



ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS DEL SECTOR MEDIO E INFERIOR DE LA PAMPA DEPRIMIDA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Geomorphological aspects of the middle and lower sectors of La Pampa Deprimida, Buenos Aires province

Enrique Fucks^{1,3}, Florencia Pisano², Jorge Carbonari³ y Roberto Huarte³

¹Facultad de Ciencias Naturales y Museo y Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata-LATYR, efucks@fcnym.unlp.edu.ar

²CONICET-Universidad Nacional de La Plata.

³LATYR- Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP. CONICET

Abstract: The Llanura Pampeana (Pampean Plains) is a geomorphological realm which is currently dominated by warm and humid climatic conditions, which promote almost exclusively, chemical weathering and fluvio-lacustrine processes. These are very contrasting with those processes developed in previous periods in which arid and semiarid conditions left the most conspicuous records. In the western sector of the Buenos Aires province, the Pampa Arenosa (Sandy Pampa) is developed, where longitudinal, parabolic and blowout, currently stabilized dunes, can be recognized. These features reflect extremely arid conditions. On the Coastal Plain, the littoral area of the Río de la Plata and the Atlantic Ocean, the topography is flat with wide flooded areas formed by lagoons, non-functional tidal channels, littoral barriers and dunes, associated with the post-glacial marine ingression of the Oxygen Isotopic Stage (MSI) 1. In this area, older records of high sea level can be also recognized. Between both areas, the Pampa Deprimida (Depressed Pampa) is developed. This is an elongate NW-SE depression with the Salado river as main collector and a large number of lagoons, some of which are silted. These lagoons are developed in deflation basins generated or re-activated at different times when climatic conditions were more arid. Lunettes are developed mostly on the NE sector. Stratigraphic survey at different sites of the Salado River showed fluvial deposits that ranged from the end of the late Pleistocene to the Holocene, with numerical ages from 13.400 ± 200 14C years BP to 680 ± 60 14C years BP. The origin of the depression of the Salado River is related to a combination of processes, in which physical-chemical weathering and deflation produced the gradual excavation of the landscape. Weathering was localized in some cases, producing deflation basins associated with lunettes. These processes were inhibited when warm-temperate conditions prevailed, triggering the fluvial processes which gradually silted the whole depression. The lagoons developed on the Salado River valley are in process of silting, while those located away from the main valley show minor changes in their shaping because of lesser sedimentary supply.

Keywords: Quaternary, Pampa Deprimida, fluvial deposits, loess.

Resumen: La llanura pampeana constituye un ámbito geomorfológico dominado actualmente por condiciones climáticas cálidas húmedas, que promueven casi exclusivamente procesos de meteorización química y fluvio-lacustres, en un ambiente caracterizado por morfologías generadas en periodos áridos a semiáridos. El objetivo de este trabajo es describir los rasgos geomorfológicos más destacados del sector pampeano en la provincia de Buenos Aires, haciendo hincapié en las formas y procesos intervinientes en la Pampa Deprimida. En la Pampa Arenosa, sector Oeste de la provincia de Buenos Aires, se diferencian dunas longitudinales, parabólicas y hoyos de deflacción en la actualidad estabilizados. En la Planicie Costera se destacan extensos sectores inundables con lagunas, canales de marea afuncionales, cordones litorales y cadenas de dunas, asociadas a la ingesión marina postglacial (MIS 1). La Pampa Deprimida con el río Salado como colector principal presenta, cuencas de deflacción, lunettes y lagunas, algunas de ellas parcial o totalmente colmatadas. Relevamientos estratigráficos realizados en diferentes localidades del río Salado, permiten observar depósitos fluviales que abarcan la parte final del Pleistoceno y todo el Holoceno, con edades que fluctúan entre 13.400 ± 200 años ¹⁴C



AP y 680 ± 60 años ^{14}C AP, indicando que la acción fluvial para la depresión del Salado se habría desarrollado a partir del último máximo glacial.

Palabras clave: Cuaternario, Pampa Deprimida, depósitos fluviales, lagunas, loess.

Fucks, E., Pisano, F., Carbonari, J. y Huarte, R. (2012): Aspectos geomorfológicos del sector medio e inferior de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25 (1-2): 107-118.

La depresión estructural del Salado es una región aulacógena generada en el Mesozoico y asociada a la apertura del océano Atlántico (Introcaso y Ramos, 1984). A partir del Jurásico Tardío diferentes depósitos transgresivos y continentales fueron conformando un paquete sedimentario que en su sector central alcanza los 7000 m de espesor (Cingolani, 2005).

La llanura pampeana representa un ámbito geomorfológico caracterizado por la extrema horizontalidad de su paisaje, respondiendo a las condiciones morfoestructurales y paleoclimáticas que primaron en el Cuaternario Medio y Tardío. En la provincia de Buenos Aires (Fig. 1) existen regiones con particularidades que permiten dividir el territorio en subregiones como Pampa Arenosa, Pampa Ondulada, Pampa Deprimida, Pampa Alta, Pampa Baja, entre otras (Frenguelli, 1950; Fidalgo, 1983), establecidas no sólo por la morfología del paisaje, donde los procesos exógenos son los responsables principales, sino también, respondiendo a la posible influencia de la estructura del basamento cristalino. Si bien este aspecto ha sido mencionado para la cuenca del Salado (Yrigoyen, 1975; Zambrano, 1974), la información de subsuelo indicaría que las secuencias depositadas a partir del Mioceno no han sido falladas, tendiendo la deposición suprayacente (depósitos continentales y marinos) a la horizontalización del paisaje.

Durante el Pleistoceno, relacionado con los diferentes eventos climáticos que llevaron a fluctuaciones marcadas del nivel del mar (Fray y Ewing, 1963; Guilderson *et al.*, 2000), se formaron depósitos litorales de alta y baja energía en la zona costera (Fidalgo *et al.*, 1973a; Parker *et al.*, 1990; Codignotto y Aguirre, 1993; Schnack *et al.*, 2005; Fucks *et al.*, 2006, 2010) mientras que en el sector continental se acumularon depósitos eólicos, fluviales y lacustres (Tricart, 1973; Fidalgo *et al.*, 1973b; Iriondo, 1990; Zárate, 2003; Dangavs, 2005a).

El predominio de diferentes componentes geológicos genéticamente relacionados a condiciones áridas-semiáridas (cuencas de deflacción, lunettes, loess, dunas, precipitados de yeso, entre otros) indicaría una gran extensión e intensidad bajo estas condiciones climáticas, dejando para la finalización del Pleistoceno y gran parte del Holoceno condiciones más húmedas, representadas por importantes depósitos fluviales, desarrollo de suelos y fluctuaciones positivas de la línea de costa.

Los procesos eólicos que dominaron en condiciones de clima árido a semiárido, generaron un relieve extremadamente llano (pendientes del orden del 0,3%), salpicado por depresiones y elevaciones aisladas y una red de drenaje muy poco desarrollada. En la actualidad, las condiciones templado – húmedas generan en periodos de precipitaciones excesivas la inundación de amplios sectores, traspas-

sando los límites inundables de cursos y lagunas, producto de las exiguas pendientes y una red de drenaje insuficiente.

El objetivo de este trabajo es describir las georformas presentes de la Pampa Deprimida, específicamente en el sector medio e inferior del río Salado. Para este fin, se describen los rasgos geomorfológicos más representativos y las unidades litológicas que los conforman; se aportan además nuevas edades que permiten establecer un marco cronológico de los depósitos fluviales. De este modo se presentan los rasgos geomorfológicos más representativos de este sector de la provincia de Buenos Aires, lo que permitirá servir de marco de referencia para los estudios geológicos, paleontológicos y cronológicos que se están desarrollando en el área.

Metodología

La metodología empleada es la utilizada en los trabajos clásicos de caracterización geológica. Después de un exhaustivo análisis de la bibliografía del área y de la temática en su conjunto, se identificaron y ubicaron diferentes rasgos geomorfológicos, a través de la observación e interpretación de mapas topográficos, fotografías aéreas e imágenes de satélite (Landsat, Spot y QuickBird) a ser reconocidos y caracterizados en los trabajos de campo.

En localidades seleccionadas, se realizaron perfiles estratigráficos de afloramientos naturales y de perforaciones manuales. Se procedió a la descripción macroscópica de los mismos, identificando textura al tacto, consistencia, color, existencia de material cementante y/o nódulos y presencia de estructuras sedimentarias. Se extrajeron muestras de cada unidad litológica individualizada para realizar análisis sedimentológicos, paleobiológicos y determinaciones cronológicas.

