y la acumulación del sedimento eólico tanto en el lecho como en el interfluvio. Estos depósitos eólicos intra y extracuencales se asignan a la Formación La Postrera IV (Dangavs, 2005b), que se correlacionan con la fase climática de dunas y loess D1-L1 de enfriamiento y aridización, denominada “Pequeña Edad de Hielo”, que diversos autores sitúan entre 800 y 200 AD (cf. Iriondo, 1999).

La etapa final nos sitúa en el clima húmedo actual (EH1), que se caracteriza por la estabilidad climática que determina el funcionamiento de los ambientes acuáticos de la región pampeana y cuyos depósitos se denominan colectivamente “Aluvio reciente”. Asimismo, este régimen es el que posibilita la pedogénesis (S0) de los suelos actuales y de los paleosuelos exhumados. La edad de los depósitos aluviales recientes no supera los 250/300 años; sin embargo, algunos autores asignan al Aluvio reciente hasta 2.500 años AP (cf. Fucks *et al.*, 2007; Fucks & Deschamps, 2008; Mari *et al.*, 2013). Dichos autores consideran al Holoceno tardío como el inicio de la acumulación de los depósitos aluviales recientes; sin embargo, del Holoceno tardío al presente han sucedido cuatro episodios climáticos alternantes, que acumularon el depósito eólico de la Formación La Postrera III, el paleolínico de la Formación Luján, Miembro Monte, el eólico de la Formación La Postrera IV y el línico actual del Aluvio reciente.

Conclusiones

Desde el punto de vista geológico, la laguna constituye una cuenca de sedimentación y desde el ambiental, un reservorio natural de los recursos hídricos y bióticos, alimentada principalmente por el agua libre subterránea y supeditada a los vaivenes del ciclo hidrológico de la región. Su carácter de casi permanente indica cierto equilibrio natural tendiente a la preservación del recurso. En crecientes es colectora de los excesos pluviales, aunque la capacidad de reservorio y función reguladora resulte muy exigua, debido a la escasa profundidad, motivada por el abundante relleno sedimentario.

El origen de la cubeta lagunar y su contenido están ligados a los sucesos geológicos, geomorfológicos y climáticos “posensenadenses” que actuaron sobre el primitivo valle fluvial del Arroyo Las Garzas, hasta transformarlo en el recipiente que contiene la laguna actual. El origen de la cubeta es esencialmente eólico y anterior al primer depósito de relleno; en cambio, el modelado responde a la acción combinada de procesos eólicos, fluviales y lacustres, donde la posterior alternancia climática seco-húmedo del Pleistoceno tardío al presente determinó el funcionamiento en su lecho de sucesivos ambientes acuáticos y terrestres eólicos. Estos últimos se relacionan directamente con los intervalos de mayor aridez, durante los cuales el ambiente acuático

se transformó en un lago salado y/o sabkha donde precipitaron sales y por efecto salino se generaron pellets de arcilla. De esta manera, la sucesión de los acontecimientos se encuentra registrada en los depósitos de la cubeta y en las escarpas de erosión de esta laguna, así como en otras tantas de la cuenca, lo que refleja los significativos cambios climáticos que han acaecido en la cuenca del río Salado durante los últimos decenas de miles de años. En ese lapso, sobre el sustrato de la Formación Ensenada se produjeron cinco episodios de clima seco (ES5-ES1) que abarcan desde la Formación Buenos Aires hasta la Pequeña Edad de Hielo y otros tantos de clima húmedo (EH5-EH1) posbonaerenses que incluye al tiempo húmedo actual.

