

Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata

José L. CAVALLOTTO

*Servicio de Hidrografía Naval. Av. Montes de Oca 2124. (C127OABV) Buenos Aires. Argentina
E-mail: jlcavallotto@hidro.gov.ar*

RESUMEN. La llanura costera del margen del sur del Río de la Plata evolucionó sobre un sustrato modelado durante la transgresión del Holoceno. Su configuración presente es el resultado del proceso de progradación que acompañó el último descenso relativo del nivel del mar. La evolución de la llanura costera estuvo controlada por la interacción de las condiciones hidrometeorológicas (relación viento-ola, corrientes y mareas), la migración de un depocentro fangoso, las fluctuaciones relativas del nivel del mar y la geometría de la superficie preholocena. La geometría y fluctuaciones del nivel del mar determinaron la distribución, la extensión y el desarrollo de la secuencia sedimentaria, en tanto que las condiciones hidrometeorológicas establecieron la medida de aporte y transporte del sedimento. El rasgo más importante de la superficie preholocena lo constituye el antiguo valle fluvial del Río de la Plata. Cuando el último ascenso del nivel del mar llegó al borde superior del valle una punta (Punta Piedras) localizada en el borde del sudeste de la llanura costera, se comportó como un punto de concentración de las olas provenientes del sudeste. Esto indujo la formación de dos corrientes litorales con direcciones opuestas, una orientada al noroeste (hacia el Río de la Plata) y otra al sudoeste (hacia la bahía Samborombón). Dichas condiciones hoy todavía continúan. La evolución costera es sintetizada en tres momentos: estuarino, de llanura costera y de delta fluvio-estuarino, que representan los procesos: de relleno del paleovalle, de progradación costera y de instalación de un aparato deltaico, respectivamente.

Palabras clave: *Holoceno, llanura costera, geomorfología, Río de la Plata*

ABSTRACT. *Holocene evolution of the coastal plain of the south margin of the Río de la Plata.* The coastal plain of the southern margin of the Río de la Plata evolved on a substratum formed during the Holocene transgression. Its present configuration is the result of the progradation processes accompanying the last sea-level fall. Coastal plain evolution was controlled by the interaction of hydrometeorological conditions (wind-wave relation, currents and tidal climate), migration of a muddy depocenter, relative sea-level fluctuations and geometry of the pre-Holocene surface. Geometry and sea-level fluctuations determined the distribution, extension and development of the sedimentary sequence, whereas hydrometeorological conditions controlled the rate of sediment supply and transport. The most important feature of the pre-Holocene surface was the ancient fluvial valley of the Río de la Plata. When the last rise of sea-level reached the upper border of the valley, a headland located at the south-eastern edge of the coastal plain behaved as a point of attack for the incoming waves coming from the south-east. This induced the formation of two littoral currents drifting in opposite directions, one to the north-west (towards the Río de la Plata), and the other to the south-west (towards Bahía Samborombón), conditions that still occur today. Evolution of the coastal plain may be summarised in three stages: (1) estuarine, coastal plain and fluvial-estuarine deltaic that represents the processes that filled up the palaeovalley, (2) coastal progradation and (3) the installation of a deltaic system.

Key words: *Holocene, coastal plain, geomorphology, Río de la Plata*

Introducción

El presente trabajo comprende el estudio de los mecanismos naturales, propios de la geomorfología dinámica, que regularon los procesos de gradación costera del margen sur del Río de la Plata. Estos procesos son el resultado de la interacción de diferentes elementos morfogénicos, tales como: la geometría del sustrato del Holoceno, la tectónica, las variaciones relativas del nivel del mar y las condiciones hidrometeorológicas. Estos factores fueron analizados en su conjunto y se complementaron con el conocimiento estratigráfico

secuencial de la región (Cavallotto 1996).

El área de estudio (Fig. 1) está ubicada en el noreste de la provincia de Buenos Aires. Abarca una franja paralela a la costa de 166 km de longitud y se extiende entre la Capital Federal y Punta Piedras. Su ancho máximo es de 9 km y se encuentra frente a la localidad de La Plata. Comprende una superficie de 1000 km² aproximadamente, a la cual debe agregarse un amplio sector sumergido del Río de la Plata de 2500 km² donde se efectuaron estudios complementarios a la información terrestre.

Esta investigación forma parte de una serie de estu-

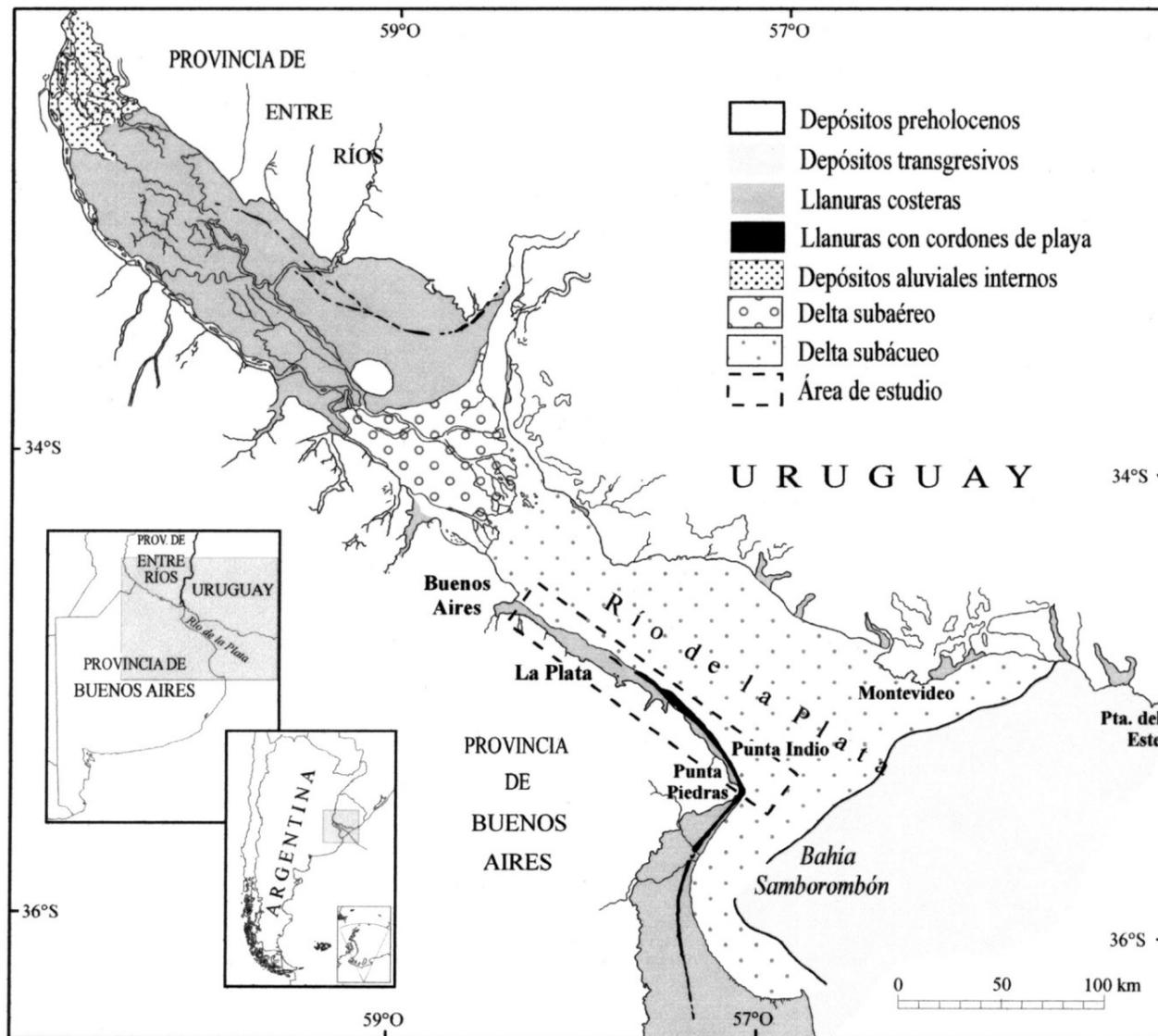


Figura 1: Mapa geomorfológico regional (Modificado de Cavallotto *et al.* 1999) y de ubicación del área de trabajo.

dios orientados a explicar la evolución geológica-geomorfológica de las áreas vinculadas al Río de la Plata donde se consideran aspectos tales como la estratigrafía, la morfología, la sedimentología, las variaciones relativas del nivel del mar y la dinámica costera, publicados por: Cavallotto (1987, 1988), Parker *et al.* (1987), Parker (1990), Violante *et al.* (1992), Parker y Violante (1993), Parker y Marcolini (1992), Parker *et al.* (1994), Cavallotto (1995a, b, c), Cavallotto *et al.* (1995a y b), Cavallotto (1996) y Cavallotto *et al.* (1999).