Para la obtención de edades radiocarbónicas se empleó el contenido de Materia Orgánica Total (MOT) extraído de diferentes paleosuelos y valvas de moluscos de los sedimentos fluvio lacustres portadores.

Los análisis radiocarbónicos fueron llevados a cabo en el LATYR – CIG. El protocolo de tratamiento para Materia Orgánica de sedimentos y suelos comprende la separación de la muestra por tamización en ASTM n°18 de elementos extraños. Alrededor de 1kg de tamizado es colocado en un recipiente con 1,5 litros de solución de CIMg (=1,1) separando por flotación el sobrenadante. La solución es lavada y centrifugada repetidas veces hasta pH= 7. El sólido es secado en estufa eléctrica y molido en forma grosera para su posterior quemado y transformación a benceno (Huarte y Figini, 1988). Las valvas de moluscos son separadas del sedimento por lavado con agua sobre tamiz ASTM n° 20 y posteriormente sometidas a ultrasonido para

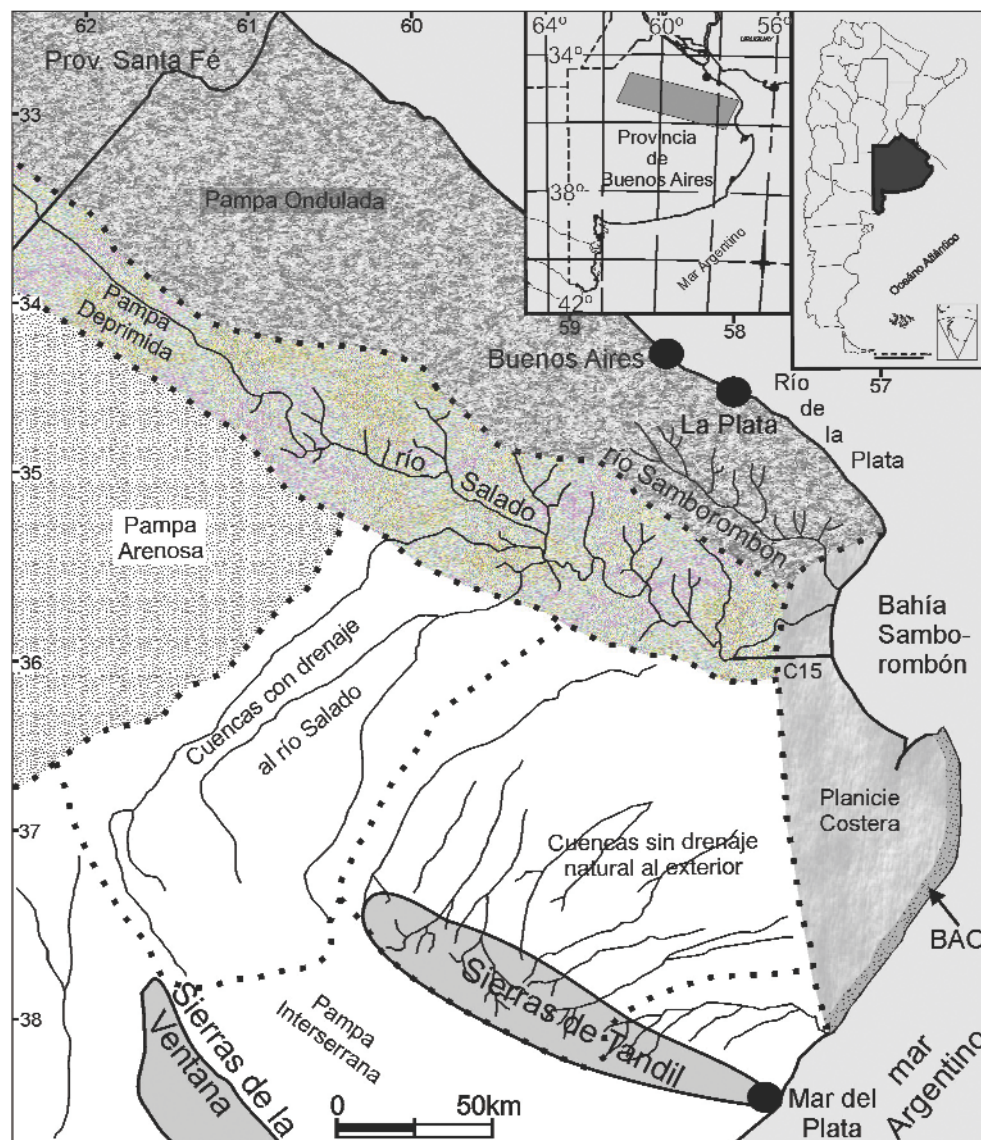


Fig. 1.- Ubicación del área y regiones morfológicas en el área de influencia.

quitar los restos de material adherido. Los especímenes son luego tratados con sol HCl para eliminar el 20% p/p de su carbonato superficial. La muestra seca es transformada en benceno. La medición de la actividad se realiza por espectrometría de centelleo líquido con Packard 3170 TR/SL y Packard Tricarb1050TR/LL. Las edades son expresadas en años radiocarbónicos convencionales AP según Stuiver & Polach (1977).

Clima actual e histórico

En la actualidad, el régimen climático de la región varía de E a O presentándose la zona litoral con un clima templado húmedo (Cfa) (Kottek *et al.*, 2006) en respuesta a precipitaciones del orden de los 1000 mm anuales, concentrándose las máximas en verano y otoño (56%) y la mínima en invierno (con el 18%), siendo marzo el mes más lluvioso con el 10 % del total y junio el menor, acumulando sólo el 5%. Las temperaturas medias anuales son del orden de los 16 °C, enero es el mes más caluroso con 23 °C y julio el más frío, con 10 °C aproximadamente (Servicio Meteorológico Nacional, estadísticas climáticas, 1951-2000)

La red meteorológica en la región sólo abarca los últimos 100 años y existen intervalos sin información; para los siglos anteriores las referencias corresponden a datos aislados e imprecisos, asociados a Actas de Cabildos y relatos de viajeros, investigadores, cronistas y de la población en general.

De acuerdo a estos, los siglos XVI y XVII se presentan con períodos principalmente secos a muy secos, registrándose una gran seca durante los años 1695 y 1698-99, restringiéndose los años lluviosos a 1573 y 1636 (Oliver, 1959; Moncaut, 2001). Los datos presentados por Deschamps *et al.*, (2003) son congruentes, concluyendo que desde 1574 hasta 1842 hubo 98 años de sequías (36%) y sólo 15 años de inundaciones (5%), los restantes corresponden a años con precipitaciones normales.

En el siglo XVIII la información con la que se cuenta es mayor y el registro se hace más continuo. En los comienzos de dicho siglo y hasta 1715 continúa la gran seca que castigaba la región, con grandes sequías que se registran también entre 1747-48, 1771 y 1781. Se concluye que 44 años fueron azotados por condiciones secas a muy secas, desarrollándose por el contrario sólo 11 años con excesos de

agua y sólo una inundación fue reconocida en el año 1751 (Oliver, 1959; Moncaut, 2001).

Durante los siglos XIX y XX, las condiciones cambiaron y las lluvias e inundaciones se hicieron más frecuentes (Ameghino, 1886), reconociéndose al menos 12 episodios de inundaciones, siendo la de 1883-84 la que afectó con mayor intensidad a la cuenca del río Salado (Ameghino, 1886). En comparación con el siglo anterior, la cantidad de años afectados por períodos secos fue menor. De todos modos cabe destacar dos momentos importantes en donde esta condición primó. Desde 1801 y hasta comienzos de 1810 sucedieron 10 años de sequía casi constantes; la segunda ocurrió entre los años 1827 y 1832, y fue denominada “la Gran Seca” por el naturalista Charles Darwin en su viaje por esta región.

Mouncaut (2001) sólo reconoce tres episodios secos: durante 1910, año en el cual la laguna de Chascomús se secó por completo (Oliver, 1959; Dangavs, 2005b), el segundo en 1957 y entre los años 1996-97; los demás datos corresponden todos a períodos de excesos hídricos o de condiciones normales; Oliver (1959) concluye que las secas son cada vez más pronunciadas a causa de la realización de la red de canales construidos a comienzos del 1900.

Si bien están registrados episodios de inundación en los años 1900, 1915, 1919, 1930, es a partir de 1970 que se instala un período húmedo más continuo, presentándose numerosas inundaciones en los años 1977-1978, 1984-1987, 1991-1993 y 1997-1998 y 2000, sobresaliendo la de 1980 que fue denominada como la “más importante” del siglo en la región.