El registro de los episodios de clima húmedo en las lagunas de la cuenca del río Salado está representado por cinco depósitos de relleno (cuatro paleoambientes acuáticos y los de los ambientes actuales), cuatro paleosuelos (S4-S1) y el suelo actual (S0). En la laguna Lobos se hallan los cinco depósitos acuáticos y en los afloramientos los paleosuelos de las etapas pedogénicas S4, S1 y el S0 del suelo actual. Este conjunto sedimentario se corresponde con las siguientes unidades lito y pedoestratigráficas de edad decreciente: Fm. Luján, Miembro La Chumbiada y el Geosuelo Sin Nombre, que representan la etapa húmeda EH5 y la pedogénica S4 del Pleistoceno tardío; Fm. Luján, Miembro Lobos el EH4 del Pleistoceno tardío-tardío; Fm. Luján, Miembro Río Salado el EH3 o Hypsithermal del Holoceno temprano a medio; Fm. Luján, Miembro Monte y el Geosuelo Puesto Berrondo, que se corresponden con el EH2 y el S1 o Máximo Medieval y el Aluvio reciente a la etapa EH1 y al S0 del suelo actual. Los paleosuelos ausentes en el área corresponden a las etapas pedogénicas S3 (Geosuelo La Horqueta) y S2 (Geosuelo Puesto Callejón Viejo). El S3, posiblemente por erosión y el S2, directamente por ausencia en la región del material madre generatriz.

Las etapas de clima seco quedaron materializadas en depósitos eólicos intra y extra-cuencales, los que, según Iriondo & Kröhlhing (1995) se corresponden con las fases eólicas de dunas/loess D5-L5 a D1-L1, representadas por las Formaciones Buenos Aires y La Postrera I a IV, de las cuales está ausente en la laguna la Fm. La Postrera II. De esta manera, la Fm. Buenos Aires representaría el D5-L5 del Pleistoceno tardío, la Fm. La Postrera I al D4-L4 o Máximo Glacial, La Postrera II al D3-L3 del Pleistoceno final al Holoceno temprano, La Postrera III al D2-L2 del Holoceno medio a tardío y La Postrera IV al D1-L1 o Pequeña Edad de Hielo. Es de señalar que la repetida precipitación de yeso intrasedimentario y carbonatos en el lecho lagunar en tres de los cuatro miembros de la Fm. Luján, es una evidencia más de los fenómenos paleoclimáticos que afectaron la región pampeana del Pleistoceno tardío al presente.

Cabe destacar que los fenómenos de biostasia y rexistasia del Pleistoceno tardío al presente no se han restringido a la cuenca del río Salado de Buenos Aires, sino que han abarcado toda la región pampeana y áreas vecinas. Sin embargo, en esta cuenca solamente la Fm. La Postrera IV constituye un depósito mantiforme de distribución regional, que no sobrepasa 1 m de espesor, cuyos sedimentos fueron aportados mayormente por los vientos del S-SO; en cambio, los restantes integrantes de esta formación (La Postrera I a III) se componen de unidades discontinuas de origen local, situadas en los bordes de sotavento y zonas alledañas de las cubetas de deflación generatrices y eventualmente como depósitos intracuencales.

Agradecimientos

Nuestro reconocimiento al Municipio de Lobos por la ayuda en las tareas de campo, al Municipio de Monte por el préstamo del equipo de perforación, a la Lic. Geol. María L. Mormeneo por la realización de los análisis texturales de sedimentos, al Ing. Jorge Giménez del Instituto de Geomorfología y Suelos (Facultad de Ciencias Naturales y Museo) por la corrección del Abstract y a los revisores por las valiosas sugerencias que permitieron mejorar esta presentación.