El objetivo de este trabajo es describir la evolución geomorfológica del área, la cual se esquematiza en etapas que reflejan los diferentes eventos ocurridos a través del tiempo. Estos se sintetizan en tres momentos que representan los procesos de relleno del sustrato, de progradación de la llanura costera y de instalación de un aparato deltaico.

Método

Se utilizó información de superficie y de subsuelo. La de superficie se realizó sobre la base de la cartografía convencional, cartas de imágenes satelitales y fotografías aéreas, donde se mapearon unidades geológicas y geomorfológicas. Las geofomas fueron interpretadas genéticamente sobre la base de estudios estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos e identificación de las comunidades vegetales, las cuales permitieron establecer relaciones ambientales entre ellas.

El conocimiento del subsuelo de la región se obtuvo mediante la ejecución de 62 sondajes que alcanzaron un máximo de 22,45 metros. Su profundidad estuvo dada por el objetivo del trabajo, el grado de consolidación del terreno y la herramienta empleada. Los sondajes se efectuaron en lugares preseleccionados de

acuerdo con el mapeo preliminar y el reconocimiento de campo. Además fueron procesados los datos pertenecientes a 90 perforaciones geotécnicas existentes en el área de estudio y en las zonas adyacentes.

Marco geológico

La región forma parte del borde norte de la Provincia Geológica denominada Cuenca del Salado cuyo registro estratigráfico está integrado por un basamento priesozoico -representado por rocas metamórficas y plutónicas ácidas- y efusivas básicas -equivalentes al Basalto de Serra Geral-, sobre el que se superponen sedimentos cretácicos y terciarios de origen continental y marino. Estos últimos no superan los 450 m de espesor. El registro sedimentario culmina con una sucesión de sedimentos transgresivos-regresivos de edad plio-cuaternaria. Dentro de estos últimos la secuencia holocena constituye el motivo de esta investigación.

Marco morfológico

En este trabajo es considerado el término «Río de la Plata» desde un punto de vista geomorfológico como el conjunto de formas vinculadas entre sí genéticamente (Fig. 1) originadas durante la transgresión holocena. Comprende tanto al delta subaéreo y subáqueo como las llanuras costeras del nordeste de Buenos Aires y del sur de Entre Ríos (Cavallotto *et al.* 1999).

El sector de llanura costera, que es objeto de este estudio, se encuentra limitado al sur por la llanura alta y al norte por la porción subáquea del delta del Paraná (Fig. 1). La llanura alta es la superficie desarrollada en cotas mayores de 5 m que se incrementan hacia el sur para alcanzar valores máximos de 35 m y descender luego hacia el río Salado. Constituye un rasgo topográfico relicto desarrollado durante el Pleistoceno y modelado por los procesos de gradación. Su límite con la llanura costera se manifiesta mediante un escalón o cambio de pendiente. Este es irregular y se caracteriza por la presencia de entrantes y salientes generados durante el máximo transgresivo.

La plataforma deltaica subáquea es la extensión del delta del Paraná dentro del ámbito del Río de la Plata propiamente dicho. Sus depósitos ocupan casi todo su lecho en correspondencia con los ambientes fluvial y estuárico.

Descripción morfológica de la llanura costera

Comprende la franja que se extiende entre la cota de 5 m y el nivel del mar. Por sus características topográficas se diferencian dos zonas. Una ubicada en

la mitad sur, más alta, con cotas cercanas a los 5 m donde se destaca la presencia de sistemas de cordones conchiles arenosos. La otra, se encuentra al norte, es más baja y predominan cotas inferiores a los 2,5 m. Está representada por una zona deprimida ocupada en su mayor parte con bañados (Fig. 2 y 3A y B).

Las geoformas identificadas dentro del ámbito de la llanura costera son las que a continuación se describen. Sus relaciones se muestran en la figura 2 y en los perfiles esquemáticos de la figura 3.

- *Llanura interior de mareas (tidal flat)*: Es un área suavemente deprimida y alargada. Abarca dos sectores a lo largo de la mitad sur del área de trabajo, separados por un saliente costero. Representa la zona intermareal vinculada al período de máximo nivel alcanzado por el mar.

- *Cordones interiores*: Son formas alargadas localizadas en el borde interno de la llanura costera y están adosados al acantilado. Se presentan en forma discontinua en la mitad norte del área.

Se trata de depósitos cordoniformes de conchillas generados por tormentas en la parte alta de la playa durante el máximo transgresivo. Están escalonados a diferentes cotas decrecientes hacia el nordeste como consecuencia de la progradación que ocurrió durante la regresión holocena.

- *Playa interior*: Está compuesta por una sucesión de playas que en su conjunto presentan un relieve plano a levemente ondulado. Estos depósitos se originaron por delante de la unidad anterior, en un ambiente estuárico abierto de baja energía, durante el descenso del mar.

- *Llanura con cordones de playa (beach ridges plain)*: Comprende al conjunto de acumulaciones cordoniformes de composición conglomerádica, conchil y arenosas, subparalelas entre sí y a la costa actual. Se suceden en niveles decrecientes y están escalonadas hacia la costa. Por lo general no se encuentran adosados a la llanura alta con la excepción de los sectores correspondientes a los salientes costeros.

Esta geoforma presenta un relieve ondulado que es el resultado de la alternancia de bancos y depresiones intercordones. Constituye el rasgo topográfico más conspicuo de la llanura costera.

Los cordones están agrupados en cuatro sistemas (Fig. 2 y 3B) escalonados entre 5 y 2,5 m en tres niveles topográficos con diferente orientación y geometría. Además se encuentran separados entre sí por discordancias que son interpretadas como antiguas líneas de costa asociadas a períodos de intensa erosión y retroceso del mar.

El conjunto de estos cordones constituye un *strand plain* en el sentido de Curray *et al.* (1969) o *beach ridge plain* según Stapor (1975) y Tanner (1987). Se originaron debido a la acción de olas de tormenta predominantes del sudeste en momentos que descendía el nivel relativo del mar.

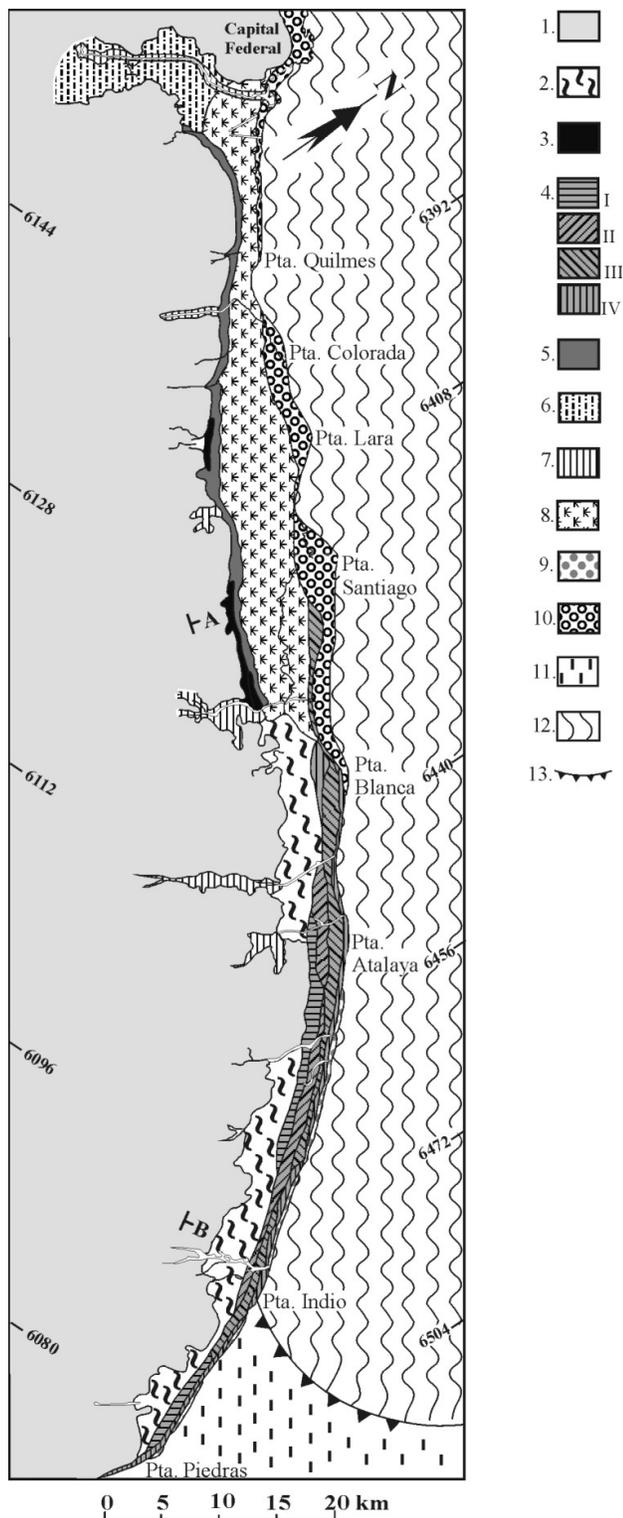


Figura 2: Mapa morfológico de la llanura costera sur del Río de la Plata. 1, Llanura alta-Plataforma de abrasión. 2, Llanura interior de mareas (*tidal flat*). 3, Cordones interiores. 4, Llanura con cordones de playa (*beach ridges plain*) -Sistemas: I, II, III, IV-. 5, Playa interior. 6, Estuario interior. 7, Llanos interiores. 8, Llanura interior de fango (*mud flat*). 9, Llanura costera de fango. 10, Albardón costero. 11-12, Delta (11, Depósitos estuáricos; 12, Depósitos fluviales). 13, Zona de máximos gradiente salino. A y B: Perfiles morfológicos esquemáticos. Sistema de coordenadas Gauss-Kruger.

