

HISTORIA DE LA VEGETACIÓN DE LAS LLANURAS COSTERAS DE LA BAHÍA SAMBOROMBÓN (~35,5°S), ARGENTINA, DESDE 7800 ¹⁴C AÑOS



ISABEL VILANOVA^{1,3} Y ALDO R. PRIETO^{2,3}

¹CONICET. Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Sección Palinología del Cuaternario. Av. Ángel Gallardo 470. (1405) Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Argentina. ivilanova@macn.gov.ar

²CONICET. Laboratorio de Paleocología y Palinología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Mar del Plata. Funes 3250. (7600) Mar del Plata, prov. de Buenos Aires. Argentina. aprieto@mdp.edu.ar

Resumen. El análisis palinológico de una sucesión sedimentaria expuesta en la margen derecha del Río Salado (35° 55' S - 57° 53' O), a 30 km de la costa actual de la Bahía Samborombón, permitió reconstruir la historia de la vegetación del centro de la bahía desde *c.* 7800 ¹⁴C años. Los resultados revelan el desarrollo de diferentes comunidades vegetales: una vegetación halófito de marisma media entre 7800 y 7000 ¹⁴C años AP, reemplazada, entre 7000 y 5400 ¹⁴C años AP, por pastizales salobres de marisma baja en relación con el máximo transgresivo del nivel del mar; una comunidad halófito de transición a una marisma alta entre 5400 y 4300 ¹⁴C años AP; y un pantano salobre y pastizales entre 4300 y 1700 ¹⁴C años AP, con disminución progresiva de las condiciones estuáricas por el descenso del nivel del mar y la progradación de cordones litorales. Estos resultados junto con los registros del sur de la Bahía Samborombón y de la llanura Mar Chiquita (sudeste bonaerense) reflejan una vegetación regional similar entre 5400 y 4300 ¹⁴C años AP, de pastizales halófitos de marisma baja y laguna costera; y una diferenciación local con posterioridad a 4300 ¹⁴C años AP en relación con la geomorfología de cada área: un pantano salobre en la Bahía Samborombón, comunidades psammófitas al sur de ésta y vegetación halófito de marisma media en la llanura Mar Chiquita. Estos cambios revelan la sensibilidad de la respuesta de la vegetación a las fluctuaciones del nivel del mar y evolución geomorfológica.

Palabras clave. Holoceno. Bahía Samborombón. Registros palinológicos. Nivel del mar. Geomorfología.

Abstract. VEGETATION HISTORY OF THE COASTAL PLAINS FROM SAMBOROMBÓN BAY (~35.5° S), ARGENTINA, SINCE 7800 ¹⁴C YEARS. The palynological analysis from a sedimentary sequence, outcropping on the right bank of the Salado River (35° 55' S - 57° 53' W), 30 km from the present coastline of the Samborombón Bay, allowed to reconstruct the vegetation history for the central bay area since *c.* 7800 ¹⁴C years BP. Results indicate the development of different plant communities: middle-marsh halophytic vegetation between 7800 and 7000 ¹⁴C years BP, replaced by low-marsh brackish grasses between 7000 and 5400 ¹⁴C years BP in relation to sea-level highstand; a transitional high salt-marsh halophytic community, developed between 5400 and 4300 ¹⁴C years BP; and, brackish marsh vegetation and grasslands between 4300 and 1700 ¹⁴C years BP, with progressive decrease of estuarine conditions due to sea-level fall and littoral ridge progradation. These results along with those from the south of the Samborombón Bay and Mar Chiquita coastal plain (southeastern Buenos Aires province) showed a similar vegetation in the region, characterized by low-marsh and coastal lagoon halophytic grasses, developed between 5400 and 4300 ¹⁴C years BP; and a local differentiation after 4300 ¹⁴C years BP related to the geomorphology of each area: a brackish marsh vegetation in the Samborombón Bay, psammophytic communities at the south of the bay and middle salt-marsh halophytic communities in Mar Chiquita coastal plain. These changes reveal the sensitive response of vegetation from coastal marshes to the sea-level fluctuations and geomorphologic evolution.

Key words. Holocene. Samborombón Bay. Palynological records. Sea-level. Geomorphology.

LA costa de la provincia de Buenos Aires es un sector de gran interés para las reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas del Cuaternario porque su evolución estuvo vinculada con las variaciones del nivel del mar y los cambios climáticos, particularmente durante el Holoceno temprano (entre 11.650 y 7000 años calibrados antes de 1950) cuando el nivel del mar ascendió *c.* 60 m a escala global en relación con un rápido aumento de temperatura y extensos cambios ambientales (Smith *et al.*, 2011). Las características físicas, hidro-oceanográficas y climáticas de las llanuras costeras del este bonaerense favorecieron un gran aporte de sedimentos

durante la transgresión marina que ocurrió desde el final de la última glaciación (Violante *et al.*, 2001). Estos sedimentos y los fósiles asociados quedaron preservados en sucesiones estratigráficas que representan ambientes de barreras litorales, cordones de playa, llanuras de marea y albuferas. El estudio de estas geoformas y depósitos ha permitido reconstruir la evolución geomorfológica y paleoambiental de las llanuras costeras Ajó y Mar Chiquita (Fig. 1.1) desde 18.000 ¹⁴C años (Violante *et al.*, 2001).

Se ha observado que los cambios en los procesos de sedimentación relacionados con las variaciones del nivel de mar

tienen consecuencias en la vegetación de las llanuras costeras y en las asociaciones de dinoflagelados de los estuarios, las cuales deben adaptarse a los distintos ambientes sedimentarios (Morzadec-Kerfourn, 2005). Por esta razón, el análisis de los registros palinológicos fósiles puede compararse e integrarse con los modelos sedimentarios y geomorfológicos

para realizar una reconstrucción detallada de las condiciones paleoambientales e interpretar la historia de la vegetación.

Los registros palinológicos del sector costero bonaerense entre 37° y 39° S han reflejado la sensibilidad de las comunidades vegetales a los cambios del nivel del mar y a las condiciones paleoambientales durante el Holoceno (e.g., Stutz

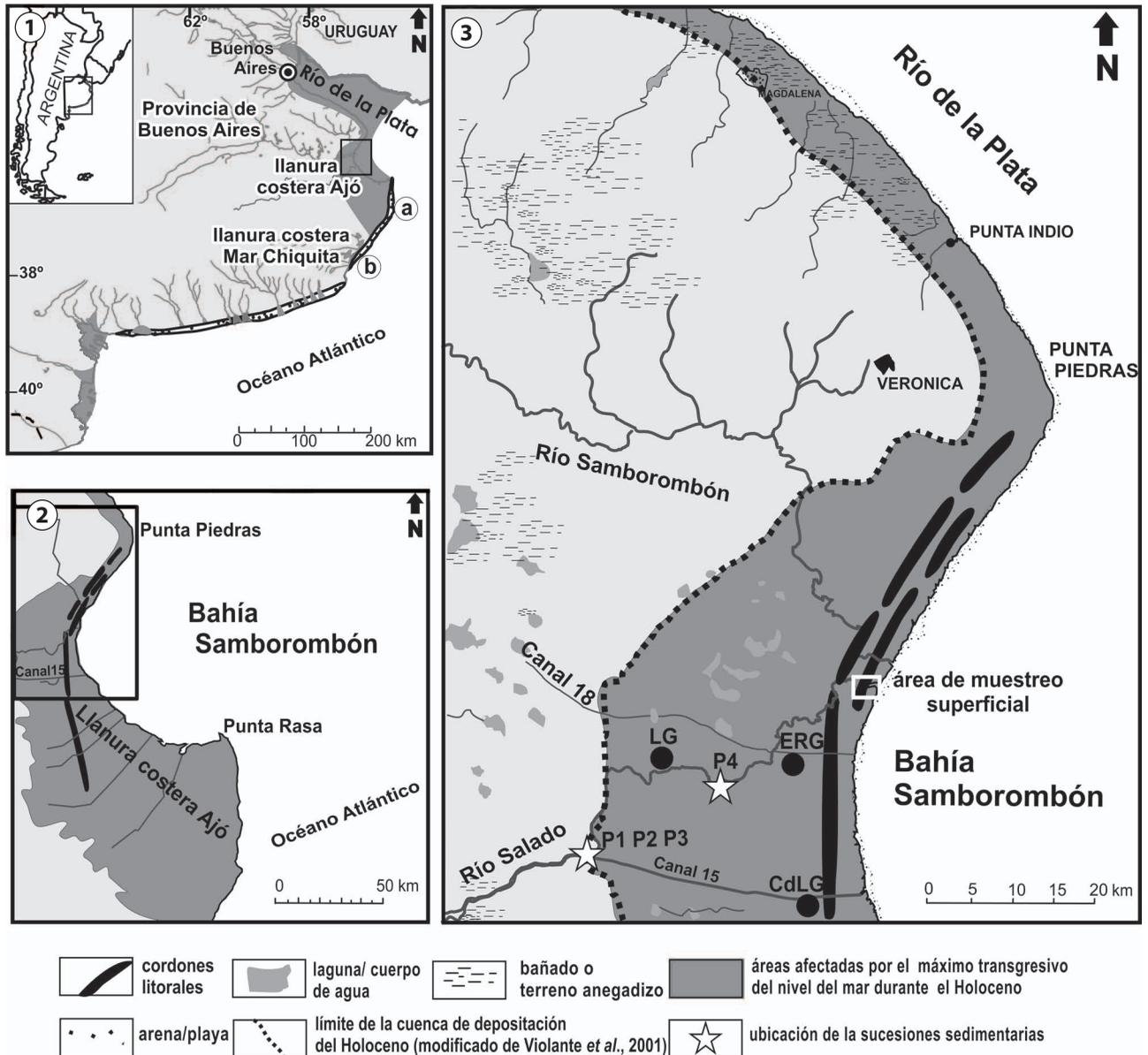


Figura 1. Mapa de ubicación: **1**, Ubicación de la Bahía Samborombón en la provincia de Buenos Aires y de los sitios mencionados en el texto, a: perfil T9-1 (Vilanova et al., 2006a, 2008), b: perfil Laguna Mar Chiquita (Stutz et al., 2006). **2**, Ubicación de la llanura costera Ajó y de los cordones litorales. **3**, Ubicación del área de muestreo superficial, de la secuencia sedimentaria fósil estudiada (P1) y de otras secuencias y localidades mencionadas en el texto: P2 y P3 (Figini et al., 2003), P4 (Fucks et al., 2007), LG: La Guillerma (González de Bonavieri y Zárate, 1993-94), ERG: Estancia Rincón Grande (Figini, 1992), CdLG: Cerro de La Gloria (Fucks et al., 2010) / Location map: **1**, Samborombón Bay location at the Buenos Aires province and other sites mentioned in the text, a: T9-1 profile (Vilanova et al., 2006a, 2008), b: Laguna Mar Chiquita profile (Stutz et al., 2006). **2**, Location of Ajó coastal plain and the litoral ridges. **3**, Location of surface sampling, the studied fossil sedimentary sequence (P1) and other sequences and localities mentioned in the text, P2 and P3 (Figini et al., 2003), P4 (Fucks et al., 2007), LG: La Guillerma (González de Bonavieri and Zárate, 1993-94) and ERG: Estancia Rincón Grande (Figini, 1992), CdLG: Cerro de La Gloria (Fucks et al., 2010).