Bibliografía

- Ameghino, F. (1884) "Excursiones geológicas y paleontológicas en la provincia de Buenos Aires". *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 6, pp. 161-257.
- Ameghino, F. (1889) "Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina". *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Actas* 6: 1028 pp.
- Anadón, P. (1989) "Los lagos salinos interiores con faunas de afinidad marina del Cenozoico de la Península Ibérica". *Acta Geológica Hispánica* 24 (2), pp. 83-102.
- Azara, Félix de. (1837) *Diario de un Reconocimiento de las Guardias y Fortines que guarnecen la Línea de Frontera de Buenos Aires, para ensancharla*. En: Colección de Angelis: Obras y Documentos. Imprenta Del Estado, Buenos Aires, 66 pp.
- Bidart, S. (1996) "Sedimentological study of aeolian soil parent materials in the Río Sauce Grande basin, Buenos Aires Province, Argentina". *Catena* 27, pp. 191-207.
- Bidegain, J. (1998) "New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernández-Gorina Quarries, north-west of the city of La Plata, Buenos Aires Province, Argentina". *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11/12, pp. 207- 229.
- Bidegain, J., Terminiello, L., Rico, Y., Mercedes, R. & Aragón, E. (2004) Mineralogía magnética en la transición Brunhes-Matuyama. Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59, pp. 193-199.
- Bidegain, J., Osterrieth, M., Van Velzen, A. & Rico, Y. (2005) Geología y registros magnéticos entre el arroyo La Tapera y Santa Clara del Mar, Mar del Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, pp. 599-604.
- Blasi, A. & Dangavs, N. (1992) "Sedimentos actuales de la laguna Lobos, Buenos Aires, Argentina". *4ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas* 2, pp. 167-174. La Plata.
- Bobbio, M., Devincenzi, S., Orgeira, M. & Valencio, D. (1986) "La magnetoestratigrafía del "Ensenadense" y "Bonaerense" de la ciudad de La Plata (excavación del nuevo Teatro Argentino): Significado geológico". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41, pp. 7-21.
- Bowler, J. (1973) "Clay dunes: Their occurrence, formation and environmental significance". *Earth- Science Reviews* 9, pp. 315-338.
- Braun, H., Christi, M., Rahmsdorf, S., Ganopolski, A., Mangini, A., Kubatzki, C., Roth, K. & Kromer, B. (2005) "Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in coupled model". *Nature* 438, pp. 208-211.
- Cann, J. & De Deckker, P. (1981) "Fossil Quaternary and living Foraminifera from athalassic saline lakes, South Australia". *Journal of Paleontology* 55, pp. 660-670.
- Carbonari, J., Huarte, R. & Figini, A. (1992) "Miembro Guerrero, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires) edades ^{14}C ". *3ª Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas*: pp. 245-247. La Plata.
- Carver, R. (ed.) (1971) *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley, New York. 653 pp.
- Castellanos, A. (1918) "Observaciones preliminares sobre el Pleistoceno de la provincia de Córdoba". *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 23, pp. 232-254.
- Cooke, R. & Warren, A. (1973) *Geomorphology in deserts*. University of California Press, Berkeley. 294 pp.
- Cooke, R., Warren, A. & Goudie, A. (1993) *Deserts geomorphology*. UCL Press, London. 526 pp.
- Dangavs, N. (1979) "Presencia de dunas de arcillas fósiles en la Pampa Deprimida". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34, pp. 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 minerales de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio del 16º Congreso Geológico Argentino*, pp. 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". *16º Congreso Geológico Argentino, Actas* 4, pp. 115-122. La Plata
- Dangavs, N. (2005c) "Los depósitos de yeso intrasedimentario del arroyo Cañada del Toro, Lobos provincia de Buenos Aires". *8º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas*, pp. 11-18. Buenos Aires.
- Dangavs, N. (2009a) "Los paleoambientes cuaternarios del arroyo La Horqueta, Chascomús, Buenos Aires". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64, pp. 249-262.