Los cordones integrantes de esta unidad constituyen un sistema de espigas que progradaron por delante de una llanura de mareas mientras que aquellos pertenecientes a la unidad denominada «cordones interiores» se formaron en playas adosadas al acantilado. De aquí su diferenciación.

- *Acumulaciones arenosas:* Son montículos aislados de arena muy fina de origen eólico que generalmente coronan los bancos de conchilla, con relieve muy suave, a veces levemente alargado sin un orden determinado y con escasa representación. Por razones de escala no se ilustran en la figura 2.

- *Estuario interior:* Corresponde a la zona ubicada en el ámbito de la cuenca del río Matanza-Riachuelo (paleocauce del río Matanza). Se trata de una zona de topografía plano-cóncava con relieve uniforme, recorrido en toda su longitud por el cauce actual del río Matanza-Riachuelo. Su evolución está relacionada con un ambiente estuárico generado durante el retiro del mar ocurrido en el Holoceno medio.

- *Llanos interiores:* Esta denominación fue aplicada por Capannini y Mauriño (1966) al ambiente que se encuentra dentro de las llanuras aluviales de los valles cuyo desarrollo se extiende dentro de la llanura alta en el área ubicada al norte de la localidad de La Plata. Dicho nombre se aplicó aquí a todas aquellas formas equivalentes presentes en el resto de la zona de estudio. Son el resultado de la depositación aluvial y están asociadas en algunos casos con cañadas.

- *Llanura interior de fango (mud flat):* Esta unidad se desarrolla en la mitad norte del área de estudio. Se manifiesta como una superficie plano-cóncava pobremente drenada con desarrollo de bañados o pantanos no integrados que constituyen en algunos sectores un verdadero higrótomo cubierto por pajonales.

Está compuesta por una sucesión de paleolíneas de costa cuya orientación permite inferir una secuencia progradante hacia el NE. Es interpretada como una sucesión de marismas originadas en un medio asociado a condiciones propias de la interfase agua dulce-agua salada.

- *Albardón costero:* Es una suave lomada que se desarrolla a lo largo del borde exterior de la llanura costera, desde el extremo norte del área de estudio hasta Punta Blanca, con excepción del sector interrumpido por una escotadura erosiva de la costa. Lo forma una sucesión de cordones de playa paralelos entre sí que crecieron en el sentido de la deriva litoral (hacia el NO) y, en consecuencia, encerraron por detrás un área baja e inundable. Representa una continuación sedimentaria del delta subaéreo.

- *Llanura costera de fango:* Ocupa una estrecha franja discontinua que se extiende al sur de la localidad de Magdalena. Se generó debido a la depositación de fango transportado en suspensión hacia la llanura costera y decantado durante la estoa. Sus características llevan a considerar a esta unidad como un típico ejemplo de cambio facial del albardón a causa de

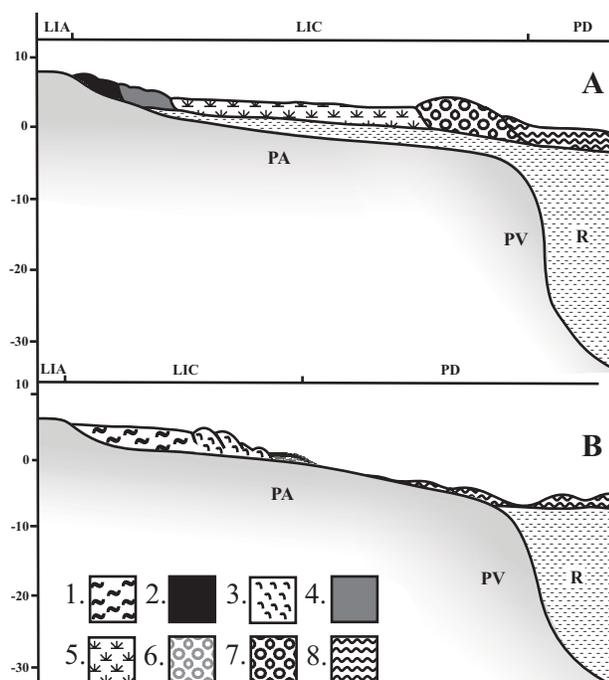


Figura 3: Perfiles morfológicos esquemáticos de la llanura costera. Llanura alta (LIA); Sustrato de la llanura costera: PV: Paleovalle, PA: Plataforma de abrasión; Relleno (R); Llanura costera (LIC): 1, Llanura interior de mareas. 2, Cordones interiores. 3, Llanura con cordones de playa. 4, Playa interior. 5, Llanura interior de fango. 6, Llanura costera de fango. 7, Albardón costero. 8, Plataforma deltaica (PD).

las diferencias de salinidad en los ambientes sedimentarios que le dan origen. Sus bordes están limitados por medio de un resalto poco marcado o una barranca de una altura promedio de 1m aproximadamente (Fig. 3B).

Su relieve es ligeramente cóncavo con una inclinación general hacia el mar y se encuentra sometida periódicamente a las inundaciones extraordinarias. Esta unidad fue denominada en numerosos trabajos «cangrejal».

- *Llanura de cheniers*: Se encuentra dentro del ámbito de la unidad anterior al sur de Punta Indio. Esta constituida por una sucesión de alineaciones cordoni-formes de arena gruesa (tosquitas) o rodados de tosca con expresión suavemente sinuosa en planta. La orientación de éstos cordones es paralela a subparalela entre sí y a la línea de costa. Genéticamente se los relaciona con la acción erosiva de las olas de tormenta sobre la plataforma de abrasión que luego de extraer y seleccionar el material más grueso lo depositan sobre la llanura de fango. Por problema de escala no se encuentran representados en la Fig. 2.

- *Playa*: Constituye el borde exterior de la llanura costera. Se extiende en forma continua desde el extremo norte del área de estudio hasta las inmediaciones de Punta Indio. A partir de donde se hace discontinua o se encuentra ausente. Sólo se distingue en su perfil el sector correspondiente a la playa frontal. Está sepa-

rada de las unidades más externas por un resalto topográfico. En escasos sectores presenta, en la franja correspondiente a la playa distal, una pequeña bermá que representa a su vez la expresión topográfica más saliente. Al igual que la unidad anterior no aparece en la figura 2.

Factores que intervinieron en la evolución costera

La distribución, la extensión y el desarrollo de la secuencia holocena que constituye la llanura costera es el producto de diversos factores (Cavallotto 1995a y Cavallotto *et al.* 1995a y b):

Geometría del sustrato del Holoceno

La llanura costera se desarrolló sobre un sustrato (Fig. 4) cuya paleogeografía se generó bajo condiciones subácuas y subaéreas en el momento comprendido entre el descenso del nivel del mar, durante la última glaciación ocurrida al final del Pleistoceno, y la transgresión holocena. Se originó sobre sedimentos continentales y marinos de edad plio-pleistocena.

La forma más notable la constituye el paleovalle del Río de la Plata. Es una depresión alargada que se extiende desde el río Paraná medio hasta la plataforma continental frente a la costa sur del territorio brasileño de Río Grande do Sul en los denominados Pozos de Fango (Urien 1967 y Urien *et al.* 1978). En el sector interior está conectado con los paleovalles de los ríos Matanza-Riachuelo, Paraná y Uruguay. Frente a la localidad de Magdalena describe un marcado codo y toma un arribamiento NE-SO para recostarse contra la costa uruguaya. Fue labrado bajo condiciones subaéreas con un nivel del mar en descenso durante la última regresión preholocena y luego rellenado durante la transgresión holocena.