et al., 2006; Prieto *et al.*, 2009; Vilanova *et al.*, 2010). Al sur de la Bahía Samborombón (sitio a, Fig. 1.1) los registros palinológicos revelaron cambios en las comunidades vegetales asociados con el desarrollo de barreras litorales y los distintos niveles del mar con posterioridad a *c.* 5400 ¹⁴C años AP (Vilanova *et al.*, 2006a) y un cambio en las condiciones hidrográficas de la plataforma bonaerense a *c.* 3300 ¹⁴C años AP relacionado con una re-orientación de la línea de costa y el descenso del nivel del mar (Vilanova *et al.*, 2008).

En las llanuras costeras de la Bahía Samborombón no se han realizado análisis palinológicos fósiles ni actuales. En estas llanuras se desarrollan actualmente humedales de alta productividad primaria formados por comunidades vegetales halófitas e hidrófitas. Los patrones de distribución espacial de estas comunidades están relacionados con la geomorfología y la topografía del área, la salinidad del suelo, los nutrientes y el drenaje (Cagnoni, 1999; Perelman *et al.*, 2001). En general, estos patrones se caracterizan por una zonación a lo largo de un gradiente desde la línea de costa hasta los 5 m.s.n.m. Estas comunidades vegetales responden rápidamente a los cambios ambientales, especialmente a las variaciones en la frecuencia de inundaciones de mareas y del régimen de precipitación, mediante modificaciones en la distribución espacial como consecuencia de una migración de las comunidades a lo largo del gradiente (*e.g.*, Donnelly y Bertness, 2001; Malamud-Roam e Ingram, 2004; Silvestri *et al.*, 2004).

Considerando la sensibilidad de las comunidades vegetales a los cambios ambientales, en este trabajo nos propusimos: (1) reconstruir los cambios de la vegetación de las llanuras costeras del sector central de la Bahía Samborombón durante los últimos *c.* 7800 ¹⁴C años mediante un estudio palinológico y (2) interpretar las variaciones de la distribución espacial de las comunidades vegetales en relación con la evolución geomorfológica del área. El registro palinológico proviene de una sucesión sedimentaria expuesta en la margen derecha del Río Salado, a 30 km de la costa actual de la bahía. Este sector está próximo al límite oeste de la cuenca de depositación durante el máximo transgresivo del Holoceno. Un modelo de la relación vegetación – polen actual de las marismas de la Bahía Samborombón, cercanas a la desembocadura del Río Salado, que representa un análogo potencial de las comunidades vegetales del Holoceno, se utilizó para la interpretación del registro fósil.

Los resultados y conclusiones de este trabajo permitirán interpretar la capacidad de respuesta de los humedales de la Bahía Samborombón a eventuales incrementos del nivel del mar pronosticados para el siglo 21 (Ré, 2005) y a los conse-

cuentes procesos de erosión, aumento de la frecuencia de las inundaciones y de la salinidad del suelo.

DESCRIPCIÓN Y CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las planicies de la Bahía Samborombón forman parte de la llanura costera Ajó (Violante *et al.*, 2001) (Fig. 1.2) y constituyen la porción costera de la cuenca tectónica del Salado, una depresión con una pendiente que varía entre 0,01 y 0,1 % y cuyo carácter actualmente subsidente es uno de los principales factores condicionantes de su evolución geomorfológica (Zárate y Rabassa, 2005). Hacia el límite continental de la bahía, las formas superficiales reflejan la acción de procesos fluviales y eólicos, como las dunas de arcilla, con alturas de hasta *c.* 15 m sobre el nivel de las lagunas (Dangavs, 1979); hacia la zona costera, estas formas reflejan su relación con las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, como los cordones de conchillas (*e.g.*, Zárate y Rabassa, 2005; Fucks *et al.*, 2010). La red de drenaje de la cuenca se caracteriza por tres ríos principales: Salado, Samborombón y Ajó. Numerosas lagunas y depresiones de formas variables se interconectan por cursos colectores tributarios del Río Salado y con algunos arroyos menores. Además, existen numerosos canales artificiales que han alterado el patrón de drenaje y caudal de los ríos principales. El aporte de sedimentos a la bahía proviene de cuatro fuentes: Río de la Plata al norte, la deriva al sur, ríos y canales del oeste, y sedimentos clásticos aportados por deflación de la planicie pampeana, así como del retrabajo *in situ* de los sedimentos del Cuaternario sometidos a erosión (Bértola, 1994).

La Bahía Samborombón comprende una línea de costa de *c.* 180 km de longitud cuyos puntos extremos son Punta Piedras (35°27'S–56°45'O) al norte y Punta Rasa (36°22'S–56°25'O) al sur (Fig. 1.2). La bahía se extiende hacia el interior hasta *c.* 30 km e incluye una porción de aguas someras hasta la isobata de –3,5 m.b.n.m (Volpedo *et al.*, 2005). El gradiente horizontal de distribución de la salinidad es de 5 ups en Punta Piedras hasta 20–25 ups en Punta Rasa (Guerrero *et al.*, 1997). Desde la costa hacia el interior se distinguen diferentes sectores: aguas con y sin sedimentos, planicies mareales, marismas y llanura pampeana (Bértola *et al.*, 1998).

Las marismas presentan dos zonas principales, una baja y una alta, que se diferencian de acuerdo con la frecuencia de las inundaciones por las mareas, la sedimentología y la composición florística (Bértola *et al.*, 1998; Cagnoni, 1999). La marisma baja se inunda diariamente y su extensión está

acotada a los límites de la influencia del régimen de mareas diarias. La marisma alta se inunda irregularmente y su límite superior está condicionado al alcance de la inundación producida por las mareas altas extremas (Cagnoni, 1999). En algunos sectores ubicados entre la marisma baja y alta, la distribución espacial y la composición florística permiten diferenciar una zona transicional o marisma media.

El gradiente de salinidad en las distintas zonas de la marisma varía con la regularidad de las mareas, el ingreso de agua de mar durante pleamares extraordinarias y tormentas; con el aporte de agua dulce por los ríos y cursos de agua y el proveniente de las precipitaciones, y también con la evapotranspiración y la temperatura (Wang *et al.*, 2007). Las precipitaciones y los procesos de evapotranspiración afectan la salinidad especialmente en las zonas donde no llega el aporte de los cursos de agua o la permeabilidad del suelo es muy baja y con poco o nulo drenaje como las cercanas a los cordones litorales. Durante las mareas bajas y cuando existe drenaje, el nivel freático afecta la salinidad ya que diluye la concentración de sales del sustrato de las áreas elevadas, transportando las sales en el agua que drena hacia los canales de mareas (Fanjul *et al.*, 2008).

La mayor concentración de sales ocurre en la marisma media debido a que el suelo se seca entre los períodos de inundación por la evapotranspiración del agua freática y de los poros intersticiales de los sedimentos, proceso facilitado por la actividad cavadora de los cangrejos *Neohelice granulata* Dana (Fanjul *et al.*, 2008). En cambio, en la marisma baja, la salinidad es menor porque, aunque se inunda diariamente por las mareas, las sales son lavadas regularmente a través del sistema. En la marisma alta, la salinidad también es menor que en la marisma media debido a que las inundaciones de agua salada son raras y porque existe aporte de agua dulce a través de los cursos de agua y del nivel freático.

En las marismas dominan *Spartina alterniflora* Loisel., *S. densiflora* Brong. y *Sarcocornia perennis* (Mill.) A.J. Scott (Isacch *et al.*, 2006). En la zona intermareal (marisma baja) domina *S. alterniflora*, formando poblaciones puras y en los sectores más elevados (marismas media y alta) se encuentran *S. densiflora* y *S. perennis* distribuidas en tres patrones diferentes: (1) poblaciones puras de *S. densiflora*; (2) poblaciones puras de *S. perennis* y (3) una mezcla de *S. densiflora* y *S. perennis* (Isacch *et al.*, 2006).

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA EN RELACIÓN CON LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR

Los estudios de geología regional con continuidad en el

terreno para el área de la Bahía Samborombón (Parker y Violante, 1993; Violante *et al.*, 2001; Fucks *et al.*, 2010) constituyen el marco de referencia que hemos utilizado para discutir la historia de la vegetación. Violante *et al.* (2001) han relacionado los relevamientos geológicos-geofísicos submarinos con los geológicos de superficie y subsuelo y realizado un análisis crítico de las dataciones radiocarbónicas del área. Por otra parte, Fucks *et al.* (2010) han redefinido las unidades estratigráficas, introduciendo cambios de orden jerárquico. En estos trabajos se ha propuesto un modelo semejante de la evolución de las llanuras costeras.

