

## CAPITULO III

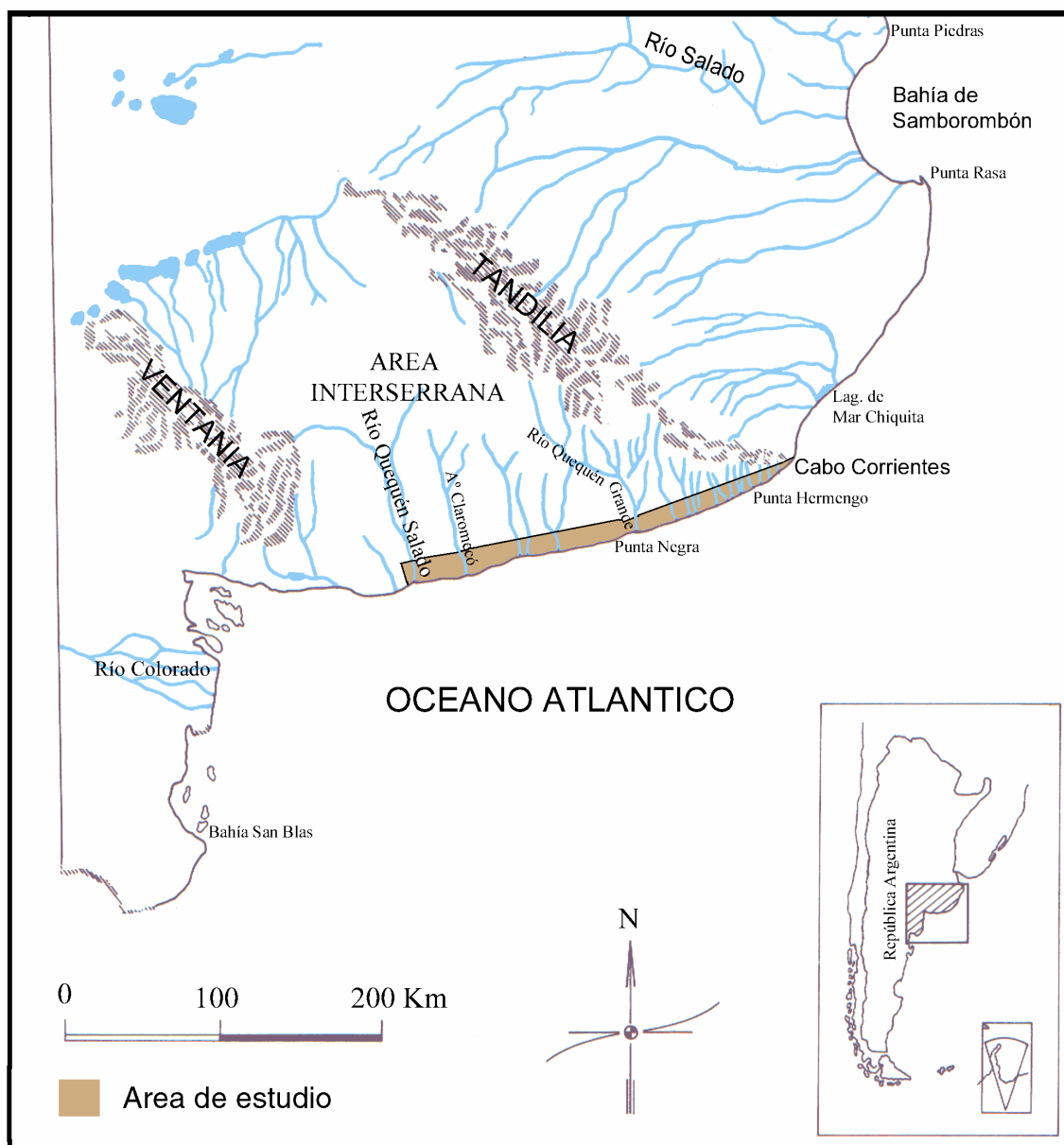
### CARACTERISTICAS AMBIENTALES

#### III.1-INTRODUCCION

El área de estudio se encuentra ubicada entre el sector de salientes rocosos de Cabo Corrientes y la desembocadura del río Quequén Salado, en la costa de las llanuras del Area Interserrana que se extiende entre las Sierras Septentrionales (Tandilia) y Australes (Ventania). Esta área se incluye dentro de la Subregión Pampa Húmeda de la Región Pampeana (Figura III.1). En este capítulo se presenta la información climática, fisiográfica, estratigráfica y paleoambiental de la Pampa Húmeda. A su vez, se analizan con mayor profundidad las particularidades ambientales del litoral marítimo bonaerense y las variaciones de la línea de costa ocurridas durante el Pleistoceno final y el Holoceno. Es preciso advertir que las fuentes con las que se avanza sobre estos fenómenos son heterogéneas y en numerosos casos contrapuestas.

La evidencia paleoambiental aquí resumida es relevante a fin de estudiar, desde una perspectiva arqueológica, los vínculos que mantuvieron los grupos cazadores-recolectores con la dimensión física y social del espacio geográfico que habitaron a lo largo del tiempo (Anshuetz *et al.* 2001; Curtoni 2000; Ingold 2000). A la luz de estos aspectos del medio natural se puede evaluar con mayor precisión la variabilidad de los recursos potenciales que estuvieron disponibles para los grupos humanos durante los distintos momentos climáticos (Martínez 1999; Politis y Madrid 2001). De esta forma se pueden generar expectativas arqueológicas acerca de las conductas de las poblaciones humanas con relación a la explotación de los recursos. Además, en función de estos datos es posible alcanzar un entendimiento más acabado de cómo los procesos ecológicos y geomorfológicos afectaron a distintas escalas la dinámica y formación de los sitios arqueológicos costeros. Estos temas son desarrollados en los capítulos siguientes de este trabajo de investigación, retomando la información aquí presentada.

Figura III.1: Area de estudio