Según Scarpati (2010), los eventos húmedos más importantes en la cuenca del río Salado de los últimos 50 años ocurrieron entre 1979 y 1988. A modo de conclusión, Deschamps *et al.* (2003) reconocen que desde 1842 y hasta 1997 hubo 16 años de sequías (10%) frente a 39 años con excesos hídricos (25%).

Si bien desde la existencia de estadísticas climáticas podemos establecer con certidumbre las condiciones climáticas en la región, la información antecedente indicaría condiciones más áridas para las primeras etapas de colonización, las que podrían corresponder al evento climático global conocido como Pequeña Edad de Hielo y que ocurrió entre aproximadamente 1450 y 1850 AD a partir del cual le sucedió un período más húmedo.

Geología local

Los depósitos que caracterizan a la región pampeana debido a su distribución y espesor, han recibido gran cantidad de denominaciones y con diferentes connotaciones estratigráficas: Formación Pampeano, Formación Pampeano, Formación Pampeana, Grupo Pampa, Sedimentos Pampeanos; Formaciones Ensenada y Buenos Aires; Chapalmalense, Ensenadense, Bonaerense y Formación Tezanos Pinto entre las más reconocidas a nivel regional. En general todas ellas se refieren a los limos castaños asociados a loess y loess retransportado con concreciones de carbonato de calcio, atribuidos al Plioceno Superior-Pleistoceno, siendo portadores de fauna de megamamíferos

extinguidos. Su distribución abarca la llanura Chaco Pampeana y parte de países limítrofes (Ameghino 1886; Teruggi, 1957; González Bonorino, 1965; Fidalgo 1973; Riggi *et al.*, 1986; Sayazo, 1995; Iriondo, 1990, 1999; Zárate, 2003; Fucks y Deschamps, 2008, entre otros).

Las características litológicas y morfológicas de estos sedimentos, que alcanzan los 100 m de potencia y se presentan de forma llana en el paisaje, se asocian a condiciones de ambientes desarrollados bajo un clima árido – semiárido, reconociéndose dentro de ellos, paleosuelos, secuencias fluviales y cambios faunísticos en respuesta a condiciones de clima con mayor participación de humedad (González Bonorino, 1965; Tonni y Fidalgo, 1978; Teruggi e Imbellone, 1987; Kemp *et al.*, 2006; Fucks y Deschamps, 2008, entre otros).

Características geomorfológicas

La cuenca del río Salado tiene sus nacientes al S de la provincia de Santa Fé, extendiéndose de NO-SE a lo largo de unos 650 km. Presenta forma alargada, recibiendo el aporte de numerosos tributarios y canales artificiales fundamentalmente desde su margen derecha. A lo largo de su recorrido atraviesa una gran cantidad de ambientes geomorfológicos; en las cabeceras depósitos dunares constituyen las morfologías más características. En el sector medio predominan las lagunas, paleolagunas y llanura de inundación; para finalizar en un ambiente litoral relacionado con la trasgresión holocena.

Desde el punto de vista regional, la forma llana que presenta la pampa responde a procesos eólicos, tanto erosivos como aquellos relacionados con la acumulación mantiforme de los sedimentos eólicos de la Fm. Pampeano (González Bonorino, 1965). Sobre estos sedimentos han actuado otros procesos exógenos en respuesta a los cambios climáticos, conformando morfologías de diferentes rangos y diversidad, que permiten separarlas en diversas unidades geomorfológicas, como: Pampa Arenosa, Planicie Costera y Pampa Deprimida, que son descritas a continuación.

Pampa Arenosa

Esta región de génesis eólica se presenta como una cuña en el O de la provincia de Buenos Aires, representando una porción del llamado Mar de Arena Pampeano (Iriondo, 1990) actualmente no funcional y está compuesta por una serie de geoformas de acumulación y de erosión.

Dunas Longitudinales: Cordones constituídos por dunas lineales simples (Livingstone y Warren, 1996) con dirección SSO- NNE en el sector sur para ir trazando un arco convexo hacia el este y ubicarse N-S en el norte. Estas dunas presentan un extraordinario paralelismo, con longitudes del orden de los 100 km y anchos que varían entre 1-2,5 km y separadas por corredores deprimidos de 1-1,5 km. Presentan una muy buena definición, sobretudo cuando los sectores interdunas se hallan inundados. Estas morfologías son perpendiculares a la dirección del escurrimiento regional lo que ocasiona, en períodos de precipitaciones ex-

traordinarias, dificultades en el drenaje e inundaciones generalizadas en la zona (Fig. 2).

Las dunas de arena constituyen excelentes registros geomorfológicos de procesos eólicos pasados. Su forma, si no es alterada por cambios en la topografía, resistencia (cambio en las condiciones del depósito) o vegetación, depende de condiciones locales de energía y dirección del viento y disponibilidad de arena (Bagnold, 1941; Cooke *et al.*, 1993; Pye y Tsoar, 1990).

En el sector sur del área, estas geoformas se habrían formado con vientos provenientes del SSE y O, cambiando hacia el norte paulatinamente a vientos del SE y SO o por una mayor predominancia de vientos del SE, haciendo que la componente sea hacia el N (Fig. 2).

Se considera que cuando los vientos tienen dos direcciones dominantes se desarrollan dunas con crestas lineales, cuya orientación puede ser perpendicular, oblicua o paralela a la dirección de transporte de arena (Cooke *et al.*, 1993; Pye y Tsoar, 1990). Los vientos que presentan ángulos $\geq 90^\circ$ dan como resultados crestas rectas, que pueden progredir decenas de kilómetros paralelas a la dirección

media de transporte (Reffet *et al.*, 2010). Esto apoya la idea de que ningún flujo secundario es necesario para explicar la génesis de dunas longitudinales (Cooke *et al.*, 1993; Pye y Tsoar, 1990).

Estudios estratigráficos de estos depósitos arenosos han permitido reconocer 4 unidades litoestratigráficas y 3 pedoestratigráficas, lo que estarían indicando la ciclicidad en el movimiento y estabilización de estas morfologías (Dillon *et al.*, 1985). En la provincia de La Pampa han sido denominados como Fm. Meaucó (Giai, 1975) de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno con intercalaciones de facies lacustres y paleosuelos comparables con molisoles, que sugieren condiciones de humedad más benignas que las actuales (Giai *et al.*, 2008).

Dunas Parabólicas: Las dunas longitudinales gradan hacia el E a dunas parabólicas, en general con uno de sus brazos más desarrollado. Su desplazamiento fue de SO al NE, presentando dimensiones de aproximadamente 4 km de ancho (Fig. 3). En la mayoría de los casos estas morfologías se asocian a hoyos de deflacción, los cuales presen-



Fig. 2.- Imagen QuickBird de las dunas longitudinales del mar de arena pampeano (35°38'S/61°45'O).



Fig. 3.- Imagen QuickBird de las dunas parabólicas y hoyos de deflacción (35°38'45''S/60°22'30''O).

tan formas redondeadas y alargadas, que actualmente son ocupados por lagunas, generando la unión de las mismas incipientes líneas de escurrimiento. En la mayoría de estos casos se han realizado canalizaciones a fin de mejorar el drenaje hacia los cursos más cercanos.

Factores como la vegetación, inundaciones periódicas y niveles freáticos altos pueden influir en la formación de estos rasgos, pero también una disminución en la provisión de arenas puede incrementar la estabilización por aumento de la vegetación a pesar de la disminución del contenido de humedad, indicándonos que el clima no es el único control sobre su actividad (Hugenholtz, 2010).

En la actualidad tanto las dunas como los hoyos de deflación son afuncionales, estando los primeros totalmente vegetados y los segundos ocupados por agua, cuyo contenido varía de acuerdo a las precipitaciones. En periodos prolongados de sequía se ha producido parcialmente la reactivación de los procesos eólicos, tanto de las dunas como en los hoyos de deflación, indicándonos el elevado grado de fragilidad de este ambiente ante cambios climáticos de mayor grado.

Hoyos de deflación: Estas morfologías se desarrollan en depósitos de arena situados en diferentes latitudes, desde climas tropicales hasta zonas árticas (Hesp, 2002) y son especialmente comunes en los campos de dunas estabilizados por vegetación (Livingstone y Warren, 1996). En la zona de estudio se observan con diferentes formas y tamaños, desde los 100 m hasta los 2 km de diámetro, de formas circulares y alargadas que llegan a medir hasta 8 km de longitud.