Mientras que el mar se encontraba por debajo de -15 m, el paleovalle estuvo separado de la depresión del Salado por un saliente o promontorio costero (*Divisoria Punta Piedras-Alto Marítimo*) que se extiende al este de Punta Piedras con un eje de rumbo general E-O (Fig. 4). El borde superior del paleovalle (-15 m) está marcado por un cambio de pendiente a partir del cual se inicia una superficie (*Plataforma de abrasión*) cuya topografía es la de una rampa ligeramente cóncava hacia arriba y suavemente inclinada hacia el interior del Río (Fig. 3A y B). La misma es consecuencia del efecto nivelador del mar. Su ancho se incrementa en correspondencia con la inflexión del paleovalle (Fig. 4 y 6a).

Hacia el continente la presencia de un acantilado señala su límite. Este es el producto de la acción erosiva retrocedente del mar al llegar a su máximo. Se manifiesta con un desnivel medio del orden de los 2 m con un máximo de 5 metros. Su pie, en líneas gene-

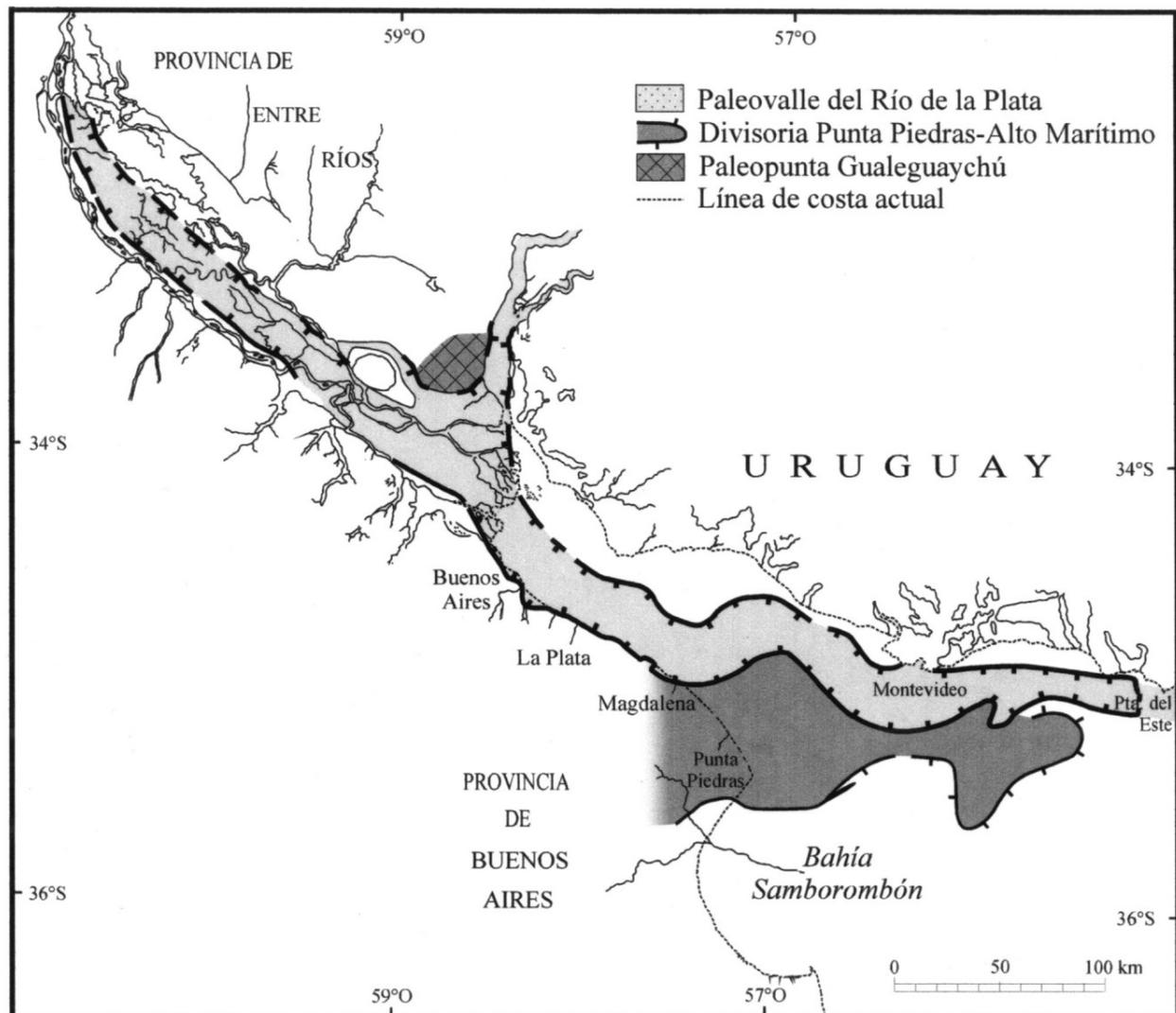


Figura 4: Paleogeografía del sustrato del Holoceno (Modificado de Cavallotto, 1995b).

rales, sigue la cota de los 5 m y separa la plataforma de abrasión de la llanura alta. En la mitad sur del área de estudio se encuentra erosionado y su expresión se pierde en coincidencia con el mayor desarrollo de la plataforma de abrasión. Además pasa gradualmente a la llanura costera por medio de un pedimento con la excepción de los sectores con salientes costeros, donde adquiere la expresión de un escalón marcado de más de 5 metros.

Variaciones relativas del nivel del mar

El Río de la Plata fue transgredido como consecuencia del ascenso del nivel del mar iniciado a la edad radiocarbónica de 18.000 años AP en respuesta al hemicycle deglacial, con una velocidad estimada promedio de 9,4 mm/año, considerando el lapso de tiempo comprendido entre el dato radiocarbónico más antiguo de 8.600 años ^{14}C AP y el máximo transgre-

sivo (Fig. 5). No obstante, el desarrollo de una plataforma de abrasión, labrada a partir de los -15 m, permite inferir que a los 8.000 años ^{14}C AP aproximadamente la velocidad de ascenso del mar disminuyó (Cavallotto 1995a, Cavallotto *et al.* 1995b). En la curva de variaciones relativas del nivel del mar de la plataforma continental argentina elaborada por Guilderson *et al.* (2000) señalan una flexura en -15 m, que confirmaría la disminución en la velocidad de ascenso mencionada, y define el último máximo glacial a los 18.000 años ^{14}C AP.

En su ascenso, el nivel del mar pasó por una posición semejante a la actual a los 7.000 años ^{14}C AP antes de alcanzar su máximo, el cual se lo documentó a los 6.000 años ^{14}C AP a una altura de + 6.5 m y coincide en edad con el registrado por otros autores en diferentes áreas costeras de Argentina, comprendidas entre los 33° y 54° S, independientemente de las cotas registradas (Cortelezzi 1977; Espinosa *et al.* 1984; Fasano *et al.* 1987; González y Weiler 1983;

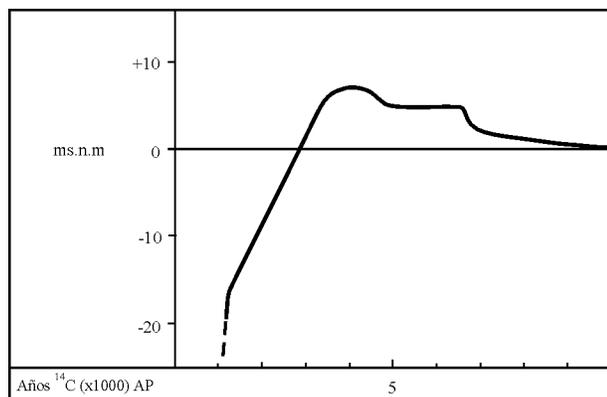


Figura 5: Curva de variaciones relativas del nivel del mar (Modificado de Cavallotto *et al.* 1995b).

González *et al.* 1983; González y Ravizza 1987; Guida y González 1984, Rabassa *et al.* 1992 y Weiler y González 1990).

El evento regresivo está caracterizado por ser discontinuo y se registró de la siguiente manera: un primer descenso relativo del nivel del mar hasta los 5 m en 1.000 años ^{14}C (1,5 mm/año), luego un período de estabilidad entre los 5.000 y 3.500 años ^{14}C , y un nuevo descenso hasta los 2,5 m en los siguientes 600 años ^{14}C (5,8 mm/año). Posteriormente ocurrió un descenso relativo lento del nivel del mar (0,50 mm/año) el cual alcanzó progresivamente el nivel actual.

Evidencias geológicas y geomorfológicas permiten suponer que el mar durante el descenso experimentó momentos de estabilidad y cambios en su velocidad. Esto no se ve reflejado en las fluctuaciones de la curva dado que la densidad de datos radiocarbónicos es insuficiente para manifestar dichos momentos, los cuales generaron retrocesos de la línea de costa y escalonamientos de los cordones de playa.