### III.2-CLIMA ACTUAL

El clima de la Región Pampeana es controlado por dos dominios climáticos lindantes: el Anticiclón del Atlántico Sur cuyas masas de aire cálidas y húmedas provienen del nordeste y el Anticiclón del Pacífico Sur que aporta los vientos que descargan su humedad en el flanco occidental de la Cordillera de los Andes y llegan a la llanura pampeana fríos y secos desde el sudoeste (González 1990; Iriondo y García 1993). La Pampa Húmeda posee un clima templado húmedo con precipitaciones que oscilan entre los 1.200 y 600 mm anuales. Las

líneas de isohietas muestran una disminución en la magnitud de las lluvias en sentido este-oeste. Cabe resaltar que en las últimas décadas ha ocurrido un marcado aumento de las precipitaciones. Con relación a las temperaturas, las medias anuales varían entre los 14° C y 20° C, registrándose las mayores temperaturas entre enero-febrero y las menores entre julio-agosto (Burgos 1968; Iglesias 1981).

La información de distintas estaciones del Servicio Meteorológico Nacional ubicadas en el Area Interserrana muestra que no existen grandes diferencias climáticas, excepto por una leve disminución de las precipitaciones hacia el sudoeste. Por este motivo los datos disponibles para la estación de Tres Arroyos (1901-1990) se consideran representativos para la caracterización climática del área (Kruse *et al.* 1996). De acuerdo al método de Thornthwaite, el tipo de clima del período 1909-1990 se encuentra dentro del subhúmedo-seco con nulo o pequeño exceso de agua y, con relación a su eficacia térmica, es mesotermal B2. Sin embargo, se observan variaciones meteorológicas entre 1981-1990, dado que si solo se considera este período, la clasificación climática se transforma en subhúmedo-húmedo, mesotermal, con nula deficiencia de agua (Kruse *et al.* 1996: 122).

El litoral marítimo bonaerense se encuentra ubicado dentro de la Provincia Climática Central. El clima es afectado por la influencia moderadora de la masa oceánica. El mismo es templado húmedo con temperaturas del aire que varían entre 8° C y 21° C con un promedio anual de 14° C. Los vientos provenientes del NE son los que aportan la mayoría de las precipitaciones sobre la costa, aunque, de hecho, los más fuertes soplan desde el O-NO. Las lluvias alcanzan un promedio de 850 mm anuales, con un incremento en la primavera (Frenguelli 1931 a; Isla y Espinosa 1998).