De acuerdo con Violante *et al.* (2001) la evolución geomorfológica de las llanuras costeras del este de la provincia de Buenos Aires (Fig. 1.1) se caracterizó por la instalación y desarrollo de barreras litorales entre 20.000 y 7000 ¹⁴C años AP. La transgresión marina postglacial afectó una amplia área de terrenos ubicados en cotas menores de 5 m.s.n.m., de manera tal que la línea de costa se ubicó en promedio *c.* 30 km al oeste de la costa actual del océano Atlántico (Fig.1.1). El nivel del mar ascendió desde -15 m a *c.* 8000 ¹⁴C años AP hasta una posición similar a la actual a *c.* 7000 ¹⁴C años AP y alcanzó un nivel alto máximo de + 6,5 m a *c.* 6000 ¹⁴C años AP (Cavallotto *et al.*, 2004) o de + 3,5 a 4 m a *c.* 6000–5500 ¹⁴C años AP (Fucks *et al.*, 2010). La línea de costa para ese momento está indicada por un resalto de pendiente de *c.* 1 m de altura que separa la llanura costera de los terrenos ubicados por encima de los 5 m.s.n.m. (sustrato pleistoceno o “Pampeano”). Con posterioridad, el nivel del mar descendió hasta su posición actual en dos fases separadas por un período de estabilización entre *c.* 5000 y 3500 ¹⁴C años AP (Cavallotto *et al.*, 2004). Durante esta etapa regresiva ocurrió la progradación de barreras y el desarrollo de zonas protegidas de la acción marina directa por detrás de estas barreras (playas interiores, lagunas costeras y albuferas) que se comportaron como áreas de circulación restringida receptoras de sedimentos arenosos finos que fueron configurando la proto-Bahía Samborombón (Violante *et al.*, 2001).

La progradación costera junto con el descenso del nivel del mar provocaron un desplazamiento de la línea de costa hacia el este, de 30 km en promedio, y el crecimiento de cordones litorales. Violante *et al.* (2001) establecieron tres grupos de edades para el sistema de cordones de la Bahía Samborombón: el primer grupo entre 6150 y 5150 ¹⁴C años AP, el segundo entre 6980 y 3050 ¹⁴C años AP y el último entre 3760 y 2540 ¹⁴C años AP. Los dos primeros corresponden a cordones más interiores y el tercero al ubicado más hacia el este, cercano a la línea de costa actual. Los ambientes de

baja energía como las planicies de marea y marismas protegidos detrás de barreras que se desarrollaban desde *c.* 8000 ¹⁴C años quedaron atrofiados por el aislamiento causado por los cordones bioclásticos con posterioridad a *c.* 4000 ¹⁴C años, mientras hacia el este se desarrolló una serie de marismas que continuó hasta la actualidad simultáneamente con la deposición de sedimentos fluviales, lagunares y eólicos (Fucks *et al.*, 2010).

MATERIALES Y MÉTODOS

Muestreo palinológico superficial

El muestreo de superficie se realizó mediante la técnica de submuestreos múltiples (Adam y Mehringer, 1975) a lo largo de una transecta este-oeste de 1,5 km de longitud, proyectada sobre la marisma que se ubica por detrás de los albardones, entre *c.* 370 y 860 m al sur de la margen derecha del Río Salado (Fig. 1.3). Esta marisma presenta escasa pendiente (0,02%), un régimen de marea micromareal y rangos de marea inferiores a 2 m (Bértola, 1994; Fuck *et al.*, 2010). La transecta abarca las zonas baja, media y alta de la marisma; la primera se ubica en el sector intermareal, la segunda entre el intermareal y el supramareal y la tercera en el sector supramareal.

Muestreo palinológico fósil

La sucesión sedimentaria (P1) fue muestreada en la margen derecha del Río Salado (35°55'S-57°53'O; 5 m.s.n.m.), a 30 km de la costa actual de la Bahía Samborombón (Fig. 1.3). Se utilizaron cinco cajas metálicas (30x5x5 cm) que fueron hincadas verticalmente mediante martillo para muestrear el sector entre 130 y 320 cm de profundidad; y una espátula entre 60 y 130 cm cada 10 cm. En el laboratorio, las columnas sedimentarias de las cajas se muestrearon cada dos centímetros. No se muestrearon los 60 cm superiores porque presentaban signos de alteración antrópica (Fig. 2). En el mismo sector de la sucesión en estudio, Fignini *et al.* (2003) realizaron estudios geocronológicos (P2 y P3, Figs. 1.3 y 2). Se tomaron en cuenta estas sucesiones y otra cercana al sitio de estudio (P4) para establecer las correlaciones estratigráficas (Figs. 1.3 y 2).

Obtención del contenido palinológico

El procesamiento de las muestras palinológicas se realizó de acuerdo al procedimiento de Faegri e Iversen (1989) que incluyó el uso de KOH, HCl, ZnCl₂, y HF. Se añadieron tres pastillas con esporas de *Lycopodium clavatum* L. previamente al procesamiento para calcular la concentración total de po-

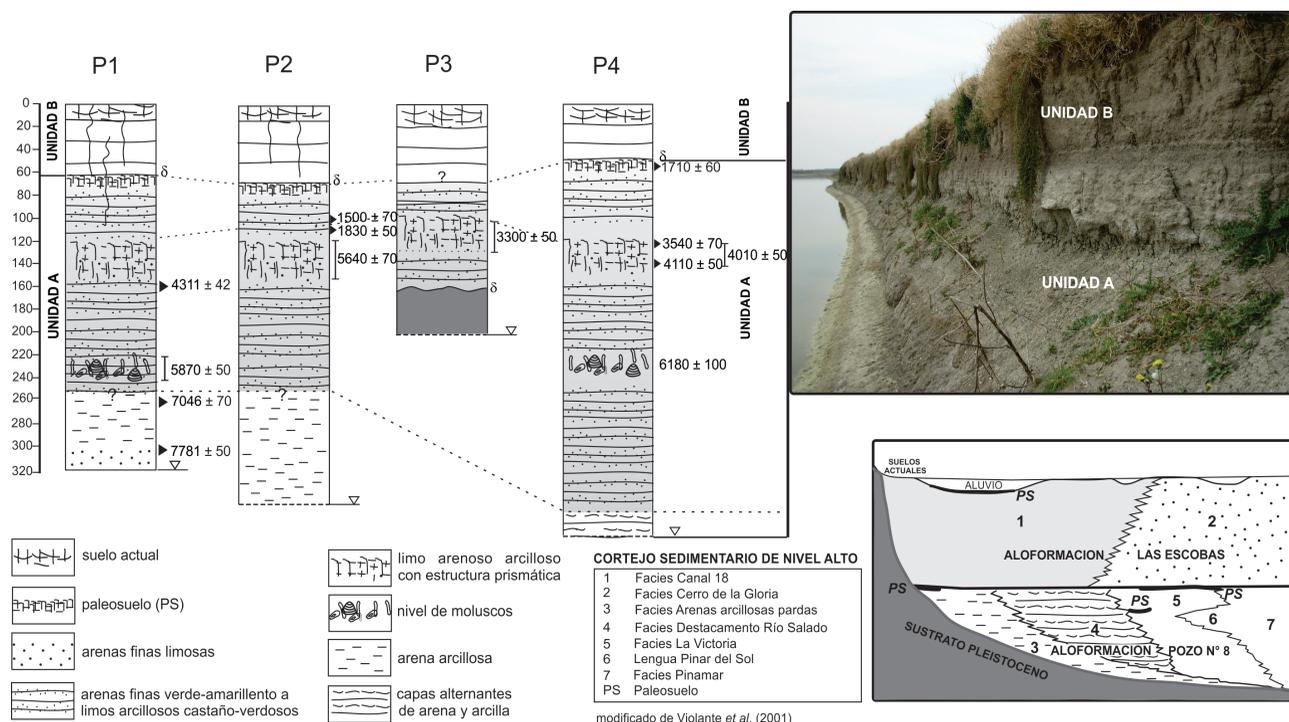


Figura 2. Estratigrafía de la secuencia sedimentaria estudiada (P1), su correlación con otras ubicadas en el área de estudio (P2, P3 y P4) y la correspondencia de sus unidades estratigráficas con los cortejos sedimentarios del área/ *Stratigraphy of the studied sedimentary sequence (P1), its correlation with others from the studied area (P2, P3 and P4) and the correspondence of its stratigraphical units with the depositional sequence composed by different facies.*

len por gramo de sedimento seco (Stockmarr, 1971). Además del análisis de polen se identificaron y consideraron para las interpretaciones paleoecológicas los dinoquistes continentales de la subfamilia Peridinoideae y los de ambientes marinos y estuáricos de los géneros *Operculodinium* y *Spiniferites* (autotróficos) y cf. *Brigantedinium* (heterotrófico) (Rochon *et al.*, 1999; Borel *et al.*, 2003; Borel y Gómez, 2006; Borel, 2007). Se identificaron también remanentes de algas como cenobios de *Pediastrum*, agregados coloniales de *Botryococcus*, cigósporas de *Spirogyra* y vainas de *Gloeotrichia*. Además, se registraron *Michrystridium* y otros acritarcos, esporas de las briofitas *Riccia*, *Riella*, *Anthoceros* y *Phaeoceros*, gloquidios de *Azolla*, *Glomus* y otros hongos. Se realizó, adicionalmente, una determinación cualitativa (presencia-ausencia) de moluscos, carófitas, foraminíferos y ostrácodos (P1), recuperados de los sedimentos mediante *picking*.

Análisis de los datos

Para realizar la zonación de los espectros palinológicos se utilizó el análisis de agrupamiento o *Cluster Analysis (CA)* manteniendo el ordenamiento espacial y estratigráfico de las muestras actuales y fósiles, respectivamente. El *CA* utiliza la raíz cuadrada para la transformación de los datos y la distancia de disimilitud (*chord distance*) de Cavalli-Sforza (TGView v. 2.0.2, Grimm, 2004). Para este análisis se seleccionaron aquellos tipos polínicos con una media en porcentaje ≥ 2 : Poaceae, Chenopodiaceae, Apiaceae, Cyperaceae, Asteraceae y *Ambrosia*. Los porcentajes relativos, las concentraciones polínicas y los diagramas palinológicos se realizaron con el programa TGView v. 2.0.2. (Grimm, 2004).