A partir de información paleoclimática y biogeográfica - aportada entre otros por Tonni (1992), Iriondo y García (1993) e Iriondo (1999) - se puede señalar la coincidencia de las flexuras de la curva con cambios climáticos.

Tectónica

En la región del Río de la Plata se ha detectado, mediante los rasgos topográficos preholocenos más generales, la existencia de un control manifestado por lineamientos de rumbo transversal al eje del Río los cuales son equivalentes al sistema de fracturación principal radial de Frenguelli (1950) y al fallamiento de Groeber (1945). La depositación dentro del paleovalle de las unidades transgresivas del Holoceno, que rellenan al mismo, permite deducir que el efecto subsidente - expresado por la superposición de los registros de las unidades marinas pleistocenas - fue

cesando hasta revertirse en el Holoceno (Parker, 1990). Por otra parte, las diferencias en las alturas correspondientes a los valores radiométricos del máximo transgresivo, registrados a lo largo de la costa de Argentina, estarían reflejando también una influencia neotectónica ocurrida durante el Holoceno (Codignotto *et al.* 1992).

Condiciones hidrometeorológicas

A fin de interpretar los mecanismos dinámicos que controlaron los procesos de gradación se describen a modo de referencia las condiciones hidrometeorológicas actuales. No obstante se infiere del registro geológico que durante el Holoceno dichas condiciones cambiaron, por ejemplo: la energía de la ola, el clima, el caudal de las corrientes de derrame y la posición de la interfase de agua dulce-agua salada.

- *Olas:* Las observaciones realizadas por Halcrow (1969) y CARP (1992) indican que las mayores alturas de ola se encuentran en el sector exterior del Río (0,60 m) y las menores en el interior (0,30 m) donde la costa argentina constituye una protección natural del oleaje el cual se propaga desde el exterior del Río. Los mayores oleajes se generan con direcciones de viento E y en menor importancia de ESE, para los sectores exterior e interior, respectivamente. Estas direcciones coinciden con el máximo fetch.

- *Corrientes de derrame:* Estas corrientes están relacionadas con el flujo de agua dulce que descargan los afluentes principales del Río de la Plata, ellos son: río Paraná de las Palmas, río Paraná Guazú y río Uruguay. De los dos primeros depende fundamentalmente la carga sólida de sedimentos que llegan en suspensión al Río de la Plata.

Estas corrientes decrecen en energía y son más o menos paralelas a ambas costas del Río. Hecho manifestado a través del arreglo gradacional de las facies sedimentarias que van desde arenas en la zona interior hasta limos en el sector medio y limos arcillosos en la zona exterior (Parker *et al.* 1987).

- *Corrientes Litorales:* Las mismas corren paralelas a la costa y son inducidas por las olas. En el sector de costa estudiado tienen una resultante noroeste. Cuando las condiciones son favorables éstas provocan un desplazamiento de sedimentos (deriva litoral) en sentido contrario al generado por las corrientes de derrame, que circulan algo más alejadas de la costa. Su efecto es evidente por la marcada orientación al noroeste de los valles fluviales que atraviesan toda la Llanura costera.

- *Mareas:* La marea ordinaria presenta amplitudes muy pequeñas (0,46/0,52 m) correspondientes a un rango micromareal. Las alturas medias de sicigia varían entre 0,67 y -0,08 y las de cuadratura entre 0,55 y 0,01 m, y disminuyen hacia el sector interior del Río (SHN 1993).

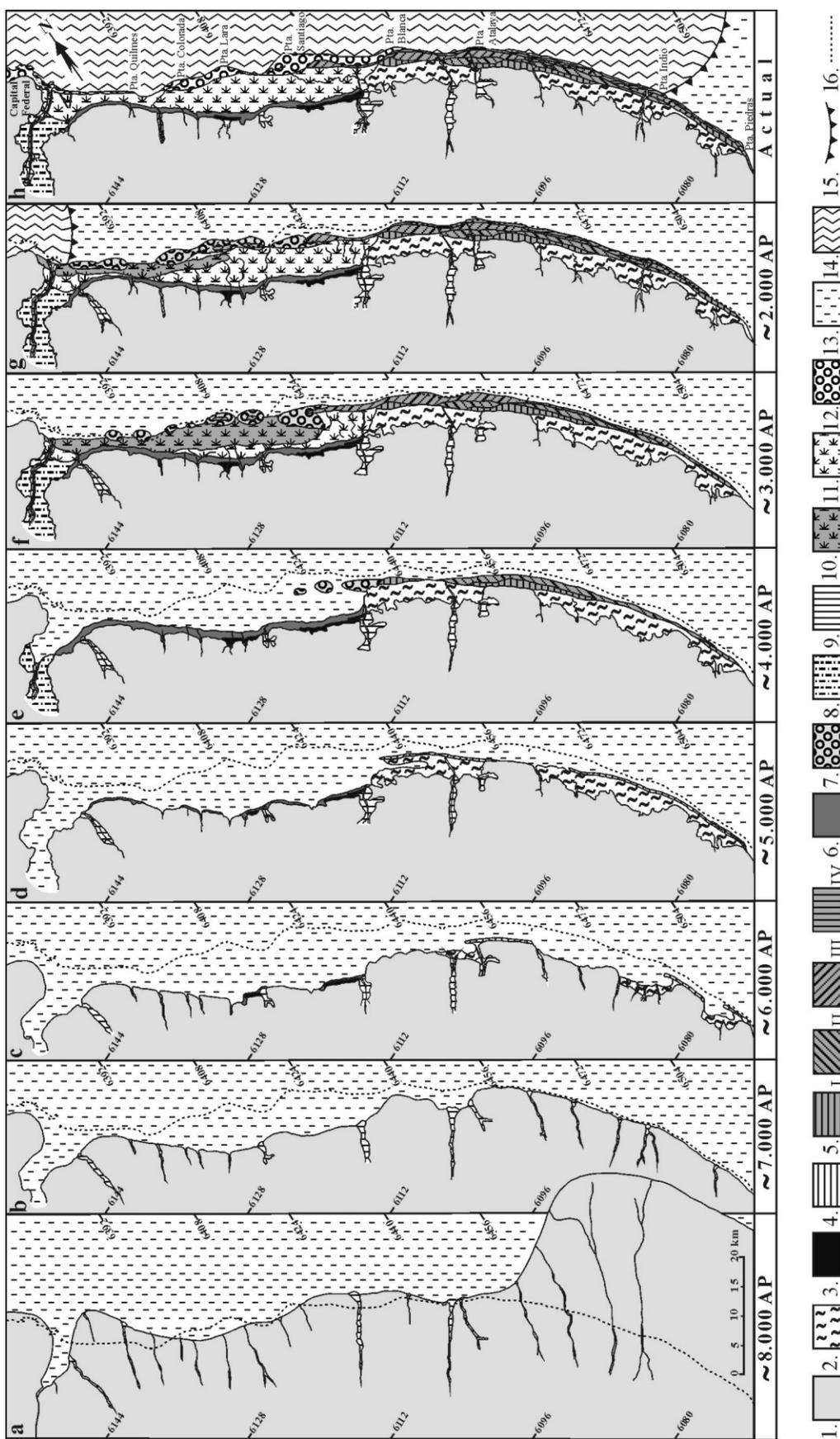


Figura 6: Esquema evolutivo de la llanura costera durante los últimos 8000 a AP. 1, Llanura alta-Plataforma de abrasión. 2, Llanura interior de mareas (tidal flat). 3, Cordones interiores. 4, Proto-Llanura con cordones de playa (beach ridges plain). 5, Llanura con cordones de playa (beach ridges plain) -Sistemas: I, II, III, IV-. 6, Playa interior. 7, Cordones litorales arenosos. 8, Estuario interior. 9, Llanos interiores. 10, Proto-Llanura interior de fango (mud flat). 11, Llanura interior de fango (mud flat), 12, Albardón costero. 13-14, Delta (13, Depósitos estuáricos; 14, Depósitos fluviales). 15, Zona de máximo gradiente salino. 16, Línea de costa actual. Sistema de coordenadas Gauss-Kruger.

Las amplitudes de mareas también disminuyen hacia la costa uruguaya. Esto es atribuido al efecto de la fuerza de Coriolis derivado de la rotación de la Tierra (Balay 1961; Halcrow 1969). Sus variaciones en altura obedecen principalmente a la acción de viento relacionado con efectos meteorológicos locales o de mar afuera.

- *Salinidad*: La distribución de la salinidad en el Río de la Plata varía tanto en el espacio como en el tiempo y la misma depende de las descargas fluviales (Ottmann 1967), las mareas (Urien 1967) y el viento (CARP, 1992).