En lo que se refiere al régimen de mareas, la costa atlántica posee cuatro mareas diarias sometidas a tormentas episódicas provenientes del sur (sudestadas). Poseen una media de 1 m de amplitud para Mar del Plata y de 2 m para Claromecó. Los niveles más altos del mar se registran durante el verano (Isla 1989; Isla y Espinosa 1998).

### **III.3-ASPECTOS GEOGRAFICOS DEL LITORAL MARITIMO BONAERENSE**

En términos generales, de acuerdo a las geoformas existentes, la costa puede ser dividida en dos sectores principales que trascienden los límites del área de interés de este trabajo. El primero, un sector alto con barrancas configuradas por la abrasión marina (Figuras III.2 y III.3) y el segundo, un sector bajo caracterizado por la depositación de sedimentos eólicos que conforman cadenas continuas de médanos sobre la planicie costera (Figura III.4).

La costa atlántica de la Región Pampeana experimentó comportamientos variables durante la última ingresión marina (véase Tonni *et al.* 1999: fig. 6b). Por un lado, el aumento del nivel del mar del Holoceno medio afectó notablemente una gran extensión continental de los terrenos bajos del este de la Depresión del Salado (Aguirre y Whatley 1995). Por otro, en el sector entre Mar del Plata y Bahía Blanca, con mayor pendiente y barrancas, en general el avance marino estuvo restringido a pequeños estuarios, o interfaces entre ambientes fluviales y marinos afectados por las mareas, donde se produjo la mezcla de agua dulce y salada (Isla 1989, 1995) (véase más adelante). Estas diferencias indican a grandes rasgos características morfológicas similares a las que prevalecen hoy en la costa bonaerense.

Figura III.2: Barrancas marinas ubicadas entre los arroyos Las Brusquitas y El Durazno



Figura III.3: Acantilados de Barranca de los Lobos



Figura III.4: Cadena de médanos en las proximidades de Arenas Verdes (vista desde sector forestado)



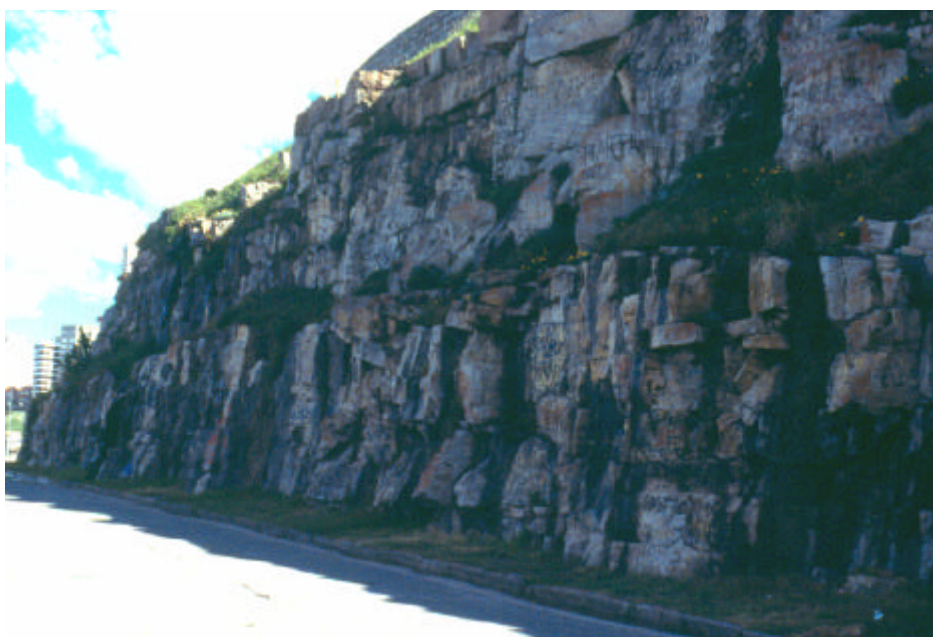
La costa alta con acantilados posee un desarrollo bastante continuo que abarca una extensión de alrededor de 60 km desde Punta Hermengo, en la ciudad de Miramar, hasta la Laguna de Mar Chiquita, ubicada al noreste de Mar del Plata. Las cotas máximas se localizan al sur de Mar del Plata, en Barranca de los Lobos y Punta Vorohué con más de 30 y 20 msnm en cada una, disminuyendo de forma paulatina desde el arroyo Chapadmalal hacia Punta Hermengo. En este sector existen partes extensas en las cuales la zona de playa arenosa es angosta o está ausente y las olas llegan hasta la base de los acantilados (Ameghino 1909). Dada la elevación de estas barrancas con pendientes casi rectilíneas, las acumulaciones eólicas tienen escaso desarrollo, salvo en Punta Mogotes, en Mar del Plata, y en la desembocadura de algunos arroyos. Por su parte, la llanura adyacente a los acantilados marinos está constituida por lomadas u ondulaciones suaves con alturas relativas de 5 m (Gentile y Fidalgo 1992).