Para estimar los cambios de salinidad se construyó un índice de salinidad de polen (ISP) (Vilanova *et al.*, 2006b) que representa la relación expresada en porcentaje entre los taxones halófitos (Chenopodiaceae y *Limonium brasiliense* (Boiss.) Kuntze) y la sumatoria de éstos más los hidrófitos (*Typha*, *Myriophyllum*, Cyperaceae, *Alternanthera*) junto con *Spirogyra* y *Pediastrum* por ser indicadores de ambiente dulceacuícola. Los porcentajes más altos representan condiciones más salinas. No se consideró Poaceae porque es una familia que incluye géneros halófitos, hidrófitos y representantes de los pastizales pampeanos.

RESULTADOS

Cronología

Con el objetivo de establecer la correlación cronológica entre las sucesiones se obtuvieron tres dataciones AMS para el Perfil 1(P1) y se consideraron las obtenidas por Figini

(1992), Figini *et al.* (2003) y Fucks *et al.* (2007, 2010) (Tab. 1). De acuerdo con este marco cronológico la sucesión abarca los últimos 7800 ^{14}C años. Todas las edades se calibraron utilizando el programa CALIB 5.0.1 (Stuiver *et al.*, 2005) y la curva para el Hemisferio Sur (SHCal04) (McCormac *et al.*, 2004), excepto para las edades obtenidas del molusco marino *Zidona dufresnei* Donovan y de los bivalvos *Mactra isabelleana* d'Orbigny y *Tagelus plebeius* Lightfoot, utilizando la curva *marine04* (Hughen *et al.*, 2004) para el primero y la curva *mixed marine SoHem* (Lewis *et al.*, 2008) para los dos últimos.

De acuerdo con Gómez *et al.* (2008), las edades radiocarbónicas provenientes de moluscos marinos del área costera bonaerense tienen serias limitaciones y deberían considerarse como aproximadas ya que el efecto reservorio tiene un rango de edades (ΔR) que varía entre 143 y 2482 años. En consecuencia, las correspondientes edades calibradas se justifican con algunas restricciones en cada caso particular y deben considerarse con precaución. En este trabajo se corrigió el ΔR para las edades radiocarbónicas de *Tagelus plebeius* y *Mactra isabelleana* utilizando los datos originales de Gómez *et al.* (2008) y la base de datos *Marine Reservoir Correction Database* (<http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/marine>), los cuales muestran para la primera especie, proveniente del Río Quequén Grande (38°44'S–58°42'O), un $\Delta R = 1271 \pm 28$ ^{14}C años AP; y para la segunda, proveniente de Mar del Plata (37°55'S–57°25'O), un $\Delta R = 506 \pm 61$ ^{14}C años AP.

Se evaluaron las edades obtenidas de gasterópodos y bivalvos considerando si éstos fueron encontrados en posición de vida o si fueron transportados, así como también el origen del depósito donde se encontraban (marino o estuárico). Se descartó la datación de 5640 ± 70 ^{14}C años AP (Tab. 1) realizada sobre *Zidona dufresnei* porque podría tratarse de conchillas retransportadas; actualmente, este molusco marino habita en fondos arenosos, intercalados con grava a profundidades medias entre 25 y 35 m (Pastorino, 1989).

La edades de 5400, 3800 y 3000 ^{14}C años AP y sus correspondientes edades calibradas fueron obtenidas por interpolación lineal utilizando el programa TGView v. 2.0.2. (Grimm, 2004) con el solo objetivo de acotar cronológicamente los límites de las zonas polínicas.

Descripción y correlación estratigráfica de las sucesiones sedimentarias

El registro sedimentario expuesto en los perfiles P1, P2 y P3, las correlaciones con P4 y con las sucesiones descriptas para el área por Fidalgo *et al.* (1973) permitieron reconocer

e integrar los depósitos a lo largo de *c.* 20 km. Se discriminaron dos unidades que denominamos informalmente A y B, las que están total o parcialmente presentes en el tramo de la barranca prospectada (Fig. 2).

Unidad A entre *c.* 7800 y 1700 ¹⁴C años AP (entre *c.* 8500 y 1560 cal. años AP). Arenas finas verde-amarillentas a limos arcillosos castaño-verdosos con estratificación pobremente expresada; incluye un nivel con conchillas enteras y rotas de moluscos (*e.g.*, *Ostrea* sp., *Mactra isabelleana*, *Heleobia australis* d'Orbigny, *H. parchappii* d'Orbigny), valvas de *Tagelus plebeius* en posición de vida y briozoos. Las valvas de *Mactra isabelleana* fueron datadas en 6725 ¹⁴C años AP (7177 cal. años AP) (Fucks *et al.*, 2010); y las de *Tagelus plebeius* entre 5870 y 6180 ¹⁴C años AP (5790 y 6120 cal. años AP) (Figini *et al.*, 2003; Fucks *et al.*, 2007; Fig. 2, Tab. 1); y entre 5150 y 5500 ¹⁴C años AP (4920 y 5400 cal. años AP) en las localidades Estancia Rincón Grande y Cerro de la Gloria (Fig. 1.3, Tab. 1). En la sección media se distingue un nivel limo areno-arcilloso, con estructura prismática datado entre *c.* 3300 y 4300 ¹⁴C años AP (*c.* 3500 y 4900 cal. años AP) (Fig. 2). La parte superior está pedogenizada y fue datada en 1710 ¹⁴C años AP (1556 cal. años AP). Este paleosuelo ha sido correlacionado con el Suelo Puesto Berrondo (Fucks *et al.*, 2007).

La unidad se correlaciona mayormente con la Facies Canal 18 del cortejo sedimentario de nivel alto de la Aloforma-

ción Las Escobas que evolucionó durante las etapas finales de la transgresión del Holoceno y la subsiguiente etapa regresiva progradante (Parker y Violante, 1993; Violante *et al.*, 2001). Apoya en algunos sectores en discordancia sobre el sustrato pleistoceno (P3, Fig. 2) o sobre depósitos de arena arcillosa, posiblemente correlacionables con la Facies Arenas arcillosas pardas (P1 y P2, Fig. 2), o sobre depósitos estratificados con capas alternantes de arena y arcilla con estructura *flaser* y ondulosa de color negro a gris oscuro, correlacionados con la Facies Destacamento Río Salado, ambas de la Aloformación Pozo N° 8 (Fucks *et al.*, 2007) (P4, Figs. 1 y 2). Hacia el este, la unidad A se correlaciona con la Facies Cerro de la Gloria (Fig. 2) integrada principalmente por bancos de conchillas.

Unidad B posterior a *c.* 1700 ¹⁴C años AP (*c.* 1550 cal. años AP). Cubre en discordancia erosiva a los depósitos de la unidad A (Fig. 2). Está formada por arenas finas, limosas con restos de gasterópodos dulceacuícolas (*Heleobia parchappii*, *Pomacea* sp., *Biomphalaria* sp.) con estratificación grosera. Corresponde a los depósitos aluviales actuales del Río Salado que se acumulan en la parte superior de la barranca y que pasan a constituir la planicie de inundación. Estos depósitos están pedogenizados, con una incipiente a moderada diferenciación de horizontes iluviales.

Sobre la planicie de inundación se desarrollan elevaciones topográficas longitudinales, de cumbres y alturas relativas de hasta 5 m ("Pampeano") cuyo origen está vinculado con la

TABLA 1. Dataciones radiocarbónicas y su correspondiente edad calibrada / Radiocarbon dates and their corresponding calibrated age.

Perfil	Edad radiocarbónica (¹⁴ C años AP)	Edad calibrada (cal. años AP)		Laboratorio	Material
		Probabilidad media	2σ		
1	4311 ± 42	4828	4787 – 4891	AA 81411*	materia orgánica
1	5870 ± 50	5787	5654 – 5903	LP 1211 ^a	Tagelus plebeius
1	7046 ± 70	7822	7682 – 7951	AA 89346*	materia orgánica
1	7781 ± 50	8503	8412 – 8594	AA 81410*	materia orgánica
2	1500 ± 70	1351	1261 – 1522	LP 1213 ^a	Heleobia parchappii
2	1830 ± 50	1695	1558 – 1822	LP 1210 ^a	Heleobia parchappii
2	5640 ± 70	6046	5891 – 6204	LP 1209 ^a	Zidona dufresnei
3	3330 ± 50	3505	3388 – 3630	LP 1191 ^a	Heleobia parchappii
4	1710 ± 60	1556	1409 – 1702	LP 1766 ^b	Pomacea sp.
4	3540 ± 70	3759	3572 – 3928	LP 1700 ^b	Heleobia sp.
4	4010 ± 90	4402	4146 – 4647	LP 1701 ^b	materia orgánica
4	4110 ± 50	4549	4417 – 4657	LP 1574 ^b	Heleobia sp.
4	6180 ± 100	6122	5906 – 6313	LP 1580 ^b	Tagelus sp.
CdLG	5490 ± 40	5390	5287 – 5482	KIA 33510 ^d	Tagelus plebeius
CdLG	6725 ± 35	7177	7142 – 7254	KIA33511 ^d	Mactra isabelleana
ERG	5500 ± 80	5397	5214 – 5588	LP 262 ^c	Tagelus plebeius
ERG	5150 ± 70	4918	4784 – 5139	LP 285 ^c	Tagelus plebeius

* este trabajo ^a Figini et al (2003) ^b Fucks et al. (2007) ^c Figini (1992) ^dFucks et al. (2010) CdLG = Cerro de La Gloria ERG = Estancia Rincón Grande

diseción fluvial, médanos de hasta 4 m de altura del Holoceno con una pedogénesis incipiente (Colado *et al.*, 1995) y dunas de arcilla vinculadas con la deflación de depresiones, que siempre han permanecido emergidas durante las máximas crecientes (González de Bonaveri y Zárate, 1993–1994). En las últimas hay registros de ocupaciones humanas (sitio La Guillerma, Fig. 1.3) datadas entre 600 y 1700 ¹⁴C años AP (González de Bonaveri y Zárate, 1993–1994).