- Dangavs, N. (2009b) "Paleolimnología de las lagunas periódicas (secas) Esquivel, del Medio y El Espartillar, Chascomús, Buenos Aires". 4º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Resúmenes 265 y Actas CD, pp. 290-299. La Plata.
- Dangavs, N. (2009c) "Estratigrafía pleistocena tardía-holocena y paleolimnología de la laguna Chis Chis, Chascomús, Buenos Aires, Argentina". 4º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Resúmenes 266 y Actas CD, pp. 300-309. La Plata.
- Dangavs, N. & Blasi, A. (1992a) "Presencia de yeso en Lobos, Buenos Aires, Argentina". *Revista del Museo de La Plata, (Nueva Serie), Sección Geología* 11, pp.17-32. <https://publicaciones.fcnym.unlp.edu.ar/rmlp/article/view/2098>
- Dangavs, N. & Blasi, A. (1992b) "Formación Lobos, nueva unidad estratigráfica de la cuenca del río Salado de la provincia de Buenos Aires". *Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses Actas*, pp. 17-23. La Plata.
- Dangavs, N. & Blasi, A. (1994) "Quaternary ontogeny of a pampean "laguna". Sedimentological and biological characteristics of Lobos Lake sediments, Argentina". *Journal of Paleolimnology* 10, pp. 59-66.
- Dangavs, N. & Blasi, A. (2002) "Los depósitos de yeso intrasedimentario del arroyo El Siasgo, partidos de Monte y General Paz, Provincia de Buenos Aires". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57, pp. 315-327.
- Dangavs, N. & Blasi, A. (2003) "El Miembro Lobos de la Formación Luján: Cambio de rango de la Formación Lobos, unidad estratigráfica del Pleistoceno superior de la cuenca del río Salado de la provincia de Buenos Aires". 2º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas, pp. 67-74. San Miguel de Tucumán.
- Dangavs, N. & Mormeneo, M. (2006) "Geolimnología y paleolimnología de la laguna Lacombe, Chascomús, provincia de Buenos Aires". 3^{er} Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 2, pp. 919-932, Córdoba.
- Dangavs, N. & Mormeneo, M. (2012) "Geolimnología y paleolimnología de la laguna Adela, Chascomús, provincia de Buenos Aires, Argentina". *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 13, pp. 1-26. <https://publicaciones.fcnym.unlp.edu.ar/rmlp/issue/view/848>
- Dangavs, N. & Pierrard, L. (2001) "Paleolimnología del "Bajo de Ybarra" Arroyo Poronguitos, General Belgrano, provincia de Buenos Aires, República Argentina". 11º Congreso Latinoamericano de Geología, Montevideo, Uruguay. Resúmenes: 10-5 y Actas en CD.
- Dangavs, N. & Pierrard, L. (2013) "Paleolimnología de la Laguna del Monte, San Miguel del Monte, provincia de Buenos Aires". *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70, pp. 128-143.
- Dangavs, N. & Reynaldi, J. (2008) "Paleolimnología de la laguna Cerrillo del Medio, Monte, Provincia de Buenos Aires". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, pp. 29-42.
- Dangavs, N., Blasi, A., Mormeneo, M., Gaillard, M. & Burakowski, R. (1990) *Estudio geológico de la laguna de Lobos, Buenos Aires*. CISAUA. Ministerio de Asuntos Agrarios. La Plata. 87 pp.
- Dangavs, N., Pierrard, L. & Reynaldi, J. (2003) "Paleolimnología del río Salado entre los meridianos 58° y 60°, provincia de Buenos Aires". 2º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas, pp.75-86. San Miguel de Tucumán.
- De Deckker, P. (1988) "Biological and Sedimentary facies of Australian salt lakes". *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 62, pp. 237-270.
- De Francesco, C. & Blasi, A. (2012) "Redescripción y significado paleoambiental de *Heleobia ameghini* (Doering, 1884), (Gastropoda: Rissooidea) en el Pleistoceno tardío de la provincia de Buenos Aires, Argentina". *Ameghiniana* 49, pp. 17-25.
- Dillon, A. & Rabassa, J. (1985) "Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires): Una nueva unidad estratigráfica del valle del río Salado". 1^{as} Jornadas Geológicas Bonaerenses. Resúmenes, p 27. Tandil.
- Doering, A. (1884) "Estudios hidrognósticos y perforaciones artesianas en la República Argentina". *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 6, pp. 259-340. Córdoba.
- Erhart, H. (1967) *La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie*. 2^e Edition, Masson et Cie, París. 165 pp.
- Fairbridge, Rh. (1972) Climatology of a Glacial Cycle. *Quaternary Research* 2: 283-302.
- Falkner, T. [1774] (1957) *Descripción de la Patagonia y de las partes contiguas de la América del Sur*. Librería Hachette, Buenos Aires. 175 pp.
- Fidalgo, F. (1990) "La Formación La Postrera". *Simposio Internacional sobre Loess. INQUA. Resúmenes Expandidos*, pp. 78 -83. Mar del Plata.
- Fidalgo, F. De Francesco, F. & Colado, U. (1973) "Geología superficial en las hojas Castelli, M. J. Cobo y Monasterio, provincia de Buenos Aires". 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4, pp. 27-39, Carlos Paz.