En la zona donde se encuentra emplazada la ciudad de Mar del Plata, llegan hasta el océano los afloramientos ortocuarcíticos de la Formación Balcarce de Tandilia. Este frente rocoso del Ordovícico se extiende a lo largo de 12 km, conformando una costa irregular con pequeñas entradas entre salientes naturales: Punta Iglesias, Punta Piedras, Cabo Corrientes, Punta Cantera y Punta Mogotes. Una aparente falla pondría término a los afloramientos de estas areniscas duras en la línea de costa (Bayón *et al.* 1999; Fidalgo y Tonni 1983; Frenguelli 1931 a; Mouzo 1982; Teruggi 1959) (Figuras III.5 y III.6).

Figura III.5: Cabo Corrientes



Figura III.6: Afloramientos de cuarcita alrededores de Cabo Corrientes



La costa baja con cadenas de médanos, se desarrolla tanto al este de la Depresión del Salado como en el tramo que se extiende entre Miramar y el balneario Pehuen-Có. En estos sectores la costa atlántica se extiende sobre un paisaje llano formado por las ingresiones marinas que nivelaron la región y provocaron la depositación de gran cantidad de materiales psamíticos (Spalletti y Masoni 1979). Como consecuencia de la fluctuación del nivel del mar a partir del Holoceno medio (véase más abajo) se formaron dos cadenas continuas de

médanos denominadas Barrera Oriental y Austral que se disponen paralelas a la línea de costa (Isla *et al.* 1996, 2001). Ambos cordones poseen un ancho máximo de 3,5 km. La Barrera Oriental se desarrolla sobre la llanura costera que se extiende desde Punta Rasa, en el sur de la Bahía de Samborombón, hasta Mar Chiquita y posee 180 km de largo. La Barrera Austral ocupa un gran tramo del área de estudio y se localiza a lo largo de 340 km sobre un paisaje ondulado entre Tandilia y Ventania, desde Punta Hermengo hasta Pehuen-Có. (Isla *et al.* 1996).

La Barrera Austral, de orientación oeste-este, posee remanentes aislados de formaciones sedimentarias con barrancas labradas por la acción marina con alturas que oscilan entre 1 y 16 m en sectores como: Mar del Sur (alrededores de los arroyos de la Totorá, La Ballenera, de la Tigra y Chocorí), Centinela del Mar, Necochea (Punta Negra, Punta Florida y Cueva del Tigre) y Claromecó (Figura III.7). Las barrancas pueden estar parcial o completamente enterradas por médanos de adosamiento (p. ej. Arenas Verdes, ubicada al noreste de Necochea) (Frenguelli 1931 a; Teruggi 1959). Esta barrera se encuentra depositada sobre sustratos compactos (tosca), con gran cantidad de carbonato de calcio, que conforman la Formación Pampiano asignada al Plio-Pleistoceno (Fidalgo y Tonni 1983; Frenguelli 1931 a; Isla *et al.* 1996).