En todo este sector, el curso del río presenta un diseño encajado entre barrancas, producto del último evento de incisión fluvial que ocurrió con posterioridad a *c.* 1800–1700 ¹⁴C años AP y cuyas causas no han sido explicadas. Podría estar relacionado con neotectónica, una ruptura del umbral del perfil de equilibrio o una caída del nivel del mar como se ha interpretado para el área interserrana (Vilanova *et al.*, 2010).

Relación vegetación/polen actual

A lo largo de la transecta se reconocieron varios de los patrones de distribución de las comunidades halófitas que se corresponden con las zonas baja, media y alta de la marisma y se analizaron los espectros polínicos de cada una (Fig. 3.1).

Marisma baja. Se extiende desde la línea de costa hasta 500 m hacia el interior de la bahía. La vegetación está formada por poblaciones puras de *Spartina alterniflora*. El espectro polínico está caracterizado por el dominio de Poaceae (30–70%) y Chenopodiaceae (5–35%), acompañadas principalmente por Cyperaceae (5–20%), *Ambrosia* (5–10%) y Asteraceae (5–20%).

A diferencia del dominio de *Spartina alterniflora* en la vegetación, el espectro polínico no sólo representa a esta especie sino también a otras familias y géneros. Probablemente, este sea el resultado de la depositación de polen y otros palinomorfos provenientes de las zonas más elevadas, que fueron transportados y redistribuidos por las mareas y también dispersados por el viento (*e.g.*, *Celtis*). Además, la biomasa aérea de *S. alterniflora* afecta la circulación de las mareas (Leonard y Croft, 2006) actuando como trampa de polen y sedimentos provenientes de las zonas relativamente elevadas. Las muestras del fondo de la laguna costera Mar Chiquita (Fig. 1.1), donde la vegetación de la llanura marginal está dominada por una franja de *Spartina densiflora*, mostraron un espectro similar (Stutz y Prieto, 2003).

Marisma media. Se distribuye entre los 500 y 800 m de distancia desde la línea de costa. La vegetación está formada

por poblaciones puras de *Sarcocornia perennis* rodeadas por pastizales de *Spartina densiflora* acompañada por *Limonium brasiliense* y algunos parches de *Juncus* aff. *acutus*. El espectro polínico está caracterizado por el dominio de Chenopodiaceae (70–90%) acompañada por Poaceae (5–15%), Cyperaceae, Asteraceae y *Limonium brasiliense* (< 5%).

Este espectro refleja las poblaciones puras de *Sarcocornia perennis* que se encuentran circundadas por pastizales de *Spartina densiflora*. El registro de *Limonium brasiliense* se corresponde con el límite entre las poblaciones puras de *Sarcocornia perennis* y los pastizales de *Spartina densiflora*. No están representados en el espectro los parches de *Juncus* aff. *acutus*, probablemente debido a la fragilidad y la pobre preservación del polen (Peglar *et al.*, 2001).

Marisma alta. Se extiende entre los 800 y 1000 m de distancia de la línea de costa. En esta marisma se encuentra un nivel cordoniforme de conchillas y/o arena (*chenier*), originado en un ambiente de playa de alta energía, que indicaría condiciones de tormenta durante la formación de este depósito (Bértola, 1994). Sobre este *chenier* se encuentran árboles de *Celtis iguanaea* (Jacq.) Sarg., a partir de cuyos bordes se desarrollan pastizales de *Spartina densiflora* acompañada por *Sarcocornia perennis*, *Limonium brasiliense* y parches de *Juncus* aff. *acutus*, estos últimos con una mayor frecuencia que en la marisma media. En los bordes de los canales artificiales y en las zonas inundadas por escurrimiento se encuentran *Solanum diflorum* Vell. (Solanaceae) y *Eryngium* sp. (Apiaceae).

Otros taxones identificados en la marisma alta son *Carex* (Cyperaceae), *Gnaphalium gaudichaudianum* DC., *Baccharis pingraea* DC., *B. angustissima* DC., *B. salicifolia* (Ruiz y Pav.) Pers. (Asteraceae), *Heliotropium curassavicum* L. var. *argentinum* I.M. Johnst. (Boraginaceae), *Sessuvium portulacastrum* (L.) L. (Aizoaceae), *Centaurium pulchellum* (Sw.) Druce (Gentianaceae), *Euphorbia serpens* Kunth (Euphorbiaceae), *Chenopodium macrospermum* Hook. subsp. *macrospermum*, *Atriplex prostrata* Boucher ex DC. (Chenopodiaceae), *Polygonum aviculare* L. (Polygonaceae), *Phyla canescens* (Kunth) Greene (Verbenaceae), *Lotus glaber* Mill., *Melilotus indicus* L. All. (Fabaceae) y *Paspalum vaginatum* SW (Poaceae).

El espectro polínico se caracteriza por el dominio de Chenopodiaceae (40–80%) acompañada por Poaceae (15–30%), Cyperaceae (5–15%), Asteraceae (5%) y *Celtis* (hasta 15%). Si bien la vegetación de la marisma alta está caracterizada por pastizales de *Spartina densiflora*, el espectro está dominando

Figura 3.1. Diagrama palinológico actual de las marismas del área de la desembocadura del Río Salado en la Bahía Samborombón. **2,** Diagrama palinológico fósil de la sucesión sedimentaria P1. / **1,** Modern palynological diagram from surface marshes from the area of the Salado River mouth in the Samborombón Bay. **2,** Fossil palynological diagram from P1 sedimentary sequence.

Michrystridium alcanza hasta 10%. *Botryococcus*, Peridinioideae, *Spiniferites* y *Operculodinium* están presentes en trazas. **PI – 2b.** 205–170 cm *c.* 5400–4300 ¹⁴C años AP (*c.* 5550–4850 cal. años AP): Poaceae disminuye hacia el tope desde 65% a 25%, Chenopodiaceae presenta valores entre 45% y 65%, Cyperaceae y Asteraceae aumentan hasta 10% hacia el tope. La concentración de polen total disminuye hacia el tope desde 1700 a 100 granos/g.

Continúan registrándose trazas de Peridinioideae, *Spiniferites* y *Operculodinium*. Aumentan hacia el tope de la subzona *Michrystridium* (25%) y la suma de *Phaeoceros* y *Anthoceros* alcanzan los mayores valores de la secuencia (40%), al igual que otros hongos (20%) y *Glomus* (10%).

PI – 3. 170–60 cm, *c.* 4300–1700 ¹⁴C años AP (*c.* 4850–1550 cal. años AP) se dividió en dos subzonas:

PI – 3a. 170–110 cm, *c.* 4300–3000 ¹⁴C años AP (*c.* 4850–3200 cal. años AP): Chenopodiaceae domina el espectro (60 y 90%). A diferencia de la zona P1-1, está acompañada por Cyperaceae (10–20%), *Ambrosia* (hasta 18%) y Asteraceae (5%). Poaceae está presente con valores entre 2 y 10% y *Limonium brasiliense* se presenta en trazas. La concentración de polen total aumenta hacia el tope desde 850 hasta 17.400 granos/g.

Spirogyra (2–5%), *Pediastrum* (2–13%) y Peridinioideae (6%) se incrementan en esta subzona y hay un notable decrecimiento de las briofitas y *Michrystridium* que disminuyen hasta valores trazas. Desaparecen *Spiniferites* y *Operculodinium*.

PI – 3b. 110–60 cm, entre *c.* 3000–1700 ¹⁴C años AP (*c.* 3200–1550 cal. años AP): Poaceae (5–40%) y Chenopodiaceae (20–50%), caracterizan el espectro junto con Cyperaceae (8–20%), Asteraceae (< 10%) y *Ambrosia* (7–25%). La concentración total de polen total alcanza hasta 32.200 y luego disminuye a 9100 granos/g.

Pediastrum y *Gloeotrichia* presentan tendencias opuestas, el primero con los mayores valores en la base (10–13%) y el segundo con los mayores valores en el tope (11–20%).

En todo el espectro se registran valores bajos y trazas de *Typha*, *Schinus*, *Ephedra*, Apiaceae incluyendo a *Eryngium* y otros tipos polínicos que fueron agrupados como “otras hierbas” (Papilionoideae, Brassicaceae, Euphorbiaceae, Rubiaceae, *Plantago* y Solanaceae).

Índice de Salinidad de Polen (ISP)

El ISP fluctúa entre 90 y 100% entre *c.* 7800 y 4300 ¹⁴C años AP (Fig. 4) y refleja una salinidad elevada. Entre 4300 y *c.* 1700 ¹⁴C años AP los valores disminuyen entre 75 y 54

%, con excepción de un máximo de 80 % a *c.* 3800 ¹⁴C años AP, con fluctuaciones mayores que en el período anterior que reflejan una salinidad variable y más baja (Fig. 4).

DISCUSIÓN

Entre *c.* 7800 y 1710 ¹⁴C años AP (*c.* 8500 y 1550 cal. años AP) se desarrollaron comunidades halófitas de pastizales salados a salobres en marismas a *c.* 30 km de la costa actual. Las variaciones en las proporciones de los taxones, principalmente Poaceae (que representa a *Spartina alterniflora* y *S. densiflora*) y Chenopodiaceae (que representa principalmente a *Sarcocornia perennis*) permitieron inferir cambios en la distribución espacial de estas comunidades (Fig. 3.2). El cambio principal ocurrió a *c.* 4300 ¹⁴C años AP cuando una marisma fue reemplazada por un pantano salobre y comenzó la progresiva disminución y desaparición de las condiciones estuáricas en el área.

Entre *c.* 7000 y 4300 ¹⁴C años AP las variaciones de la concentración polínica total, entre 100 y 24.000 granos/g (Fig. 3.2), podrían relacionarse con una tasa de sedimentación irregular, un ambiente de energía inestable y modificaciones de la línea de costa ocurridos como consecuencia de las variaciones del nivel del mar, que alcanzó un máximo transgresivo entre *c.* 6500–6000 y 5500 ¹⁴C años AP, y niveles altos posteriores pero con un descenso discontinuo. Con posterioridad a 4300 ¹⁴C años AP, la concentración polínica aumentó hasta un máximo de 32.200 granos/g (Fig. 3.2) en relación con momentos de estabilización geomorfológica del área, sugerido por el desarrollo pedogenético, cuando el mar descendió y el área quedó aislada de la acción marina directa.