- Fidalgo, F., De Francesco, F. & Pascual, R. (1975) "Geología superficial de la llanura bonaerense". En: *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires, 6º Congreso Geológico Argentino*, pp. 103-138. Bahía Blanca.
- Figini, A., Fidalgo, F., Huarte, R., Carbonari, J. & Gentile, R. (1995) "Cronología radiocarbónica de los sedimentos de la Formación Luján en el arroyo Tapalqué, provincia de Buenos Aires". *4ªs Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1*, pp. 119-126. Junín.
- Figini, A., Huarte, R., Carbonari, J. & Tonni, E. (1998) "Edades C-14 en el perfil del arroyo Tapalqué, provincia de Buenos Aires. Contribución a la cronología de acontecimientos faunístico-ambientales". *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1*, pp. 27-31. Buenos Aires.
- Figini, A., Carbonari, J. & Huarte, R. (2003) "Geosuelo Puesto Callejón Viejo. Su posición cronológica y relación con eventos paleoclimáticos y paleoambientales". *2º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas*, pp. 93-100. San Miguel de Tucumán.
- Folk, R. (1968) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's. Austin. 170 pp.
- Frenguelli, J. (1957) "Neozoico". En: Geografía de la República Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2, tercera parte*, pp. 1-113. Buenos Aires.
- Fucks, E. & Deschamps, C. (2008) "Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, pp. 326-343.
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. & Figini, A. (2007) "Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la región pampeana". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62, pp. 425-433.
- García, P. (1836) "Diario de la expedición de 1822 a los campos del sur de Buenos Aires". En: Colección de Angelis: Obras y Documentos. Imprenta del Estado, Buenos Aires. 270 pp.
- González, M., Musacchio, E., García, A., Pascual, R. & Corte, A. (1981) "Las líneas de costa pleistocenas de la Salina del Bebedero, San Luis, Argentina". *VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III*, pp. 617- 628. San Luis.
- Goudie, A. (1991) "Pans". *Progress in Physical Geography* 15, pp. 221-237.
- Goudie, A. & Wells, G. (1995) "The nature, distribution and formation of pans in arid zones". *Earth-Science Reviews* 38, pp. 1-69.
- Heinrich, H. (1988) "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years". *Quaternary Research* 2, pp. 142-152.
- Hemming, S. (2004) "Heinrich events: Massive Late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint". *Reviews of Geophysics* 42, pp. 1-43.
- Hudson, J. (1982) "Pyrite in ammonite-bearing shales from the Jurassic of England and Germany". *Sedimentology* 29, pp. 639-667.
- Hutchinson, E. (1957) *A Treatise of Limnology I*. J. Wiley. New York. 1.015 pp.
- Iriondo, M. (1999) "Climatic changes in the South American plains: Record of a continental-scale oscillation". *Quaternary International* 57/58, pp. 93-122.
- Iriondo, M. & Kröhling, D. (1995) "El sistema eólico pampeano". *Comunicaciones Museo Provincial de Ciencias Naturales*, 5, pp.1-68. Santa Fe.
- Iriondo, M. & Kröhling, D. (1996) "Los sedimentos eólicos del Noreste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior)". *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4*, pp. 27- 48.
- Iriondo, M. & Kröhling, 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, pp. 1-23.
- Lehmann-Nitsche, R. (1927) "La caída de ceniza volcánica en la Pampa bonaerense. Un caso observado en 1749 o 1750". *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 30, pp. 309-311.
- Mari, F., Fucks, E., Pisano, F., Huarte, R. & Carbonari, J. (2013) "Cronología radiocarbónica en paleoambientes del Pleistoceno tardío y Holoceno de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires". *Revista del Museo de La Plata, Sección Antropología* 13, pp. 51-58. <https://publicaciones.fcnym.unlp.edu.ar/rmlp/article/view/2212>
- Marfani, R. (1933) "El Cuerpo de Blandengues de la Frontera de Buenos Aires". En: Acuerdos del Extinguido Cabildo de Buenos Aires, Serie III, Tomo 1, pp. 215. *Revista Humanidades* 13. Archivo General de la Nación.
- Márquez Miranda, F. (1932) "Arqueología de la laguna Lobos (Provincia de Buenos Aires)". *25º Congreso Internacional de Americanistas, Actas 2*, pp. 75-112. La Plata.