La distribución superficial de la salinidad se incrementa desde el sector interior al exterior del Río con valores que oscilan entre 0 y 33 ‰. Dentro de este gradiente se observa un salto importante de 0.5 a 5 ‰, el cual señala la zona de encuentro del agua dulce con el agua salada -zona de máximo gradiente salino- (Bazán y Arraga 1993) ubicada en la proximidad a la línea imaginaria que une Punta Piedras (Argentina) - Montevideo (R. O. del Uruguay), para aumentar en forma paulatina hasta tomar un carácter netamente marino.

- *Viento*: La acción del viento en los procesos de gradación en el Río de la Plata y llanura costera radica en:

* Produce variaciones en las ondas de las mareas astronómicas.

* Influye en la posición de la interfase agua dulce-agua salada.

* Genera mareas meteorológicas. Por efecto meteorológico las mareas astronómicas se ven modificadas sus alturas máximas y mínimas en 1,54 y -0,56 m (D'Onofrio *et al.* 1999), respectivamente.

El análisis de las alturas del nivel del agua registrado por los mareógrafos señalan que el 67% del tiempo las alturas están comprendidas entre 0,30 y 1,29 m (SHN 1993). La mayor altura, observada hasta el año 1990 inclusive, fue de 3,90 m con valores máximos medios próximos a los 2 m, y la menor de -4,16 metros.

* Produce olas.

* Modifica el nivel del agua. Los vientos que soplan de los sectores E y ESE aumentan el nivel del agua y son los que tienen mayor incidencia en los procesos costeros.

- *Temperaturas*: En el área de estudio las temperaturas presentan valores medios bastantes parecidos a lo largo de la costa, 15° 8 y 17° 6 C, con valores medios máximos y mínimos de 22° 5 y 11° 3, respectivamente.

- *Precipitaciones*: La región presenta registros de precipitaciones medias anuales que oscilan entre 1.001 y 1.062 milímetros. De acuerdo a los parámetros climatológicos (evapotranspiración potencial, índice de aridez y de humedad, índice hídrico e índice de eficiencia térmica) todo el Río de la Plata está comprendido dentro de un clima subhúmedo, mesotermal, con

variaciones estacionales de la eficiencia hídrica nula o pequeña y baja concentración estival de la eficiencia térmica.

Evolución paleogeográfica

La llanura costera del margen sur del Río de la Plata se desarrolló durante la regresión holocena como consecuencia de la progradación que acompañó al descenso relativo del nivel del mar, aunque los factores que intervinieron en su modelado empezaron a manifestarse con anterioridad. Su evolución se ilustra en la figura 6 y a continuación se sintetizan los distintos eventos ocurridos a través del tiempo.

- *Desde los 18.000 a los 6.000 años AP*: Como resultado del cambio climático, que dio lugar al inicio de la deglaciación, comenzó la transgresión holocena hace unos 18.000 años ¹⁴C. A partir de ese momento el mar ascendió en forma rápida y fue invadiendo progresivamente el cauce primitivo del Río (Paleovalle del Río de la Plata) el cual constituía el rasgo topográfico principal (Fig. 4).

En la zona de encuentro de las aguas fluviales y las marinas (zona de máximo gradiente salino; ZMGS) la concentración de sedimentos finos aportados por las descargas del Río formó una zona de máxima turbidez (ZMT). Los sedimentos depositados en esta zona por el proceso de floculación generaron un tapón fangoso que se comportó como un depocentro migrante. Estos depósitos rellenaron toda la extensión del Paleovalle durante la transgresión acompañando el pasaje de la ZMGS en equilibrio con el ascenso del nivel del mar. El registro sedimentario originado en la ZMGS conforma una secuencia homogénea (Cavallotto 1996).

El Paleovalle se mantuvo desvinculado de la parte central de la Cuenca del Salado por una divisoria (Divisoria Punta Piedras-Alto Marítimo, Fig. 4) que separó dos ambientes: uno con condiciones de alta energía en un área marina abierta, correspondiente a la plataforma continental, y otro fluvial cuyo desarrollo estuvo restringido dentro del Paleovalle del Río.

Con el ascenso del nivel del mar dicha divisoria fue quedando sumergida. No obstante se comportó en todo momento como un accidente costero con una posición opuesta a la dinámica oceánica dominante del SE inducida por la acción viento/ola. Además actuó como un punto de convergencia de las olas, cuya consecuencia hidrodinámica fue generar dos sistemas de corrientes litorales causantes del desplazamiento de los sedimentos a lo largo de la costa, hacia el NO y hacia el SO de ese punto, condición que se mantuvo hasta hoy.

En el momento que el mar se encontraba aproximadamente a -15 m por debajo del nivel actual, coincidente con el borde superior del Paleovalle, la configuración de la línea de costa estaría caracterizada por ser

levemente sinuosa con una marcada inflexión a la altura de la actual Punta Atalaya (Fig. 4 y 6a). Cuando el nivel del mar alcanzó los -10 m, la divisoria fue definitivamente cubierta por el mar y desde entonces el Río de la Plata dejó de fluir exclusivamente por el Paleovalle para volcar sus aguas hacia la Cuenca del Salado (Parker y Violante 1993). Mientras tanto en las áreas continentales desvinculadas de la acción marina ocurrieron procesos eólicos cuyos depósitos continuaron desarrollándose hasta el presente.

Como consecuencia de una disminución de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar, el proceso erosivo de la ola originó una plataforma de abrasión. Su perfil topográfico, de menor pendiente con respecto a las paredes del paleovalle, revela una mayor degradación costera. Este proceso culminó cuando el mar alcanzó su posición más alta, en un punto de máximo retroceso.

Durante las etapas finales de la transgresión el proceso evolutivo fue acompañado por un incremento de la energía del régimen viento/ola. Seguramente este hecho estuvo relacionado con el aumento del «fetch» en respuesta a la modificación de la geometría de la cuenca causada por el retroceso de la protopunta Piedras y el ensanchamiento de la boca del Río de la Plata. Este fenómeno se caracterizó, como se mencionó, por la generación de dos sistemas de deriva litoral que indujeron a la instalación de espigas adosadas a ambos lados de la protopunta (Proto-Llanura con cordones de playa). Estas espigas migraron hacia tierra en respuesta al ascenso del nivel del mar lo cual determinó, en las costas situadas al norte de Punta Piedras (Llanura costera sur del Río), la formación de zonas semiprotegidas abiertas al NO que evolucionaron como llanuras de mareas. Estas últimas quedaron representadas por sedimentos finos mientras que las espigas, como consecuencia del retroceso de la costa, fueron erosionadas (Fig. 6c).

- Desde los 6.000 hasta 3.000 años AP: En la llanura costera sur del Río, el máximo nivel alcanzado por el mar quedó registrado por los cordones de tormenta (Cordones interiores) formados en el borde interior de la misma y desarrollados al norte de Punta Blanca (Fig. 6c). Esto permite inferir que el mar habría alcanzado cotas de +6,5 metros. El proceso mencionado coincidió con las mayores temperaturas registradas en diferentes partes del mundo lo cual llevó a establecer un «óptimo climático» (Sarnthein 1978) o de «máxima temperatura» (González *et al.* 1983).

Durante las etapas finales del ascenso del nivel del mar, su velocidad gradualmente se desaceleró hasta alcanzar el máximo nivel, a partir de donde comenzó a descender hasta la posición actual. Esto generó un proceso de fuerte progradación costera que dio origen a la secuencia regresiva (Cavallotto 1996).

La ausencia de registros sedimentarios equivalentes a los cordones interiores, que debieron haberse desarrollado en la zona próxima a Punta Piedras, sería una

consecuencia de un fuerte proceso erosivo asociado con momentos de estabilidad del nivel del mar, que no permitió la preservación de los depósitos de cordones litorales (Proto-Llanura con cordones de playa) y parte de las llanuras de mareas desarrolladas hasta ese momento detrás de éstos (Fig. 6c).

Iniciado el evento regresivo, se produjo un primer descenso rápido (1,5 mm/año) que llevó el nivel relativo del mar a ubicarse en 5 m para posteriormente estabilizarse durante el período transcurrido entre los 5.000 y los 3.500 años ¹⁴C. En ese período hubo importantes aportes de sedimentos. En consecuencia los procesos ocurridos y los depósitos generados fueron diferentes según la posición con respecto a Punta Piedras.

El sector proximal a Punta Piedras se caracterizó por la instalación de dos conjuntos de sistemas progradantes de espigas/cordones litorales superpuestos que evolucionaron en forma conjunta. Su composición sedimentaria indica niveles energéticos diferentes: el inferior (Cordones litorales) arenoso de baja energía y el superior (Llanura con cordones de playa) mayormente bioclástico de alta energía propio de depósitos de tormenta. Estos niveles corresponderían a los ambientes de playa frontal y distal respectivamente. Ambos progradaron hacia el noroeste, como resultado del transporte de sedimentos a lo largo de la playa, y dejaron encerradas las llanuras de mareas anteriormente constituidas.