Entre *c.* 7800 y 7000 ¹⁴C años AP (*c.* 8503 y 7800 cal. años AP) (P1–1), se desarrolló una comunidad halófitas similar a la de la marisma media actual en ambientes de llanuras de marea, de playa y de laguna costera, con procesos litorales inducidos fundamentalmente por la acción de las olas y las corrientes costeras que sugieren el desarrollo de costas abiertas (Violante *et al.*, 2001). Estos ambientes se evidencian también por los sedimentos intermareales, de lagunas costeras y por los canales de marea relictuales en superficie (Fucks *et al.*, 2010). Las trazas de *Typha* y las bajas proporciones de Cyperaceae junto con trazas de *Botryococcus* y *Riella* reflejan la presencia de cuerpos de agua alcalino-salobres a dulceacuícolas, que también están sugeridos por los registros de conchillas de *Heleobia parchappii*, girogonites de carófitas y valvas del ostrácodo *Cyprideis salebrosa* Van den Bold. (Figs. 3.2 y 4). Por otra parte, *Operculodinium* y *Spiniferites* junto con los registros de foraminíferos y de *Heleobia austra-*

lis evidencian la influencia de corrientes de mareas (Fig. 4). Los valores elevados del ISP (Fig. 4) se relacionan con un incremento de la influencia marina y un nivel del mar en rápido ascenso, que alcanzó una posición similar a la actual a *c.* 7000 ¹⁴C años AP (Violante *et al.*, 2001; Cavallotto *et al.*, 2004), en concordancia con las evidencias a escala global (Smith *et al.*, 2011).

Entre *c.* 7000 y 5400 ¹⁴C años AP (*c.* 7800 y 5550 cal. años AP) (P1–2a) el incremento de Poaceae y la disminución de Chenopodiaceae indican el reemplazo de la comunidad halófito de marisma media por una de marisma baja (Fig. 3.2). Esta modificación en la distribución espacial de la vegetación se originó como consecuencia de un aumento del nivel del mar que alcanzó el máximo transgresivo entre *c.* 6500-6000 y 5500 ¹⁴C años AP, inundando zonas elevadas y provocando procesos erosivos y de acantilamiento (Violante y Parker, 2004). El incremento de Poaceae sugiere el desarrollo de *Spartina alterniflora* sometida a inundaciones de mareas frecuentes y prolongadas. Actualmente se ha observado una migración de esta especie desde la marisma baja a expensas de las marismas media y alta simultáneamente con un aumento acelerado del nivel del mar (Donnelly y Bertness, 2001).

El cambio desde una marisma media a una marisma baja está evidenciado también por el reemplazo de arenas arcillosas por arenas finas a limos arcillosos en coincidencia con la desaparición de girogonites de carófitas y la aparición de *Cyprideis multidentata* Hartmann. (Fig. 4), un ostrácodo de ambientes salobres estuáricos de salinidad variable (Ferrero, 1996; Laprida, 2006). El depósito de moluscos, conteniendo *Tagelus plebeius* en posición de vida, refleja el desarrollo de un ambiente estuárico intermareal a infralitoral inestable y una mayor energía de las mareas entre *c.* 6180 y 5150 ¹⁴C años AP (Tab. 1) sugerido también por el registro de *Heleobia australis* y de valvas de *Mactra* (Fig. 4), el bivalvo más abundante en los depósitos mayoritariamente infralitorales y eurihalinos holocenos del este-sudeste bonaerense (Aguirre, 1994; Fucks *et al.*, 2010). La depositación de los sedimentos donde se encuentran enterradas las valvas de *T. plebeius* podría haber ocurrido con anterioridad debido al carácter transgresivo de esta especie; sin embargo, es posible que ambos episodios hayan sucedido en un lapso muy breve (De Francesco y Zárate, 2001).

De acuerdo con los datos radiocarbónicos y la ubicación de las secuencias, el estuario se desarrolló durante 1000 años ¹⁴C y se extendió por más de 25 km desde la costa actual. Este desarrollo habría ocurrido como consecuencia de la

progradación de barreras litorales durante el máximo transgresivo y de cordones litorales relacionados con niveles altos del mar (Violante *et al.*, 2001). El análisis tafonómico de las asociaciones de foraminíferos en los cordones del Canal 15 (Fig. 1.3) mostró que las especies habitaban ambientes marinos someros cercanos a la costa y que fueron depositadas en un ambiente inestable, salobre, con una costa progradante dominada por olas y con una barra costera ubicada en la parte distal de una playa (Laprida y Bertels-Psotka, 2003).

Entre *c.* 5400 y 4300 ¹⁴C años AP (*c.* 5550 y 4850 cal. años AP) (P1–2b) continuó el desarrollo de la marisma baja; sin embargo, los valores decrecientes de Poaceae, con fluctuaciones menores, que también se registran en Chenopodiaceae, Cyperaceae y Asteraceae, sugieren variaciones en la vegetación (Fig. 3.2). Las proporciones medias de Poaceae (25%) y Chenopodiaceae (60%) hacia el final del período se asemejan a las de la marisma alta actual. Este espectro reflejaría una transición gradual desde una marisma baja a una alta que implica nuevas variaciones en la distribución espacial de la vegetación, caracterizada posiblemente por *S. densiflora* asociada con *Sarcocornia perennis*. Esta asociación de la vegetación constituye uno de los patrones encontrados en la marisma alta, relacionado con el predominio de aguas salobres, suelos salinos e influencia local de agua dulce.

El cambio hacia una marisma alta está acompañando por una brusca disminución de la salinidad (Fig. 4) relacionado con variaciones en las condiciones del ambiente estuárico por la mezcla de aguas saladas con aguas alcalino-salobres a dulces. El incremento progresivo de *Michrystidium* sugiere condiciones inter a submareales en un ambiente estuárico (Borel y Gómez, 2006). Los registros de *Phaeoceros* y *Anthoceros* reflejan condiciones locales de humedad al igual que el incremento de *Glomus* y otros hongos, mientras que *Riella* y los dinoquistes de Peridinioideae, *Operculodinium* y *Spiniferites* evidencian las condiciones salobres. Si bien desaparece el registro de *Mactra*, continúan los de foraminíferos y de *Cyprideis multidentata* y *C. salebrosa* relacionados con condiciones estuáricas-salobres, conexión marina y aguas alcalinas (Ferrero, 1996; Laprida, 2006) y que indican proximidad a la costa.

Entre *c.* 4300 y 3000 ¹⁴C años AP (*c.* 4850 y 3200 cal. años AP) (P1–3a) ocurrió un cambio hacia una vegetación halófito en un pantano salobre que se caracterizó por el dominio de Chenopodiaceae asociada con Cyperaceae junto con Asteraceae y *Ambrosia* (Fig. 3.2). Este cambio se relaciona con la disminución de la influencia marina que se refleja en la desaparición de *Operculodinium*, *Spiniferites* y *Heleobia*

australis. Durante este tiempo, el nivel del mar descendió y los cordones adosados a Punta Piedras (Figs. 1.2, 3) continuaron creciendo hacia el sur quedando el ambiente restringido y protegido de la acción marina directa detrás de los cordones litorales (Violante *et al.*, 2001); esto habría ocasionado una disminución gradual de las condiciones estuáricas y un incremento de la influencia del Río Salado. El aumento de Cyperaceae junto con trazas de *Ranunculus*, Amaryllidaceae/Iridaceae y *Typha* y la interrupción del registro de *Limonium brasiliense* evidencian la disminución de la salinidad, excepto a *c.* 3800 ¹⁴C años AP cuando Chenopodiaceae domina el espectro (Figs. 3.2 y 4). El desarrollo de cuerpos de agua dulce está reflejado por el incremento de Peridinioideae, *Pediastrum* y *Spirogyra* (Fig. 3.2) y por la asociación de *Riella* y *Pediastrum* que indican mayor profundidad del cuerpo de agua (Djamali *et al.*, 2008). La re-aparición de girogonites de carófitas y el registro continuo de *Heleobia parchappii* y de *Cyprideis salebrosa* sugieren aguas alcalinas-salobres. El incremento de *Celtis* podría relacionarse con la progradación hacia el sur de los cordones litorales de tormenta cercanos, los cuales fueron restringiendo los ambientes abiertos e interrumpiendo los canales de marea y en consecuencia restringiendo y dejando desconectadas-atrofiadas las llanuras de mareas (Fucks *et al.*, 2010). El registro sedimentario sugiere el desarrollo de procesos pedogenéticos durante una etapa de estabilización local del ambiente de pantano salobre.

Entre *c.* 3000 y 1710 ¹⁴C años AP (*c.* 3500 y 1560 cal. años AP) (P1–3b), el aumento de Poaceae, Cyperaceae, Asteraceae y *Ambrosia* y la aparición de trazas de *Alternanthera* (Fig. 3.2) representan pastizales y hierbas del pantano salobre cercano a la ribera del Río Salado. Los cuerpos de agua sobre depresiones inundables se evidencian por las mayores proporciones de los remanentes de algas y por los restos de *Heleobia parchappii* y *Biomphalaria* (Fig. 4) que además se relacionan con vegetación acuática y sugieren una profundidad del cuerpo de agua entre 2 y 3 m (Prieto *et al.*, 2004). Las fluctuaciones de Poaceae y Chenopodiaceae y el aumento de tipo *Carduus* muestran modificaciones en la vegetación, mientras que el incremento de *Gloeotrichia* simultáneamente con la disminución de *Pediastrum* hacia el final de este periodo sugiere cambios en las condiciones físico-químicas de los cuerpos de agua (Fig. 4).