Estas depresiones son muy dinámicas y pueden sufrir cambios significativos en cortos periodos de tiempo (Jungerius y van der Meulen, 1989; Gares, 1992).

Planicie Costera

Gran parte de toda la zona costera, tanto del litoral atlántico como del Río de la Plata, se vio ocupada como

mínimo por dos episodios eustáticos de mar alto (Schnack *et al.*, 2005). Durante el evento transgresivo del Pleistoceno Tardío (MIS 5e) la línea de costa alcanzó en el área una altura relativa del orden de los 6 m snm (Islas *et al.*, 2000; Fucks *et al.*, 2010), dejando en el terreno depósitos de variada composición acuñados en los depósitos de loess.

La transgresión del MIS 1 es la que dejó los rasgos más perceptibles en el paisaje, asociados a llanuras de mareas y cordones litorales compuestos por sedimentos fangosos, arenosos y restos orgánicos (Fucks *et al.*, 2010; Aguirre *et al.*, 2011). El ambiente es de topografía llana donde sobresalen extensos sectores inundables, representados por lagunas y canales de mareas afuncionales, resaltando en el paisaje los cordones litorales alargados y paralelos a la costa actual y cuerpos medanosos irregulares. Algunas de las depresiones han sido generadas por deflación, evidenciando periodos áridos posteriores al máximo térmico del Holoceno (Tricart, 1973)

Al S, la costa actual del litoral Atlántico (Fig. 1) está representada por la Barrera Arenosa Oriental (BAO), la cual se encuentra asociada a una barrera que prograda hacia el N dejando a sus espaldas extensas llanuras mareales (Parker *et al.*, 1990).

Un perfil a lo largo del canal 15 (C15- centro de la Bahía de Samborombón) muestra las unidades geomorfológicas y litoestratigráficas del ambiente marino donde pueden observarse las dos unidades más recientes, denominadas Fm. Puente de Pascua y Fm. Canal de las Escobas (Fidalgo *et al.*, 1973a; Fucks *et al.*, 2010) (Fig. 4).

Pampa Deprimida

Este sector (Fidalgo, 1983) corresponde a lo que Frenaguelli (1950) denominó área Pampásica deprimida o central, representada por una depresión alargada con orientación NO-SE en el centro de la provincia de Buenos Aires (Fig. 1). Tiene como colector principal al río Salado con ~ 650 km de longitud, el cual escurre hacia la Bahía de

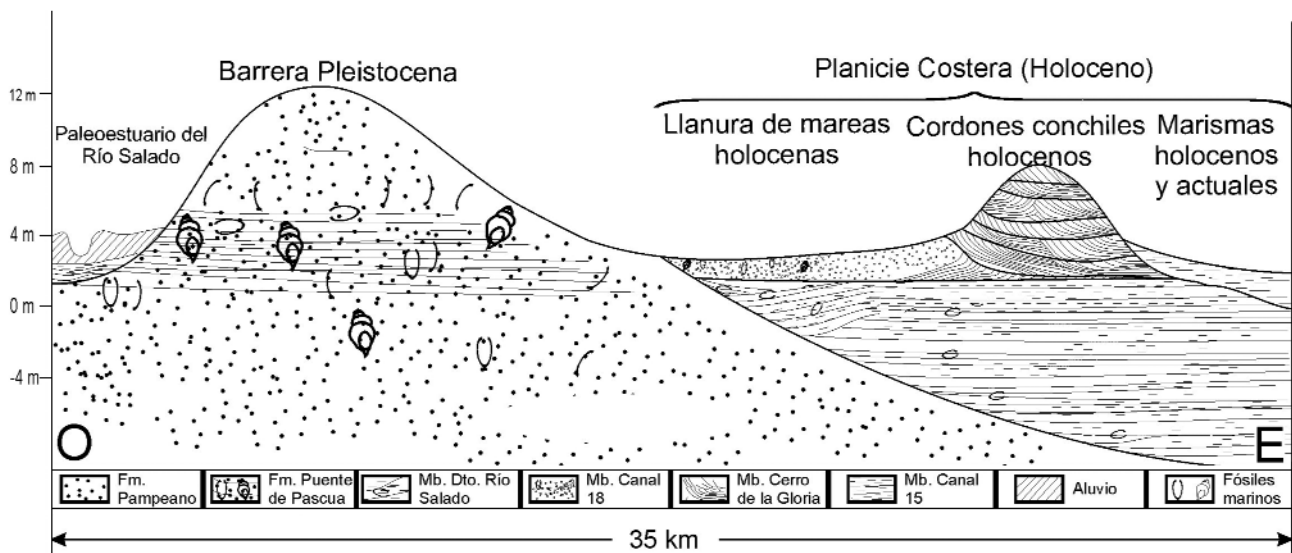


Fig. 4.- Perfil geológico a lo largo del canal 15 exagerado verticalmente (tomado de Fucks *et al.* 2010).

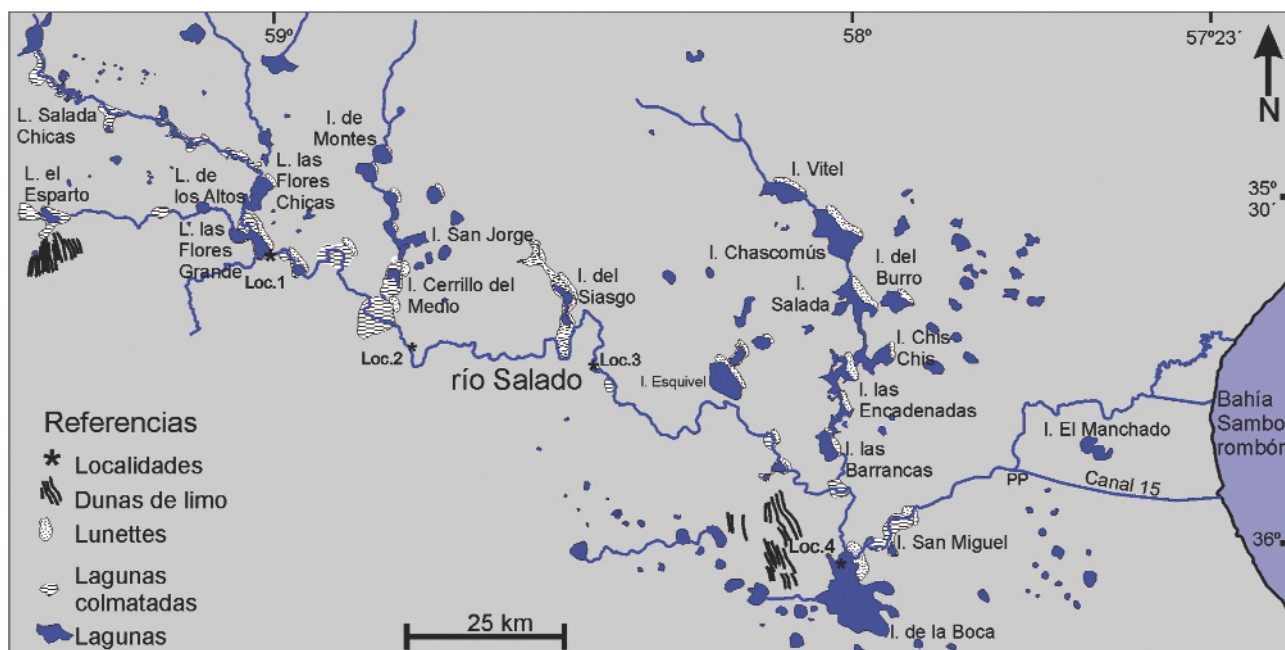


Fig. 5.- Red de drenaje del sector inferior y medio de la depresión del Salado, rasgos geomórficos asociados y localidades relevantes.

Samborombón; presenta un diseño sinuoso, llegando en ocasiones a desarrollar meandros. Además del curso principal y sus tributarios, caracterizan al sector la gran cantidad de lagunas ubicadas directamente a lo largo del cauce, sobre sus afluentes o aisladas totalmente de la red de drenaje (Fig. 5).

Cuencas de deflacción: En la depresión del Salado se han desarrollado innumerables depresiones, de formas y tamaños muy variables, generadas por procesos de deflacción. Formas con una génesis similar han sido definidas como playas, representando depresiones cerradas, libres de vegetación en zonas áridas y semiáridas, cuyo fondo plano está sujeto a inundaciones periódicas o esporádicas y a la precipitación de sales por evaporación (Gutiérrez Elorza *et al.*, 2005). Son comunes en numerosas regiones del mundo, produciéndose por debajo de las isoyeta de 500 mm (Goudie y Wells, 1995).