- Maucha, R. (1932) "Hydrochemische Methoden in der Limnologie". *Die Binnengewässer* 12, pp. 1-173. Stuttgart.
- Nabel, P. (1993) "The Brunhes-Matuyama boundary in Pleistocene sediments of Buenos Aires Province, Argentina". *Quaternary International* 17, pp. 79-85.
- Nabel, P. & Valencio, D. (1981) "La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires: su significado geológico". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36, pp. 7-18.
- Penck, A. (1894) *Morphologie der Erdoberfläche* 2. J. Engelhorn Verlag, Stuttgart. 696 pp.
- Prieto, A., Blasi, A., De Francesco, C. & Fernández, C. (2004) "Environmental history since 11,000 yr B.P. of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Luján River". *Quaternary Research* 62, pp. 146-161.
- Rabassa, J. (1973) "Geología superficial en la Hoja "Sierra de Tandil", provincia de Buenos Aires". *Anales LEMIT, Serie II*-240, pp. 115-160. La Plata.
- Rabassa, J. (1989) "Geología de los depósitos del Pleistoceno Superior y Holoceno en las cabeceras del río Sauce Grande, provincia de Buenos Aires". *Actas I^{as} Jornadas Geológicas Bonaerenses*, pp. 765-790. (Tandil 1985). Bahía Blanca.
- Rabassa, J. (1990) "Late Pleistocene and Holocene loess in the upper Río Sauce Grande Basin, Sierra de la Ventana, Argentina". *Simposio Internacional Sobre Loess. INQUA, Resúmenes Expandidos*, pp. 84-88. Mar del Plata.
- Rahmsdorf, S. (2003) "Timing of abrupt climate change". *Geophysical Research Letters* 30, pp. 10-17.
- Reeves, C. 1968. *Introduction to Paleolimnology*. Developments in Sedimentology 11. Elsevier, Amsterdam. 226 pps.
- Riggi, J., Fidalgo, F., Martínez, O. & Porro, N. (1986) "Geología de los Sedimentos Pampeanos en el partido de La Plata". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41, pp. 316-333.
- Schiller, W. (1934) "Lluvia de ceniza volcánica en el litoral del río de la Plata, caída el 11/12 de abril de 1932". *Notas Preliminares de Museo de La Plata* 3, entrega 1, pp. 89-94.
- Shaw, P. & Thomas, D. (1997) "Playas, pans and salt lakes", pp. 293-318. En: Thomas, D. (Ed.): *Arid zone geomorphology. Processes, form and change in drylands*. Wiley & Sons, Ltd. Chichester, UK.
- Shaw, P. & Bryant, R. (2011) "Pans, playas and salt lakes", pp. 373-401. En: Thomas, D. (Ed.). *Arid zone geom4orphology. Processes, form and change in drylands*. Wiley- Blackwell. Oxford, UK.
- Sly, P. (1978) "Sedimentary processes in lakes", pp. 65-89. En: A. Lerman (Ed.). *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Springer Verlag, New York.
- Tapia, A. (1932) En: Márquez Miranda, F. *Arqueología de la laguna de Lobos (Provincia de Buenos Aires): 78-84. 25º Congreso Internacional de Americanistas, Actas* 2, pp. 75-112. La Plata.
- Teruggi, M. (1984) *Diccionario sedimentológico* 2: Rocas aclásticas y suelos. Ediciones Científicas Argentinas Librart, Buenos Aires. 131 pp.
- Toledo, M. (2005) "Secuencias pleistocenas "lujanenses" en su sección tipo: Primeras dataciones C¹⁴ e implicancias estratigráficas, arqueológicas e históricas, Luján-Jáuregui, provincia de Buenos Aires". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, pp. 417-424.
- Toledo, M. (2011) "El legado lujanense de Ameghino: revisión estratigráfica de los depósitos pleistocenos-holocenos del valle del río Luján en su sección tipo. Registro paleoclimático en la pampa de los estadios OIS 4 al OIS 1". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68, pp. 121-167.
- Tonni, E. & Fidalgo, F. (1978) "Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados". *Ameghiniana* 15, pp. 235-253.
- Tonni, E., Huarte, R., Carbonari, J. & Figini, A. (2003) "New radiocarbon chronology for the Guerrero Member of the Luján Formation (Buenos Aires, Argentina): palaeoclimatic significance". *Quaternary International* 109/110, pp. 45-48.
- Tricart, J. (1954a) "Une forme de relief climatique: les sebkhas". *Révue de Géomorphologie Dynamique* 5, pp. 97-101.
- Tricart, J. (1954b) "Influence des sols salés sur la déflation éolienne en Basse-Mauritanie et dans le Delta du Sénégal". *Révue de Géomorphologie Dynamique* 5, pp. 124-132.
- Tricart, J. (1969) "Actions éoliennes dans la Pampa Deprimida (République Argentine)". *Révue de Géomorphologie Dynamique* 19, pp. 178-189.