El pastizal continental sin influencia marina y con aporte fluvial se relaciona con la conformación de la línea de costa semejante a la actual a partir de *c.* 3000 ¹⁴C años AP, con una paleo-Bahía Samborombón aún muy escotada en la que nuevos cordones comenzaron a escalonarse en niveles decre-

cientes hacia la costa (Violante *et al.*, 2001). La progradación de la costa continuó hasta la actualidad y la bahía alcanzó la configuración actual, estableciéndose la vegetación halófitas en las marismas actuales, isletas de *Celtis* en las zonas elevadas y pastizales a 30 km de la costa.

Historia regional de los cambios de la vegetación en las llanuras costeras Ajó y Mar Chiquita

La comparación e integración de los registros palinológicos del centro de la llanura costera Ajó (centro de la Bahía Samborombón, P1) con los del sur de ésta (sitio a, Fig. 1.1) y con los de la llanura costera Mar Chiquita (sitio b, Fig. 1.1) permitieron realizar una reconstrucción regional y establecer patrones comunes de la respuesta de las comunidades vegetales a la evolución geomorfológica relacionada con los cambios del nivel del mar desde *c.* 7800 ¹⁴C años AP.

En el centro de la llanura Ajó, entre *c.* 7800 y 5400 ¹⁴C años AP, una comunidad halófitas de marisma media fue reemplazada por pastizales halófitos de marisma baja. En la llanura Mar Chiquita, entre *c.* 6000 y 5000 ¹⁴C años AP se desarrollaban comunidades halófitas – psammófitas sobre planicies arenosas salobres (Stutz *et al.*, 2006) que probablemente correspondan a pastizales de *Spartina* de una marisma baja. La diferencia entre ambos registros puede estar relacionada con la topografía y la distancia de la costa durante el máximo transgresivo del nivel del mar entre *c.* 6500–6000 y 5500 ¹⁴C años AP. No existen registros del sur de la llanura Ajó para este tiempo.

Entre *c.* 5400 y 4300 ¹⁴C años AP se desarrollaban pastizales halófitos similares en ambas llanuras costeras, en ambientes estuáricos de marisma baja (llanura Ajó) y de laguna costera (llanura Mar Chiquita). Estos ambientes se habrían establecido sobre planicies de mareas protegidas de la acción marina directa por la progradación de cordones y barreras litorales durante el período de relativa estabilización del nivel del mar entre 5000 y 3500 ¹⁴C años AP, que favoreció el desarrollo de las condiciones estuáricas a escala regional. Sin embargo, hacia *c.* 4300 ¹⁴C años AP, en el centro de la llanura Ajó, un cambio gradual de la vegetación refleja una transición desde la marisma baja hacia una marisma alta.

A partir de *c.* 4300 ¹⁴C años AP (*c.* 4850 cal. años AP) ocurrieron cambios locales en diferentes momentos de acuerdo con las modificaciones geomorfológicas de cada sitio y con un nivel del mar en descenso hasta alcanzar el nivel actual. En el área central de la llanura Ajó se desarrolló un pantano salobre sin conexión marina y desaparición gradual de las condiciones estuáricas que evolucionó a un pastizal

con influencia del aporte fluvial. Al sur de esta llanura, prevalecieron las comunidades halófitas de marisma baja hasta *c.* 3300 ¹⁴C años AP cuando se establecieron comunidades psammófitas asociadas a médanos estabilizados de la barrera medanosa oriental (Vilanova *et al.*, 2006a). En la llanura costera Mar Chiquita, la marisma baja continuó hasta *c.* 2500 ¹⁴C años AP y a partir de ese momento se desarrolló un ambiente albuférico de laguna costera delimitada por la progradación de la barrera hacia el sudoeste y se produjo la expansión de las comunidades halófitas de las marismas (Stutz *et al.*, 2006), de las zonas media y alta.

CONCLUSIONES

Los espectros modernos de las muestras superficiales resultaron útiles para identificar la zonación y distribución espacial de las comunidades vegetales correspondientes a las marismas baja, media y alta y para interpretar los registros fósiles.

El registro palinológico de la sucesión sedimentaria del Río Salado permitió reconstruir la historia de la vegetación de las planicies del centro de la Bahía Samborombón desde *c.* 7800 ¹⁴C años AP, con cambios que se corresponden con los modelos de evolución geomorfológica y las distintas posiciones del nivel del mar durante el Holoceno.

Los cambios encontrados fueron: (1) el reemplazo de una comunidad halófitas de marisma media, que se desarrollaba desde *c.* 7800 ¹⁴C años AP, por pastizales salobres de marisma baja a *c.* 7000 ¹⁴C años AP que migraron durante el máximo transgresivo del nivel del mar; (2) una transición hacia una marisma alta entre 5400 y 4300 ¹⁴C años AP en un ambiente estuárico durante un período de estabilización del nivel del mar en su fase regresiva; (3) el desarrollo de vegetación halófitas en un pantano salobre a partir de *c.* 4300 ¹⁴C años AP con la progresiva desaparición de las condiciones estuáricas en relación con el descenso del nivel del mar y el aislamiento de las marismas por la progradación de los cordones litorales; y (4) el desarrollo de pastizales en un ambiente continental con mayor influencia del aporte fluvial hacia 1700 ¹⁴C años AP, con momentos de estabilidad que permitieron el desarrollo de una pedogénesis incipiente.

Entre 5400 y 4300 ¹⁴C años AP se encontró un patrón regional común de la vegetación de las llanuras Ajó y Mar Chiquita, caracterizado por pastizales halófitas de marisma baja y de laguna costera salobre como respuesta a un ambiente estuárico durante un período de estabilidad del nivel del mar en su fase regresiva. Con posterioridad a 4300 ¹⁴C años AP la vegetación cambió en las llanuras en relación con la evolución geomorfológica local durante el descenso del nivel del mar

hasta su posición actual: un pantano salobre en el centro de la llanura Ajó, comunidades psammófitas en el sur de ésta, y halófitas de marisma media a alta en la llanura Mar Chiquita.

En una escala temporal más larga, los resultados reflejan los cambios en la distribución espacial de la vegetación costera que actualmente ocurren en cortos períodos de tiempo y consisten en el desplazamiento de la vegetación de la marisma alta a terrenos bajos cuando disminuyen las inundaciones de las mareas por efectos de barreras naturales y/o artificiales; y viceversa, la vegetación de la marisma baja se expande hacia terrenos elevados cuando aumentan las inundaciones y/o erosión del terreno por un incremento del nivel del mar.

Los resultados muestran la alta sensibilidad de los humedales costeros a las variaciones del nivel del mar, a la evolución geomorfológica de la costa y a los consecuentes cambios de la salinidad, regímenes de sedimentación y desarrollo de diferentes ambientes depositacionales. Por otra parte, estos resultados y conclusiones permiten sugerir que una respuesta potencial de los humedales frente al aumento del nivel del mar sería un desplazamiento de los pastizales y comunidades halófitas de las marismas hacia el continente, a expensas de los pastizales pampeanos.

AGRADECIMIENTOS

A G. De Francesco y L. Ferrero por la identificación de los moluscos y microfósiles, respectivamente. Al Sr. A. Echeverri por proporcionarnos información del área y permitirnos realizar el muestreo de polen superficial en su propiedad. A E.E. Fucks por sus comentarios y sugerencias sobre la estratigrafía del área. A C.M. Borel y un revisor anónimo por los comentarios y sugerencias. Este trabajo fue financiado con los subsidios PICT 1338 y CONICET- PIP 112-200801-01265 y es una contribución al Proyecto PROSUL: 490299/2008-3.

BIBLIOGRAFÍA

- Adam, D.P. y Mehlinger, P.J.Jr. 1975. Modern pollen surface samples. An analysis of subsamples. *Journal Research U.S. Geological Survey* 3:733–736.
- Aguirre, M. 1994. Revisión de las especies de *Macra* Linné (Bivalvia) del cuaternario bonaerense (Argentina). Aspectos ecológicos y de distribución. *Revista Española de Paleontología* 9: 131–144.
- Bértola, G. 1994. [*Geomorfología y sedimentología de los ambientes mareas de la Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires*]. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata, 153 p. Inédito]
- Bértola, G., Cortizo, L. y Pastorino, S. 1998. Delimitación de ambientes costeros en la Bahía Samborombón mediante información satelitaria. *5^o Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses* (Mar del Plata), *Actas*, p. 217–225.
- Borel, C.M. 2007. Algas no silíceas y acritarcos de depósitos costeros holocenos en el Arroyo La Ballenera, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 44: 359–366.
- Borel, C.M. y Gómez E.A. 2006. Palinología del Holoceno del Canal del