La distribución de estas depresiones labradas sobre los sedimentos loessicos de la Fm. Pampeano se producen en prácticamente toda la depresión del Salado, asociadas o no a los cursos de agua. Muchas de éstas están ocupadas por lagunas de manera casi permanente, pueden presentar centenares de metros de diámetro o ser más pequeñas, muchas no superan los 0,50 m de profundidad, pueden ser bien individualizadas, principalmente, cuando están ocupadas por agua.

La presencia de yeso en capas continuas y en rosetas dispuestas de manera intrasedimentaria, indicaría la alternancia de periodos secos y húmedos y también, el carácter influente-efluente de acuerdo a las condiciones climáticas en las que se desarrollaron (Rosen, 1994; Yechieli y Word, 2002; Dangavs y Blasi, 2002),

La formación de estas cuencas de deflacción esta asociada a un conjunto de procesos. La movilización de las

partículas en las playas es favorecida por procesos tales como la erosión de los sedimentos de la parte inferior, o la precipitación de sales. La eflorescencia salina frecuente, asociada a grietas de desecación, contribuye a la generación de partículas sueltas por haloclastia. Estas sales causan la peletización de las partículas de arcilla formando agregados que alcanzan el tamaño necesario, limo y arena, para ser fácilmente desplazados por el viento a través de rodamiento, saltación y suspensión. En consecuencia, la profundización y la ampliación de las playas por procesos de peletización favorecen la deflacción, siendo más eficiente cuanto mayor es el número de ciclos de inundaciones y desecación (Gutiérrez Elorza, 2005). Por el contrario la presencia de agua detiene la eliminación de partículas por el viento (Bowler, 1986).

Lunettes: Son depósitos con forma de media luna (Fig. 5), generados por la deflacción y acumulados en los bordes de las lagunas. Están constituidos por pellets de arcilla castaños claros a amarillentos, floculados en partículas de tamaño arena y limo grueso, que le confieren al sedimento consistencia friable y pseudotextura limo arenosa. Además poseen pequeñas calcretas radiformes, concreciones de hierro-manganeso, cristales de yeso y escasos restos fósiles redepositados (Dangavs, 2005a). Estas acumulaciones de sedimentos se producen durante los periodos secos cuando la deflacción amplía el tamaño de las playas (Goudie y Wells, 1995).

En algunos casos estas morfologías tienen más de 15 m de altura en relación al piso de las lagunas, ubicadas preferentemente en los bordes E y NE. La individualización de varios ciclos erosivos-sedimentarios (Tricart, 1973; Dangavs, 2005a) evidencian la alternancia de las condiciones paleoclimáticas, cuyas intensidades dependieron del tiempo de acción y de lo extremo de éstas.

Si bien han sido identificadas diferentes unidades litológicas que integran los lunettes, la carencia de contenidos fosilíferos autóctonos ha imposibilitado el establecimiento de edades numéricas por ^{14}C . A pesar de ello, y en función de las edades de las unidades depositadas dentro de las lagunas, podríamos asociar la mayoría de los lunettes al Pleistoceno Tardío, relacionados muy probablemente con el máximo de la última glaciación, lo que también ha sido planteado por otros autores (Dangavs, 2005).

Lagunas: Debido a las condiciones templado-húmedas de esta parte de la región pampeana, las cuencas de deflación han sido ocupadas en forma casi permanente por agua, constituyéndose las lagunas en una de las morfologías más características de la Pampa Deprimida. Presentan profundidades escasas (0,5-2 m), controladas esencialmente por los niveles freáticos y las precipitaciones locales. Se encuentran distribuidas a lo largo y ancho de toda la depresión del Salado, con tamaños y formas variables, relacionadas o no a los cursos de agua.

En la zona puede establecerse una secuencia evolutiva de los cuerpos lacustres, que se relacionan directamente

con el tiempo transcurrido, la cantidad de aporte de sedimento, la ubicación, el tamaño y la magnitud de las precipitaciones.

Las lagunas que se encuentran sobre el río Salado (Fig. 5) son afectadas por fuertes procesos de sedimentación, responsables de la colmatación de muchas de ellas. Este u otros cursos menores, desarrollan en las lagunas una fuerte progradación, observándose como la parte subárea de los albardones van internándose gradualmente dentro de las depresiones (Figs. 6A y 6B), inclusive se encuentran incipientes deltas como en la laguna Las Flores. Este progresivo proceso de consolidación de cursos dentro de lagunas puede corroborarse en muchos lugares, con cursos bien definidos con albardones que superan el nivel de las aguas en su entrada al cuerpo de agua, e incipientes canales sin albardones donde salen de ellas. Varios son los aspectos que participan activamente en la configuración de los canales dentro de las lagunas: erosión y acumulación fluvial; cambio climático (en periodos de déficit de agua se estructuran canales dentro de ellas) (Figs. 6A y 6B); descensos del nivel del mar por cambios eustáticos y en la actualidad los trabajos de dragado.

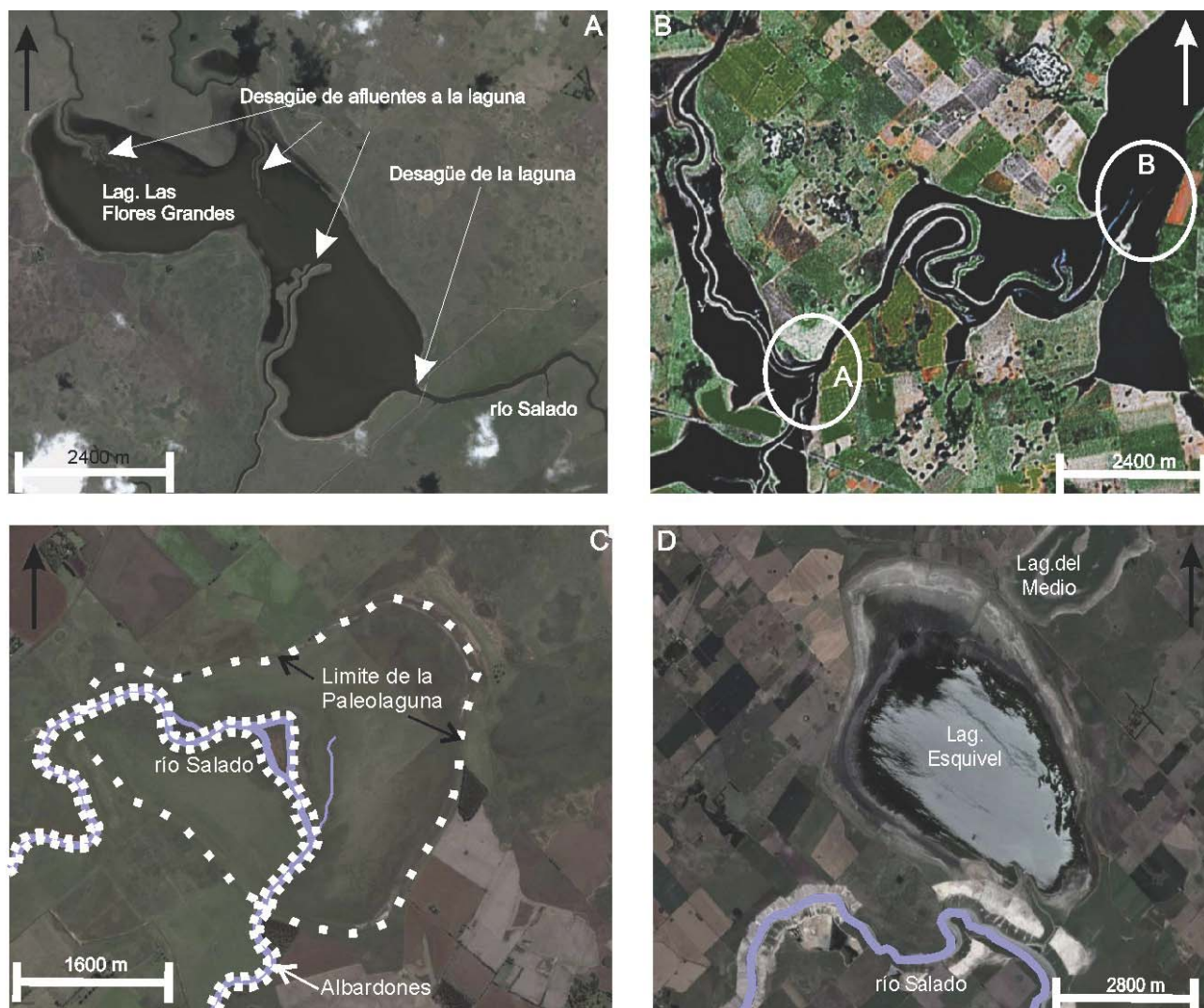


Fig. 6.- Diferentes situaciones de las lagunas y el colector principal (explicación en ítem lagunas). A) $35^{\circ}34'20''\text{S}/59^{\circ}02'00''\text{O}$; B) $36^{\circ}02'35''\text{S}/58^{\circ}00'34''\text{O}$; C) $35^{\circ}35'44''\text{S}/58^{\circ}52'57''\text{O}$; D) $35^{\circ}47'42''\text{S}/58^{\circ}13'20''\text{O}$.