Así se formó en este sector proximal, mediante el desarrollo de playas sucesivas, una llanura con cordones de playa representados en esa etapa por los sistemas I y II (Fig. 6d y e). El primero se caracteriza por su composición conglomerádica con abundantes gravas de toscas. Este hecho implica que hubo una acción erosiva importante del sustrato preholoceno. Este sistema luego fue sucedido por el segundo donde la disponibilidad de material determinó el predominio de sedimento bioclástico.

Simultáneamente en el sector distal de la paleopunta, al norte de Punta Blanca, siguieron desarrollándose depósitos cordoniformes (Cordones interiores, Fig. 3B y 6e). A continuación de éstos se formaron playas de baja energía (Playas interiores) al mismo tiempo que ocurrió la sedimentación propia de un ambiente estuárico dentro del ámbito del paleovalle del río Matanza-Riachuelo (Estuario interior, Fig. 6d y e).

A los 3.500 años AP se produjo un nuevo descenso relativo importante del nivel del mar (5,8 mm/año), desde los 5 hasta 2,5 m, el cual culminó a los 3.000 años aproximadamente. Esto habría coincidido con el cambio de las condiciones meteorológicas de un clima húmedo subtropical/tropical a otro semiárido (Tonni 1992 e Iriondo 1999). El descenso quedó registrado por el escalonamiento de los cordones del sistema III (Fig. 6f), que junto a los anteriores (sistema I y II) y a otros ubicados en un nivel inferior y formados posteriormente (sistema IV), constituyeron

el rasgo morfológico denominado llanura con cordones de playa (beach ridges plain).

Cada sistema está delimitado por discontinuidades las cuales representan antiguas líneas de costa. Estas últimas se formaron como consecuencia de los retrocesos momentáneos de la costa que estuvieron asociados con cambios energéticos. Las discontinuidades representan realineaciones de la costa como respuesta a las condiciones oceanográficas y a la medida de aporte de sedimentos, tal como lo señalaran Stapor (1975) y Tanner (1989) para la costa SE de EEUU. Marcan una historia compleja de crecimiento intermitente que sugiere una secuencia repetitiva de erosión/depositación.

Hacia Punta Piedras la distancia entre las crestas disminuye. Según la interpretación propuesta por Tanner (1989) y Masson y Jorda (1989) para otras regiones costeras, el acercamiento progresivo de las crestas estarían relacionado con incrementos en la energía del medio.

A medida que la regresión progresaba, los depósitos arenosos de playa siguieron creciendo hacia el noroeste a lo largo de casi toda la llanura costera. En cambio, los bioclásticos (llanura con cordones de playa), posiblemente en respuesta a la disminución de la energía desde Punta Piedras y a una escasa disponibilidad de material bioclástico, terminaron su desarrollo a la altura de la actual Punta Santiago (Fig. 6f). En ese momento, el ambiente correspondiente a la unidad denominada playa interior, comenzó a quedar protegido de la acción marina directa hasta su desactivación (Fig. 6f).

- *Desde los 3.000 años hasta el presente:* Durante esta etapa se produjo el último descenso relativo del nivel del mar que continuó hasta alcanzar el nivel actual. Dentro de la misma ocurrió la migración de la ZMGS desde la zona de llanura costera ubicadas aguas arriba del delta subaéreo (Fig. 1) hacia la posición actual. Esta migración fue acotada entre 2.500-2.100 años ¹⁴C (Cavallotto 1995a). Dicho acontecimiento fue acompañado por un importante proceso de agradación costera (Proto-llanura interior de fango) (Fig. 6f) el cual relleno rápidamente el espacio comprendido entre las playas interiores y los cordones litorales arenosos. Los depósitos generados en esta etapa progresaron hacia una marisma progradante sometida a la acción de las mareas (Llanura interior de fango) (Fig. 6g).

Con el pasaje aguas abajo de la ZMGS se instaló un aparato deltaico que interrumpió la evolución de la secuencia de llanura costera, representada hasta ese entonces por los depósitos progradantes de carácter estuárico, formado bajo condiciones de agua dulce (Fig. 6h). Estos depósitos constituyen el delta fluvio-estuárico (Cavallotto 1996).

Este evento sucedió muy probablemente como consecuencia de variaciones climáticas que determinaron un incremento en el aporte hídrico del río Paraná y de

la carga de sedimentos, cuyos depósitos formaron el delta (Cavallotto 1995a). Dataciones radiocarbónicas de valvas de moluscos extraídas en el borde interno del delta subaéreo de 1.902 ± 41 y de 1.770 ± 41 años AP (Cavallotto *et al.*, 2002) permitieron delimitar el momento en el cual se produjeron las condiciones necesarias para la instalación del delta.

La continua sedimentación en el delta del Paraná, en condiciones de equilibrio con el medio y con los procesos sedimentarios ocurridos en el Río de la Plata, condujo al desarrollo del albardón costero y la llanura costera de fango. Estas unidades se encuentran ubicadas en la mitad norte y sur de la llanura costera, respectivamente. Al mismo tiempo que progresaba la regresión, los depósitos subaéreos del delta fueron ocupando todo el lecho del Río y los cauces fluviales interiores se fueron cubriendo con material fino de carácter aluvial. De esta manera se conformó la llanura costera del margen sur del Río de la Plata.

Conclusiones

La evolución de llanura costera sur del Río de la Plata dependió del efecto combinado de distintos factores que influyeron sobre los procesos de sedimentación holocena. Tanto las variaciones del nivel del mar como los cambios en las condiciones hidrometeorológicas afectaron la medida del aporte y la dirección del transporte de los sedimentos, mientras que la geometría de la cuenca preholocena y la tectónica controlaron la conformación de la secuencia sedimentaria.

Su evolución se desarrolló durante la última transgresión y pasó por tres etapas que resumen su dinámica: estuárico, de llanura costera y de delta fluvio-estuárico. La primera representa la etapa inicial donde se produjo el relleno del paleovalle a través de la migración de un depocentro arcilloso que acompañó la transgresión. La segunda se vincula con una fuerte progradación costera en relación con el descenso del nivel del mar, desde el momento que alcanzó su nivel relativo más alto, y con la deriva litoral hacia el NO a partir de la Punta Piedras, y la última etapa responde al cambio de las condiciones ambientales en el Río de la Plata, de estuáricas a fluviales, como consecuencia del pasaje de la ZMGS a la posición actual, donde se instala el delta del Paraná, cuya formación se inicia entre 1.902 ± 41 y 1.770 ± 33 años ¹⁴C AP.

La evolución del área estuvo asociada con la dinámica progradante de la costa, cuyo registro geológico sugiere una sucesión compleja de acontecimientos de acreción y erosión. Estos últimos se manifiestan como interrupciones estratigráficas de diferente magnitud temporal las cuales fueron interpretadas como antiguas líneas de costa.

El diseño en planta de las paleolíneas, así como la línea de costa actual, presenta una configuración inte-

grada por salientes asimétricos con un flanco más tendido hacia el SE. Las posiciones de las sinuosidades de las líneas, desde la más antigua a la actual, muestran un desplazamiento progresivo hacia el NO. Esto lleva a considerar que siempre existió una subordinación de la configuración de la línea de costa a la deriva litoral proveniente del SE en respuesta a la dirección dominante de la ola.