- Tricart, J. (1972) "Influence de la géomorphologie sur les sols dans la Pampa Deprimida (Argentine)". *Cahiers ORSTOM, serie Pédologie* 10(2), pp. 153-168.
- Tricart, J. (1973) *Geomorfología de la Pampa Deprimida*. Colección Científica del INTA 12. Buenos Aires. 202 pp.
- Valencio, D. & Orgeira, M. (1983) "La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de Buenos Aires". *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38, pp. 24-33.
- Warren, J. (1982) "The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia". *Sedimentology* 29, pp. 609-637.
- Zárate, M. (2005) "El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires". En: R. de Barrio, R. Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds.): *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio 16º Congreso Geológico Argentino*, pp. 139-158. La Plata.
- Zárate, M. & Blasi, A. (1991) "Late Pleistocene and Holocene eolian deposits of the southeastern Buenos Aires province, Argentina". *Geojournal* 24, pp. 211-220.
- Zárate, M. & Blasi, A. (1993) "Late Pleistocene and Holocene eolian cycle of the southern Buenos Aires province, Argentina". *Quaternary International* 17, pp. 15-20.
- Zárate, M. & Tripaldi, A. (2012) "The aeolian system of central Argentina". *Aeolian Research* 3, pp. 401-417.
- Zárate, M., Kemp, R., Espinosa, M. & Ferrero, L. (2000) "The pedosedimentary and palaeoenvironmental significance of a Holocene alluvial sequence in the southern Pampas, Argentina". *The Holocene* 10, pp. 481-488.