A medida que los cursos se internan dentro de las lagunas, se va generando un canal perfectamente definido por los albardones (Fig. 6B), que van aislándola progresivamente de las aguas del río. Cuando estos cuerpos lacustres están asociados a un afluente importante, se observan cortes en los albardones que indicarían la perturbación del flujo canalizado y/o erosión (sectores A y B de la Fig. 6B) de los mismos.

El proceso de aislamiento de la laguna continúa a medida que los albardones se van consolidando, llegando a su culminación cuando todo el curso atraviesa la laguna. En esta situación, el cuerpo lagunar queda aislado y con tendencia a la colmatación por el aporte sedimentario de los afluentes o del curso principal durante las inundaciones extraordinarias que rebasan los albardones. Estas zonas constituyen lagunas colmatadas o semi colmatadas, con formas tanto redondeadas como alargadas a lo largo del curso (Fig. 6C). El agua que contienen, depende de las precipitaciones y de los niveles freáticos, impidiendo los albardones el drenaje de las mismas, salvo por la existencia de pequeños cortes. Es común observar a lo largo del cauce principal diferentes tipos de paleolagunas. Muchas lagunas colmatadas pueden ser individualizadas por la presencia de diseños meandrosos, observado mayormente en lagunas o paleolagunas y en el ambiente litoral.

Otra es la situación que presentan las lagunas que han quedado aisladas del escurrimiento fluvial principal. Éstas solamente reciben aportes hídricos de afluentes pequeños, siendo su nivel mantenido por las aguas freáticas y las precipitaciones. Esto provoca que los aportes de sedimentos sean muy escasos, permaneciendo con insignificantes cambios en su configuración a lo largo del tiempo (Fig. 6D). Un ejemplo de esto ocurre en el sistema de lagunas encadenadas de Esquivel – El Espartillar - Las Barrancas - Chascomús y Vitel (Fig. 5). Si bien estas lagunas se encuentran relacionadas por cursos de agua, el escaso potencial morfogenético que presentan hace que el escurrimiento sea muy lento y por muy cortas distancias, haciendo que los materiales movilizados sean escasos. Un elemento que no deja de ser menor lo constituye la construcción de una serie de diques de retención en muchas lagunas, los que controlan en gran medida la cantidad de agua almacenada.

Dunas transversales de limo: En sectores limitados o específicos de la depresión del Salado se observan lomadas transversales simétricas de limo (Fig. 7) que constituyen tenues lineaciones con sentido SE-NO, de 150 a 200 m de ancho y 4 km de largo, separadas por depresiones de iguales dimensiones y no superando las alturas relativas los 0,50 m. Estas formas se habrían formado por vientos provenientes del sector SO, los mismos que generaron las cuencas de deflacción, lunettes, dunas parabólicas y los hoyos de deflación, pero dado el reducido suelo desarrollado en ellos y a lo friable de su consistencia, se consideran cronológicamente más jóvenes que los lunettes, y podrían asociarse a alguno de los episodios eólicos reconocidos en el SE de la provincia de Buenos Aires para el Holoceno Tardío (Zárate y Blasi, 1991).

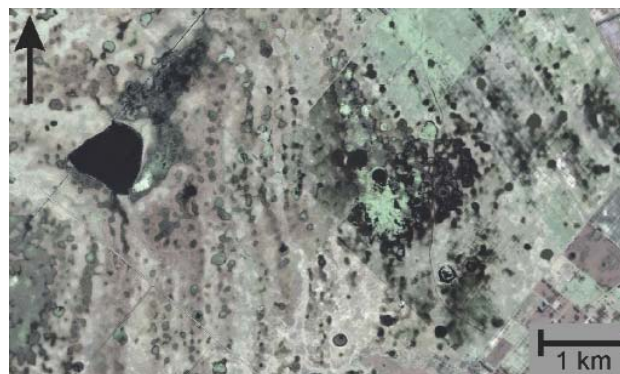


Fig. 7.- Imagen QuickBird de lineaciones transversales de limo ($35^{\circ}34'50''\text{S}/59^{\circ}24'24''\text{O}$).

Cronología de depósitos fluviales

Debido a la gran extensión que presentan los depósitos fluviales en el área de estudio, se han seleccionado 4 localidades ubicadas en sectores con características particulares. En cada una de ellas, se realizaron perfiles a fin de caracterizar las condiciones paleoambientales del área y establecer la cronología de los depósitos.

Localidad 1. Laguna Las Flores ($35^{\circ}35'44,8''\text{S}$ y $58^{\circ}59'55,2''\text{O}$) (Figs. 5 y 8A).

Esta localidad se ubica en el borde E de la laguna Las Flores (Puente Romero) donde se presentan de manera alternada sedimentos eólicos generados por deflacción y sedimentos fluviales, lo que genera un ambiente complejo. Los sedimentos fluviales inferiores corresponden a arcillas limosas plásticas, homogéneas, de colores amarillentos en húmedo a grisáceos en seco, con importantes contenidos de carbonatos de calcio y canales milimétricos vacíos. Sobre material de *Heleobia parchappii* recuperados de estos sedimentos se obtuvo una edad de 8720 ± 100 años $^{14}\text{C A.P}$.

Los sedimentos fluviales superiores están compuestos por arenas y fangos, homogéneos, grises a castaños grisáceos, del que se obtuvieron edades radiocarbónicas de 1.650 ± 80 y 680 ± 60 años $^{14}\text{C A.P}$ realizados sobre *Heleobia parchappii* y *Pomacea canaliculata*, respectivamente. Las secuencias eólicas están compuestas por arenas a arenas limosas, castañas, homogéneas, generadas por deflacción del sector donde actualmente se desarrolla la laguna. Es de destacar la importante cementación con carbonato de calcio que se observa en el material que conforman las unidades fluviales inferiores del borde de la laguna, formando una capa continua, la que hacia abajo a los largo de unos 20 cm se hace pulverulenta.

Localidad 2. Estancia Los Cerrillos ($35^{\circ}44'32''\text{S}$ y $58^{\circ}45'47''\text{O}$) (Figs. 5 y 8B).

En las barrancas de 8 m de altura se observa una secuencia fluvial (5 m) apoyada en discordancia sobre sedimentos loessicos de la Fm. Pampeano. En la base de los depósitos fluviales, representados por limos a arenas limosas, castaños, con estratificación paralela, se desarro-

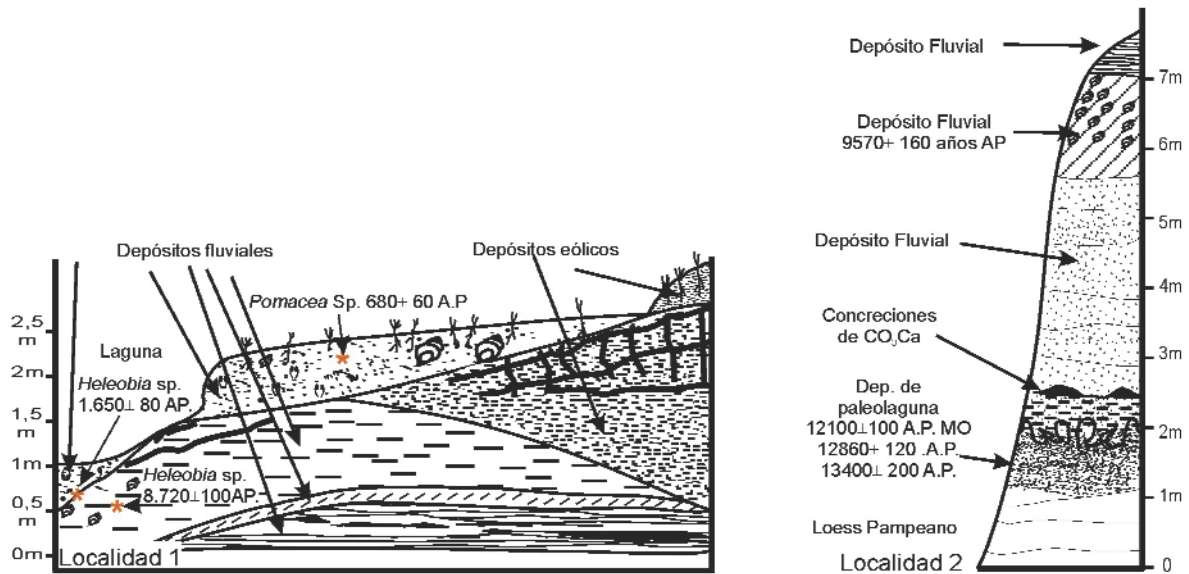


Fig. 8.- Perfiles geológicos de las localidades 1 y 2.