Agradecimientos

El autor desea agradecer a los doctores Gerardo Parker y Roberto A. Violante por la lectura crítica y las sugerencias aportadas. A los técnicos Horacio Martínez y Alejandro de León por su apoyo en las tareas de campo y laboratorio. A Elena B. Adragna por la confección de las ilustraciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Balay, M., 1961. El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. Publicación 621. Servicio de Hidrografía Naval, 153 pp.
- Bazán, J. M. y Arraga, A., 1993. El Río de la Plata, Un sistema fluvio-marítimo frágil?: Acercamiento a una definición de la calidad de sus aguas. En: Boltovskoy, A. y López, H. (Eds.): Conferencias de Limnología: 72-82.
- Cappannini, D. A. y Mauriño, V. A., 1966. Suelos de la zona litoral estuárica comprendida entre las ciudades de Buenos Aires al norte y La Plata al sur (Provincia de Buenos Aires). INTA, 2. Colección Suelos, 45 p.
- CARP, 1992. Determinación del clima de olas en el Río de la Plata. Departamento de Hidráulica Facultad de Ingeniería, UNLP. Informe Final. 125 p.
- Cavallotto, J. L., 1987. Morfología y dinámica sedimentaria del Río de la Plata. Informe Final de Beca de Estudio. C.I.C - S.H.N. Buenos Aires, 87 p. (Inédito).
- Cavallotto, J. L., 1988. Interpretación morfológica del Río de la Plata. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur, Paraná, Entre Ríos, Resúmenes expandidos: 65-68.
- Cavallotto, J. L., 1995a. Evolución geomorfológica de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP. 237 pp (Inédito).
- Cavallotto, J. L., 1995b. Evolución de la topografía del sustrato del Holoceno del "Río de la Plata". 4 Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Junín, 1: 223-230.
- Cavallotto, J. L., 1995c. Descripción de la unidad morfológica "Río de la Plata". 4 Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Junín, 1: 231-238.
- Cavallotto, J. L., 1996. Estratigrafía del Holoceno de la Llanura costera del margen sur del Río de la Plata. 13 Congreso Geológico Argentino - 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires, 4: 51-68.
- Cavallotto, J. L., Colombo, F y Violante, R.A., 2002. Evolución reciente de la llanura costera de Entre Ríos. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Tomo II: 5p.
- Cavallotto, J.L., Parker G. and Violante, R. A., 1995a. Evolutionary characteristics of the southern coastal plain of the Río de la Plata. IGCP Project 375, Late Quaternary coastal records of rapid change: Application to present and future conditions. 2nd Annual Meeting. Antofagasta, Chile, Abstract: 17-18.
- Cavallotto, J.L., Parker, G. and Violante, R.A., 1995b. Relative sea level changes in the Río de la Plata during the Holocene. IGCP Project 375, Late Quaternary coastal records of rapid change: Application to present and future conditions. 2nd Annual Meeting, Antofagasta, Chile, Abstract: 19-20.
- Cavallotto, J. L., Violante, R. A. y Parker, G., 1999. Historia evolutiva del Río de la Plata durante el Holoceno. 14 Congreso Geológico Argentino. Salta, 1: 508-511.
- Codignotto, J.O., Kokot, R. and Marcomini, S., 1992. Neotectonism and sea-level changes in the coastal zone of Argentina. Journal of Coastal Research, 8 (1): 125-133.
- Cortelezzi, C., 1977. Datación de las formaciones marinas en el Cuaternario de las proximidades de La Plata - Magdalena, Provincia de Buenos Aires. LEMIT, La Plata, Serie2 (341): 75-93.
- Curry, J. R., Emmel, F. J. and Crampton, P. J. S., 1969. Holocene history of strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. En: Castañares, A. A. y Phleger, F. B., (Eds.): Lagunas costeras, un simposio. Men. Simposio Internacional. Lagunas costeras, UNAM-UNESCO, Universidad Autónoma de México, México D. F., 63-100.
- D'Onofrio, E. E., Fiore, M.M.E. and Romero, S. I., 1999. Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. Journal Continental Shelf Research, 19 (13): 1681- 1693.
- Espinosa, M. A., Fasano, J. L., Ferrero, L., Isla, F. I., Mujica, A. y Schnack, E. J., 1984. Microestratigrafía y micropaleontología de los sedimentos holocenos aflorantes en la desembocadura del arroyo Las Brusquitas (Partido de General Pueyrredón) y en Punta Hermengo (Partido de General Alvarado), Provincia de Buenos Aires. 9 Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 3: 520-537.
- Fasano, J. L., Isla, F. I., Mook, W. G. y Van de Plassche, O., 1987. Máximo transgresivo postglacial de 7000 años en Quequén, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4) 475-477.
- Freguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología de la Provincia de Buenos Aires. LEMIT. Serie 2, 33, 72 p. La Plata.
- González, M. A. y Ravizza, G., 1987. Sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío y Holoceno en la Isla Martín García, Río de la Plata. Revista de la Asociación. Geológica Argentina, 42 (3-4): 231-243.
- González, M. A. y Weiler, N. E., 1983. Ciclicidad de niveles marinos holocénicos en Bahía Blanca y en el Delta del Río Colorado (Provincia de Buenos Aires), en base a edades Carbono 14. Res. Simposio Internacional. Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Último Hemiciclo Deglaciar en la Argentina, IGCP-61. 69-90. Mar del Plata.
- González, M. A., Panarello, H.O., Marino, H. y Valencio, S. A., 1983. Niveles Marinos en el Estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. Resumen Simposio Internacional. Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Último Hemiciclo Deglaciar en la Argentina, IGCP-61. 48-68. Mar del Plata.
- Groeber, P., 1945. Las aguas surgentes y semisurgentes del norte de la Provincia de Buenos Aires. Revista del Centro Argentino de Ingenieros «La Ingeniería» 848: 371-383. Buenos Aires.
- Guida, N. G. y González, M. A., 1984. Evidencias paleoestuarinas en el sudeste de Entre Ríos, su evolución con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno superior y Holoceno. 9 Congreso Geológico Argentino. 3: 577-594. Bariloche
- Guilderson, T. P., Burkle, L., Hemming, S. and Peltier, W. R., 2000. Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. Geochemistry, Geophysics, Geosystems., Vol. 1, Paper number 2000GC000098. Published December 15, 2000.
- Halcrow, Sir W., 1969. Estudio y proyecto del Canal Vinculación entre el Puerto Buenos Aires y el Río Paraná de las Palmas. Informe Final. Sir William Halcrow & Partners. Ingenieros consultores. Londres. (Inédito).
- Iriondo, M., 1999. Climatic change in the South American Plains: Records of a continent-scale Oscillation. Quaternary International, (57/58): 93-112.

- Iriondo, M. H. and N. O. García, 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101: 209-220.
- Masson, O. K. and Jordan, J. W., 1989. Late Holocene evolution of the north coast of Seward Peninsula, Alaska. In: Tanner, W. F. (Ed.): *Coastal Sediment Mobility. Proceedings of the Eighth Symposium on Coastal Sedimentology*, Geology Dept; Florida State University, Tallahassee, Florida, 123-136.
- Ottmann, F., 1967. Introducción a la Geología Marina y Litoral. Ed. EUDEBA. Buenos Aires, 287 p.
- Parker, G., 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 193-204.
- Parker, G., y Marcolini, S., 1992. Geomorfología del delta del Paraná y su extensión hacia el Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 243-250.
- Parker, G. y Violante, R. A., 1993. Río de la Plata y regiones adyacentes. En: M. Iriondo (Ed.): *El Holoceno en la Argentina*, CADINQUA, 2: 163-230.
- Parker, G., S. Marcolini, J. L. Cavallotto y R. A. Violante, 1987. Modelo esquemático de dispersión de sedimentos en el Río de la Plata. *Revista Ciencia y Tecnología del Agua*, Santa Fe, 1 (4): 68-80.
- Parker G., Paterlini, M. C. y Violante, R. A., 1994. Edad y génesis del Río del Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 11-18.
- Rabassa, J., Heusser, C. y Rutter, N., 1992. El Tardioglacial y Holoceno de Tierra del Fuego. En: Iriondo, M. (Ed.): *El Holoceno en la Argentina*, CADINQUA, 1: 103-120.
- Sarnthein, M., 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, 272: 43-46.
- SHN., 1993. *Derrotero Argentino. Parte I. Río de la Plata*. Buenos Aires. Publ. H-201.
- Stapor, F. W., 1975. Holocene beach ridge plain development, Northwest Florida. *Z. Geomorphology Supplement*, 22: 116-144.
- Tanner, W. F., 1987. Spatial and temporal factors controlling overtopping of coastal ridges. *Flood Hydrology* (V. P. Singh, Ed.): 241-248.
- Tanner, W. F., 1989. Johnon Shoal: Clues to Beach Ridge Plain. Origin and History. In: *Coastal Sediment Mobility. Proceedings of the Eighth Symposium on Coastal Sedimentology*. W. F. Tanner (Ed.): Geology Dept; Florida State University, Tallahassee, Florida, 97-106.
- Tonni, P. E., 1992. Mamíferos y Clima del Holoceno en la Provincia de Buenos Aires. En: M. Iriondo (Ed.): *El Holoceno en la Argentina*, CADINQUA, 1: 64-78.
- Urien, C. M., 1967. Los sedimentos modernos del Río de la Plata exterior, Argentina. *Servicio de Hidrografía Naval, Boletín*, 4 (2): 113-213.
- Urien, C. M., Martins L. R. y Martins, I. R., 1978. Modelos depositacionales en la Plataforma Continental de Río Grande Do Sul Uruguay y Buenos Aires. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas, II: 639-658.
- Violante, R. A., Parker, G., Cavallotto, J. L., y Marcolini, S., 1992. La secuencia depositacional del Holoceno en el Río de la Plata y la Plataforma del noreste bonaerense. *Resumen. 4 Reunión Argentina de Sedimentología*. 1: 275-282. La Plata - Buenos Aires.
- Weiler, N. E. y González, M. A., 1990. Análisis geocronológico de los episodios eustáticos del Holoceno en latitudes medias de la República Argentina. *Climas cuaternarios de América del Sur*. Colombia, Resúmenes y contribuciones científicas: 1-14.

Recibido: 16 de mayo, 2001

Aceptado: 23 de septiembre, 2002