Figura III.7: Punta Negra



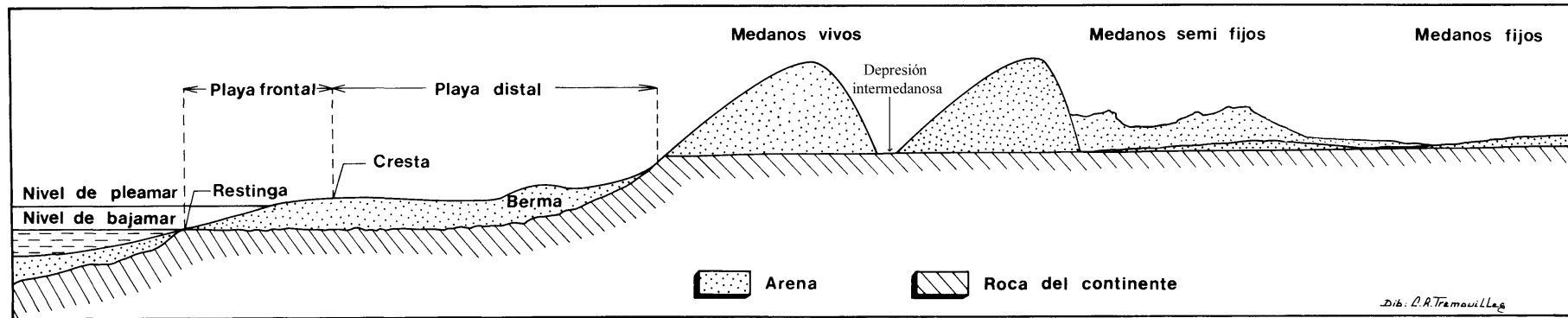
La costa baja se divide en dos áreas de acuerdo a la presencia de dos rasgos fisiográficos: los médanos y la playa. Los cordones de médanos se formaron a partir las

extensas playas que quedaron expuestas luego de la regresión marina del Holoceno medio (véase más adelante). En la actualidad, algunos sectores continúan alimentándose de la arena depositada en la playa por el oleaje, donde una vez que la misma se seca es transportada hacia el interior por los vientos marinos. El ancho cordón medanoso puede ser dividido transversalmente en tres zonas transicionales: los médanos vivos, semifijos y fijos (Figura III.8). La primera zona está constituida por la faja de médanos vivos con muy escaso o nulo desarrollo de vegetación, que cambian de posición en forma constante debido a la acción eólica. Estas acumulaciones de arena poseen un ancho que varía entre 100 m y 2,5 km. Las alturas de los campos de dunas disminuyen hacia el nordeste, alcanzando cotas superiores a los 40 m (p. ej. Médano Blanco, al sudoeste de Necochea y Médano 40, en el Balneario Orense). Siguiendo hacia el continente, se encuentra la segunda zona, compuesta por una franja más baja de médanos semifijos, poco humificados y con cubierta vegetal. Estos se continúan por una tercera zona más amplia y estable, modelada en ondulaciones suaves con vegetación gramínea y suelo humificado (Frenguelli 1931 a).

En general, las dunas son irregulares y asimétricas, sin adquirir formas definidas como consecuencia de la variación en la dirección y la frecuencia de los vientos. Sin embargo, los médanos transversales son bastante comunes en algunos sectores como en los alrededores del arroyo la Ballenera y del Médano Blanco (Isla *et al.* 2001). Cuando se avanza desde la costa hacia el oeste se incrementan las playas abiertas con pendientes suaves, dando lugar a un aumento en el número, ancho y altura de las dunas. Asimismo, a medida que la playa se reduce los cordones se separan por valles intermedanosos más extensos (Frenguelli 1931 a; Spalletti y Mazzoni 1979; Teruggi 1959). Las dunas están sujetas a procesos de deflación que levantan en forma selectiva las partículas sueltas que se hallan sobre la superficie del terreno, pudiendo dejar al descubierto suelos arenosos y compactos con materia orgánica. Esta acción del viento se concentra en las zonas bajas denominadas hoyadas de deflación o *blow outs* que pueden tener escasos metros o varios kilómetros de diámetro (Strahler 1985).