lla un depósito fangoso, de color negro, cubierto por sedimentos arcillosos verdes, de 1 -1,5 m de espesor, de escasa representación areal. De este depósito se recuperaron restos de *Smilodon* sp., *Doedicurus* sp e *Hippidion* sp, de los que se obtuvieron edades de 13.400 ± 200 y 12.860 ± 120 años ^{14}C A.P. para los dos primeros y 12.100 ± 100 sobre M.O (Scanferla *et al*, 2011). En el tope de la secuencia se encuentran sedimentos amarillentos, limo arcillosos, con canales vacíos y moluscos dulceacuícolas (*Heleobia parchappii*) con edades de 9.560 ± 160 años ^{14}C A.P.

Localidad 3. Ciudad de General Belgrano ($35^{\circ}46'11,8''\text{S}$ y $58^{\circ}27'14,9''\text{O}$) (Figs. 5 y 9A).

Geomorfológicamente el sitio se ubica en una depresión prácticamente colmatada. Está representada por una secuencia de 4,25 m de espesor de sedimentos íntegramente fluviales, conformados por diferentes unidades litológicas que varían de arenas castañas en la base, bien estratificadas, con concreciones de yeso intrasedimentario y laminar, a secuencias fangosas, homogéneas a finamente laminadas, amarillo-grisáceas en el techo, con un paleosuelo intercalado en su parte superior. De estas unidades se han obtenido respectivamente edades sobre moluscos del género *Heleobia parchappii* de 11.690 ± 110 y 3.040 ± 70 años ^{14}C A.P. y sobre restos de *Pomacea canaliculata* de 1.240 ± 60 años ^{14}C A.P. Asimismo, en cercanías a esta localidad y en un ambiente con características similares se obtuvieron edades de 8.640 ± 110 años ^{14}C A.P. sobre *Heleobia parchappii*, 4.220 ± 90 y 5.100 ± 100 años ^{14}C A.P. sobre M.O de un paleosuelo, y de los sedimentos más modernos 2.440 ± 70 , 1.770 ± 40 ^{14}C años A.P. sobre *Heleobia* sp. y 1.060 ± 40 ^{14}C años A.P. sobre restos de *Pomacea canaliculata* (Fucks *et al.*, 2007).

Esta secuencia corresponde a sedimentos fluviales de facies de canal y albardón del río Salado, abarcando desde el Pleistoceno Tardío hasta la actualidad con un horizonte pedológico en su parte superior.

Localidad 4. Arroyo San Miguel ($36^{\circ}03'10''\text{S}$ y $58^{\circ}00'23''\text{O}$) (Figs. 5 y 9B).

En el arroyo que comunica la laguna San Lorenzo con el río Salado se observa un afloramiento en cuya base hay sedimentos fluviales areno limosos, de color castaños amarillentos muy bioturbados, con restos malacológicos a partir de los cuales se realizaron dataciones sobre *Heleobia* sp. que dieron 5.610 ± 110 años ^{14}C A.P. Por encima de esta unidad se desarrolló un suelo cuya MO fue datada en 2.580 ± 50 años ^{14}C AP, depositándose por encima, sedimentos fluviales con *Heleobia* sp. y *Pomacea canaliculata.*, arrojando esta última una edad de 820 ± 60 años ^{14}C A.P.

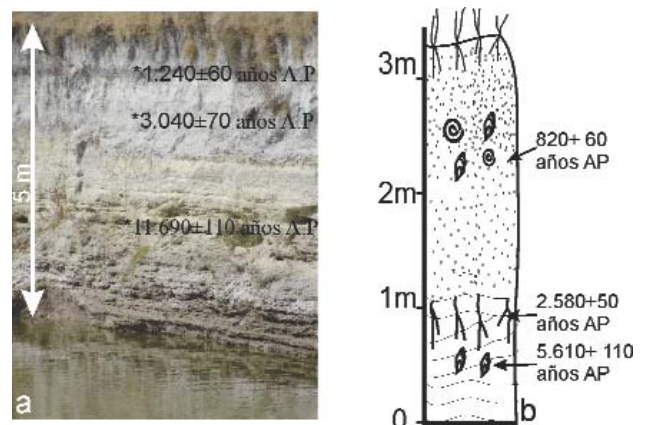


Fig. 9.- Fotografía y perfil geológico de las localidades 3 y 4.

Conclusiones

La depresión del Salado constituye un ambiente geomorfológico dominado por rasgos de erosión y deposición vinculados mayormente con condiciones de clima árido a semiárido, donde los depósitos de loess, las cuencas de deflacción, lunettes y dunas tienen una representación muy importante.

La gran cantidad de lagunas que se desarrollan en la Pampa Deprimida se encuentran en las depresiones formadas por deflacción. Algunas de estas han sido colmatadas o se encuentran en franco proceso de relleno, otras, debido a la escasa sedimentación, mantienen sus morfologías estables.

Las lagunas parcial o totalmente colmatadas son aquellas asociadas al río Salado, responsable principal del transporte y acumulación fluvial en la región. Las lagunas que están fuera del alcance del curso principal, presentan una persistencia o regularidad marcada en el tiempo.

El sector central de la depresión del Salado presenta la mayor concentración de cuencas de deflacción. La importante precipitación de yeso en rosetas y láminas y el importante desarrollo de los lunettes, son indicadores directos de la importancia de los procesos de deflacción y de haloclastia en la formación del mismo, apoyados por la presencia de yeso intrasedimentario en los lunettes.

Las morfologías fluviales meandriiformes del río Salado se asocian casi con exclusividad a lagunas actuales y paleolagunas parcial o totalmente colmatadas y a la llanura marina costera. Los demás tramos del río presentan amplias sinuosidades, con ausencia de meandros abandonados o paleocauces, lo que indicaría una marcada estabilidad.

La cronología de los depósitos fluviales más antiguos están cercanos al límite superior del Pleistoceno, lo que indicaría una deposición fluvial desarrollada a partir del último máximo glacial.

Dos niveles de paleosuelos han sido identificados, desarrollados ambos a partir del Holoceno Medio.

Agradecimientos

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP por el apoyo brindado. A los evaluadores (Dr. J. Rabassa y anónimo) por las oportunas observaciones, que permitieron enriquecer este trabajo.