- Medio, estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 43: 399–412.
- Borel, C.M., Guersteyn, G.R. y Prieto, A.R. 2003. Palinomorfos acuáticos (algas y acaritarios) del Holoceno de la laguna Hinojales (Buenos Aires, Argentina): interpretación paleoecológica. *Ameghiniana* 40: 514–531.
- Cagnoni, M. 1999. Espartillares de la costa bonaerense de la República Argentina. Un caso de humedales costeros. En: A.I. Álvarez (Ed.): *Tópicos sobre humedales subtropicales y templados de Sudamérica*. ORCYT-UNESCO, Montevideo p. 51–67.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Parker, G. 2004. Sea-level fluctuations during the last 8660 years in the de la Plata river (Argentina). *Quaternary International* 114: 155–165.
- Colado, U.; Figini, A.; Fidalgo, F. y Fucks, E. 1995. Los depósitos marinos del Cenozoico entre Punta Indio y el Río Samborombón, Provincia de Buenos Aires. *4^{ta} Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses* (Junín), *Actas* 1:151–158.
- De Francesco, C.G. y Zárate, M.A. 2001. Bioturbaciones de *Tagelus plebeius* Lightfoot, 1786 (Mollusca; Bivalvia) en un ambiente estuárico (río Quequén Grande, Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana* 38: 467–470.
- Dangavs, N.V. 1979. Presencia de dunas de arcilla fósiles en la Pampa Deprimida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 31–35.
- Djamali, M., Kürschner, H., Akhiani, H., de Beaulieu, J.-L., Amini, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P. y Stevens, L. 2008. Palaeoecological significance of the spores of the liverwort *Riella* (Riellaceae) in a late Pleistocene long pollen record from the hypersaline Lake Urmia, NW Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology* 152: 66–73.
- Donnelly, J.P. y Bertness, M.D. 2001. Rapid shoreward encroachment of salt marsh cordgrass in response to accelerated sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Science, Geology* 98: 14218–14222.
- Fægri, K. e Iversen, J. 1989. Finding the grain. Laboratory technique. 4^o edition, K. Fægri, P.E Kalana and K. Krzywinski (Eds.), *Textbook of Pollen Analysis*. John Willey and Sons, Londres, p. 69–90.
- Fanjul, E., Grella, M.A., Canepuccia, A e Iribarne, O. 2008. The Southwest Atlantic intertidal burrowing crab *Neohelice granulata* modifies nutrient loads of phreatic waters entering coastal area. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 79: 300–306.
- Ferrero, L. 1996. Paleoecología de ostrácodos holocenos del estuario del río Quequén Grande (Provincia de Buenos Aires). *Ameghiniana* 33: 209–222.
- Fidalgo, F., Colado, U.R. y De Francesco, F.O. 1973. Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Prov. de Buenos Aires). *5^o Congreso Geológico Argentino* (Buenos Aires), *Actas* 3: 227–240.
- Figini, A.J. 1992. Edades ¹⁴C de sedimentos marinos holocénicos de la provincia de Buenos Aires. *3^{ra} Jornadas Geológicas Bonaerenses* (La Plata), *Actas*, p. 147–152.
- Figini, A.J., Carbonari, J.E. y Huarte, R.A. 2003. Geosuelo, Puesto Callejón Viejo. Su posición cronológica y relación con eventos paleoclimáticos y paleoambientales. *2^o Congreso Argentino de Cuaternario y geomorfología* (Tucumán), *Actas* 2: 93–100.
- Fucks E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A. 2007. Geocronología, paleoambientes y paleosuelos en la Región Pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 425–433.
- Fucks E.E., Schnack, E.J. y Aguirre, M.L. 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: 27–39.
- Gómez, E.A., Borel, C.M., Aguirre, M.L. y Martínez, D.E. 2008. Radiocarbon reservoir ages and hardwater effect for the northeastern coastal waters of Argentina. *Radiocarbon* 50: 119–129.
- González de Bonaveri, M.I. y Zárate, M.A. 1993–94. Dinámica de suelos y registro arqueológico: La Guillerma, provincia de Buenos Aires. *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología* 19: 285–305.
- Grimm, E. 2004. Tilia software 2.0.2, Illinois State Museum Research and Collection Center Springfield.
- Guerrero, R.A., Acha, E.M., Framiñan, M.B., Lasta, C.A. 1997. Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research* 17: 727–742.
- Hughen KA, Baillie MGL, Bard E, Beck JW, Bertrand CJH, Blackwell PG, Buck CE, Burr GS, Cutler KB, Damon PE, Edwards RL, Fairbanks RG, Friedrich M, Guilderson TP, Kromer B, McCormac G, Manning S, Bronk Ramsey C, Reimer PJ, Reimer RW, Remmele S, Southon JR, Stuiver M, Talamo S, Taylor FW, van der Plicht J, Weyhenmeyer CE. 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1059–86.
- Isacch, J.P., Costa, C.S.B., Rodríguez-Gallego, L., Conde D, Escapa, M., Gagliardini, D.A. e Iribarne, O.O. 2006. Distribution of saltmarsh plant communities associated with environmental factors along a latitudinal gradient on the south-west Atlantic coast. *Journal of Biogeography* 33: 888–900.
- Laprida, C. 2006. Ostrácodos recientes de la llanura pampeana, Buenos Aires, Argentina: ecología e implicancias paleolimnológicas. *Ameghiniana* 43: 181–204.
- Laprida, C. y Bertels-Psotka, A. 2003. Benthic foraminifers and paleoecology of a Holocene shelly concentration, Salado Basin, Argentina. *Geobios* 36: 559–572.
- Leonard, L.A. y Croft, A.L., 2006. The effect of standing biomass on flow velocity and turbulence in *Spartina alterniflora* canopies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69: 325–336.
- Lewis, C.A., Reimer, P. J., y Reimer, R. W. 2008. Marine reservoir corrections: St Helena, South Atlantic Ocean. *Radiocarbon* 50: 275–280.
- Malamud-Roam F. e Ingram B.L. 2004. Late Holocene $\delta^{13}\text{C}$ and pollen records of paleosalinity from tidal marshes in the San Francisco Bay Estuary, California. *Quaternary Research* 62: 134–135.
- McCormac, F.G., Hogg, A.G., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Higham, T.F.G. y Reimer, P.J. 2004. SHCal04 Southern Hemisphere calibration 0–1000 cal BP. *Radiocarbon* 46: 1087–1092.
- Morzdec-Kerfourn, M-T. 2005. Interaction between sea-level changes and the development of littoral herbaceous vegetation and autotrophic dinoflagellates. *Quaternary International* 133–134: 137–140.
- Parker, G. y Violante, R.A. 1993. Río de la Plata y regiones adyacentes. En: M. Iriando (Ed.), *El Holoceno en la Argentina*. CADINCUA (Comité Argentino para la investigación del Cuaternario), Buenos Aires, volumen 2, p. 163–230.
- Pastorino, G. 1989. Lista preliminar de moluscos cuaternarios de algunos yacimientos de Río Negro y Chubut, Argentina. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay* 7: 129–137.
- Peglar, S.M., Birks, H.H. y Birks H.J.B. 2001. Terrestrial pollen record of recent land use changes around nine North African lakes in the CASSARINA Project. *Aquatic Ecology* 35:431–448.
- Perelman, S.B., León, R.J.C. y Oesterheld, M. 2001. Cross-scale vegetation patterns of Flooding Pampa grasslands. *Journal of Ecology* 89: 562–577.
- Pérez, C.F., Latorre, F., Stutz, S. y Pastorino S. 2009. A two-year report of pollen influx into Tauber traps in Mar Chiquita coastal lagoon, Buenos Aires, Argentina. *Aerobiologia* 25: 167–181
- Prieto, A.R., Blasi, A.M., De Francesco, C.G. y Fernández, C. 2004. Environmental history since 11.000 ¹⁴C yr B.P. of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Luján River. *Quaternary Research* 62: 146–161.
- Prieto, A.R., Vilanova, I., Tonello, M.S. y Stutz, S. 2009. Reconstrucción de la vegetación y del clima de los pastizales pampeanos durante el Pleistoceno tardío – Holoceno a través del análisis palinológico. *Quaternario*

- do Rio Grande do Sul: integrando conhecimentos. Monografias da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, p.107–120
- Ré, M. 2005. [Impacto del Cambio Climático Global en las Costas del Río de la Plata. Tesis de maestría, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires, 120 p. Inédito]
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.L., Matthiesen, J. y Head, M.J. 1999. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas. Special Contribution Series* 35, 146 p.
- Silvestri, S., Defina, A. y Marani, M. 2004. Tidal regime, salinity and salt marsh plant zonation. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 62: 119–130.
- Smith, D.E., Harrison, S., Firth, C.R., Jordan, J.T. 2011. The early Holocene sea level rise. *Quaternary Science Reviews* 30: 1846–1860.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13: 615–621.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. y Reimer, R.W. 2005. Calib 5.0.1. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>.
- Stutz, S. y Prieto, A.R. 2003. Modern pollen and vegetation relationships in Mar Chiquita coastal lagoon area, southeastern Pampa grasslands, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 126: 183–195.
- Stutz, S., Prieto, A.R. e Isla, F.I. 2006. Holocene evolution of the Mar Chiquita coastal lagoon area (Argentina) indicated by pollen analysis. *Journal of Quaternary Science* 21: 17–28.
- Vilanova, I., Prieto, A.R. y Stutz, S. 2006 a. Historia de la vegetación en relación con la evolución geomorfológica de las llanuras costeras del este de la Provincia de Buenos Aires durante el Holoceno. *Ameghiniana* 43: 147–159.
- Vilanova, I., Prieto, A. R. y Espinosa, M. 2006 b. Palaeoenvironmental evolution and sea-level fluctuations along the southeastern Pampa grasslands coast of Argentina during the Holocene. *Journal of Quaternary Science* 21: 227–242.
- Vilanova, I., Guerstein, G.R., Akselman R. y Prieto, A.R. 2008. Mid- to Late organic-walled dinoflagellate cysts from the northern Argentine shelf. *Review of Palaeobotany and Palynology* 152: 11–20.
- Vilanova, I., Prieto, A.R., Stutz, S. y Bettis III, E.A. 2010. Holocene vegetation changes along the southeastern coast of the Argentinean Pampa grasslands in relation to sea-level fluctuations and climatic variability: Palynological analysis of alluvial sequences from Arroyo Claromecó. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298: 210–223.
- Violante, R.A. y Parker, G. 2004. The post-last glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent inner continental shelf, Argentina. *Quaternary International* 114: 167–181.
- Violante, R.A., Parker, G. y Cavalotto, J.L. 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 51–66.
- Volpedo, A.V., Yunes, T., Fernández Cirelli, A. 2005. El humedal mixohalino de Bahía Samborombón: conservación y perspectivas. En: J. Peteán y J. Cappato (Eds) *Humedales Fluviales de América del Sur. Hacia un manejo sustentable*. Fundación Proteger Ediciones-UICN, Santa Fe, p. 89–106.
- Wang, H., Ping Hsieh, Y., Harwell, M.A. y Huang, W. 2007. Modelling soil salinity distribution along topographic gradients in tidal salt marshes in Atlantic and Gulf coastal regions. *Ecological Modelling* 201: 429–439.
- Zárate, M. y Rabassa, J. 2005. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En: R. de Barrio, R. Etcheverry, M. Caballé y E. Llambías (Eds.), *Relatorio 16° Congreso Geológico Argentino. Geología y recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*, p. 119–138.

doi: 10.5710/AMGH.v49i3(499)

Recibido: 19 de mayo de 2011

Aceptado: 18 de octubre de 2011