Bibliografía

- Aguirre, M.L., Richiano, S., Farinati, E. y Fucks, E. (2011): Taphonomic comparison between two bivalves (*Maetra* and *Brachidontes*) from Late Quaternary deposits in northern Argentina: Which intrinsic and extrinsic factors prevail under different palaeoenvironmental conditions? *Quaternary International*, 233: 113-129.
- Ameghino, F. (1886): *Las secas y las inundaciones en la provincia de Buenos Aires. Obras de retención y no de desagüe*. La Plata: Ministerio de Asuntos Agrarios de la Provincia de Buenos Aires, 2ra edición, 66 p.
- Bagnold, R.A. (1941): *The physics of blown sand and desert dunes*. London, Chapman and Hall, 265 pp.
- Bowler, J.M. (1986): Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: analogue for Pleistocene hydrologic change and evaporite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54: 21-41.
- Cingolani, C. (2005): Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la provincial de Buenos Aires. En: *XVI Congreso Geológico Argentino*. Relatorio, capítulo 2:31-50.
- Codignotto, J.O. y Aguirre, M.L. (1993): Coastal evolution in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. *Marine Geology*, 110: 163-175.
- Cooke, R.V., Warren, A. y Goudie, A.S. (1993): *Desert Geomorphology*. UCL Press, London, 526 p.
- Dangavs, N. (2005a): La Formación La Postrera I, II, III y IV de la laguna Las Barrancas de Chascomús, Provincia de Buenos Aires. En: *XVI Congreso Geológico Argentino*, 4: 115-122.
- Dangavs, N. (2005b): Los ambientes acuáticos de la provincia de Buenos Aires. En De Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds.) *Geología y Recursos naturales de la Provincia de Buenos Aires*, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 13: 219-236, La Plata.
- Dangavs, N. y 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 (3): 315-327.
- Deschamps, J. R.; Otero, O. y Tonni, E. P. (2003): Cambio climático en la pampa bonaerense: las precipitaciones desde los siglos XVIII al XX. *Documento de Trabajo N° 109*, Universidad de Belgrano.
- Dillon, A.A., Hurtado, M.A., Jiménez, J.E. y Castillo, R.J. (1985): Consideraciones geomorfológicas y estratigráficas como base del carteo de suelos en un sector de la Pampa Arenosa (Provincia de Buenos Aires). En: *1° Jornadas Geológicas Bonaerenses*. Actas 1: 737-749.
- Fidalgo, F. (1983): Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca de río Salado y en la Pampa Ondulada. Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. *Comité Nacional Programa Hidrológico Internacional*, 2. Olavarría, Argentina.
- Fidalgo, F., Colado, U. R. y De Francesco, F. O. (1973a): Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). En: *V Congreso Geológico Argentino*, 4: 225-240.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. (1973b): Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Provincia de Bs. As.). En: *V Congreso Geológico Argentino*, 4: 27-39.
- Fray, C. y Ewing, M. (1963): *Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine Continental shelf*. I. Wisconsin sea level as indicated in Argentine Continental shelf Sediments. *Proceedings Academy of Natural Sciences of Philadelphia* 115, 6:113-126.
- Frenguelli, J. (1950): Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. *LEMITE*, Serie II, N° 33, La Plata, 72 p.
- Fucks, E. y Deschamps, C. (2008): Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (3): 326-343.
- Fucks, E., Aguirre, M. L., Schnack, E., Erra, G. y Ramos, N. (2006): Rasgos litológicos y fosilíferos de la Formación Pascua (Pleistoceno Tardío) en su localidad tipo, provincia De Buenos Aires. En: *III Congreso de Geomorfología y Geología del Cuaternario*. Actas 2:727-736.
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J., Figini, A. (2007): Geocronología, paleoambientes y paleosuelos Holocenos en la Región Pampeana. *Revista de Asociación Geológica Argentina*, 62 (3): 425-433.
- Fucks, E., Schnack, E. y Aguirre, M. (2010): Nuevo ordenamiento estratigráfico de las secuencias marinas del sector continental de la Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (1): 27-39.
- Gares, P.A. (1992): Topographic changes associated with coastal dune blowouts at island beach State Park, NJ. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 589-604.
- Giai, S. B. (1975): *Plan de Investigación de Aguas Subterráneas*

- (PIAS). Informe Preliminar. Dirección de Aguas Subterráneas de La Pampa, Santa Rosa. Inédito.
- Giai, S., Melchor, R. y Umazano, A. (2008): Evidencias sedimentológicas de cambios climático-ambientales en el cuaternario de la provincia de La Pampa. *Huellas* 12:43-55.
- González Bonorino, F. (1965): Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (1): 67-148.
- Goudie, A.S. y Wells, G.L. (1995): The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth-Science Reviews*, 38: 1-69.
- Guilderson, T., Burckle, L., Hemming, S. y Peltier, W. (2000): Late Pleistocene sea level variation from the Argentine shelf. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 1: 1525-2027.
- Gutiérrez Elorza, M., Desir, G. Gutiérrez-Santolalla, F. y Marín, C. (2005): Origin and evolution of playas and blowouts in the semiarid zone of Tierra de Pinares (Duero Basin, Spain). *Geomorphology*, 72: 177-192.
- Hesp, P.A. (2002): Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48: 245-268.
- Huarte, R. y Figini, A. (1988): La Plata Radiocarbon Laboratory-liquid scintillation counting. *Radiocarbon*, 30: 347-350.
- Hugenholtz, C.H. (2010): Topographic changes of a supply-limited inland parabolic sand dune during the incipient phase of stabilization. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(14): 1674-1681.
- Introcaso, A. y Ramos, V. (1984): La cuenca del Salado: Un modelo de evolución aulacogénica. En: *9º Congreso Geológico Argentino*. Actas 3: 27-46.
- Iriondo, M. (1990). Map of the South American plains – Its present state. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6: 297-308.
- Iriondo, M. (1999): Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, 57/58: 93-112.
- Isla, F., Rutter, N., Schnack, E., y Zárate, M. (2000): La trasgresión Belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Cuaternario y Ciencias Ambientales*, 1: 3-14.
- Jungerius, P.D., van der Meulen, F. (1989): The development of dune blowouts, as measured with erosion pins and sequential air photos. *Catena*, 16: 369-376.
- Kemp, R., Zárate, M., Toms, P., King, M., Sanabria, J. y Arguello, G. (2006): Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research*, 66: 119-132.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. y Rubel, F. (2006): World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259-263
- Livingstone, I. y Warren, A. (1996): *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Harlow, Essex, Longman, 221 pp.
- Moncaut, C. A. (2001): *Inundaciones y sequías: con raíces añejas en la Pampa Bonaerense 1576-2001*. Editorial El Aljibe, City Bell, Buenos Aires: 108 p.
- Olivier, S. R. (1959): Sequía, inundaciones y aprovechamiento de las lagunas Bonaerenses. *Agro. Publicación Técnica*, Ministerio de Asuntos Agrarios, 95 p.
- Parker, G., Violante, R., Costa, P., Marcolini, S., Paterlini, C. y Cavallotto, J. (1990): Evolución de la región costera del este bonaerense durante el Pleistoceno Superior. En: *Simposio Internacional sobre costas cuaternarias: evolución, procesos y cambios futuro*, 51-52.
- Pye, K. y Tsoar, H. (1990): *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman, London, 458 p.
- Riggi, J.C., Fidalgo, F., Martínez, O.R., y Porro, N.E. (1986): Geología de los "sedimentos pampeanos" en el partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 316-333.
- Rosen, M. (1994): The importance of groundwater in playas: a review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. *Geological Society of America, Special Paper*, 289: 1-18.
- Sayago, J. (1995): The Argentinian neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 14: 755-766.
- Scanferla, A., Pomi, L., Bonini, R., Molinari, A. y Fucks, E. (2011): A carnivore-herbivore megafauna assemblage from the Late Pleistocene of the pampas of southern South America. *XVIII INQUA Congress 2011 in Bern*.
- Scarpati, O. E. (2010): Distribución espacio-temporal de excesos de agua edáfica en la provincia de Buenos Aires, Argentina, entre 1969 y 2008. *Contribuciones Científicas GAE*, 22: 491-497.
- Schnack, E., Isla, F., De Francesco, F. y Fucks, E. (2005): Estratigrafía del Cuaternario marino tardío en la provincia de Buenos Aires. En *XVI Congreso Geológico Argentino* (R., De Barrio, R. Etcheverry, M. Caballé, y E. Llambías, Eds.) Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, Relatorio 159-182.
- Stuiver M. y Polach H. A. (1977): Discusión reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon*, 19 (3) 355-363.
- Teruggi, M. E. (1957). The nature and origin of the Argentine loess. *Journals of Sedimentary Petrology*, 27 (3): 322-332.
- Teruggi, M. E. y Imbellone, P. A. (1987): Paleosuelos loessicos superpuestos en el Pleistoceno superior - Holoceno de la región de La Plata. Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ciencia del Suelo*, 5: 175-188.
- Tonni, E. P. y Fidalgo, F. (1978): Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente de la provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados. *Ameghiniana*, 15: 235-253.
- Tricart, J. (1973): Geomorfología de la Pampa Deprimida. *INTA, Colección Científica* 12: 202 p. Buenos Aires.
- Yechieli, Y. y Wood, W.W. (2002): Hydrogeologic processes in saline system: playas, sabkhas and saline lakes. *Geomorphology*, 58: 343-365.
- Yrigoyen, M. R. (1975): Geología del subsuelo y plataforma continental. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*: 139-168. Bahía Blanca.
- Zambrano, J. (1974): Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincial de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (4): 443-460.
- Zárate, M. A. (2003): Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1987-2006.
- Zárate, M. y Blasi, A. (1991): Late Pleistocene and Holocene loess deposits of the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Geojournal*, 24(2): 211-220.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 13 DE NOVIEMBRE DE 2011.

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 14 DE JUNIO DE 2012.