Figura III.8: Esquema del perfil de playa y de la cadena de médanos (modificado de Teruggi 1959: fig. 5; Spalletti 1980: fig. 62; Strahler 1985: fig. 19.11)

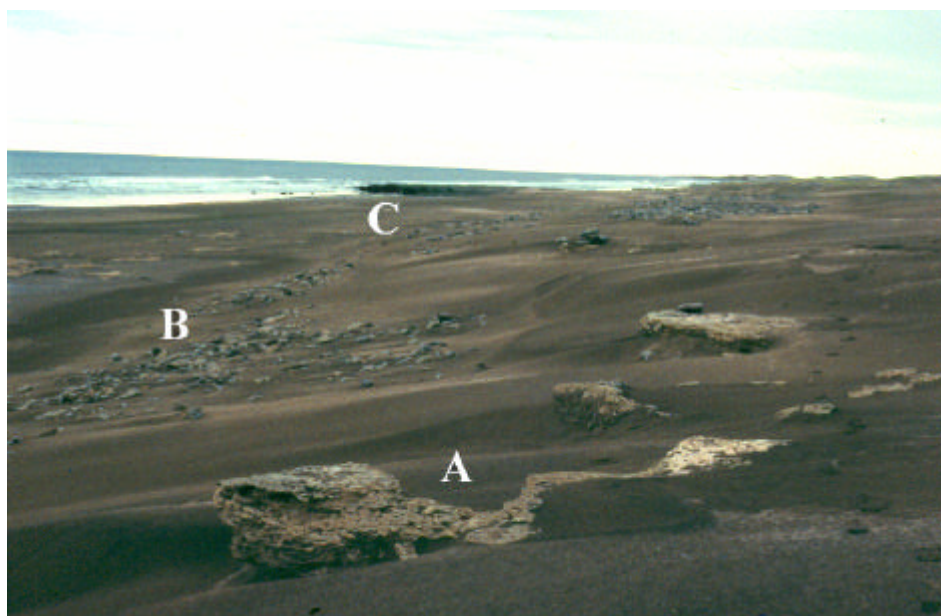


El área de playa presente en las costas bajas, también puede dividirse en dos zonas discretas, de acuerdo a distintos elementos presentes a lo largo de su perfil transversal (Teruggi 1959; Spalletti 1980; Strahler 1985) (Figura III.8):

- Playa frontal: zona con pendiente hacia el mar que se extiende desde la línea de baja marea hasta la parte más alta o cresta de la playa arenosa. Está sometida a la acción del oleaje, las mareas y las corrientes marinas, razón por la cual los materiales aquí depositados son continuamente removidos. En algunos sectores de la costa su borde inferior puede presentar restingas constituidas por superficies planas de rocas duras que constituyen la plataforma de abrasión marina.

- Playa distal: se extiende hacia el interior desde la cresta de la playa hasta el contacto con la primera línea de médanos. Por lo general, este ambiente está expuesto a la intemperie y sobre él únicamente actúa el oleaje de tormenta y las pleamares excepcionales como las mareas de sicigias. Como producto de las tormentas y mareas episódicas, se origina en esta zona el berma de tormenta, una acumulación de clastos paralela a la línea de ribera. El berma puede adquirir la forma de un cordón de baja altura, como se observa hoy en día en la costa del partido de Tres Arroyos. Es importante remarcar que en los bermas se acumulan clastos de tosca, moluscos y rodados costeros aportados por la zona de rompiente (Isla *et al.* 1997) (Figura III.9).

Figura III.9: Remanentes de barrancas marinas (A), berma (B) y restinga (C) en la playa adyacente a la Ea. La Pandorga (partido de San Cayetano)



Los rodados costeros, presentes en las playas del sector bajo estudio, son clastos pulimentados con formas redondeadas que han sido acarreados desde la costa patagónica (Ameghino 1909; Frenguelli 1931 a). El transporte marino de los rodados a lo largo de la costa bonaerense actúa en dirección oeste-este, por deriva litoral (ángulo oblicuo de incidencia de las olas). El traslado de los rodados hasta la zona de influencia del oleaje se relaciona con los sucesivos avances marinos que cubrieron y redistribuyeron los depósitos de gravas de playas fósiles y los de las desembocaduras de antiguos cauces de los ríos patagónicos emplazados, durante niveles del mar más bajos, en la hoy sumergida plataforma continental (Federico Isla com. pers. 2002; véase también Mouzo 1982: 109; Parker *et al.* 1997: 85). Luego, estos rodados fueron y son redepositados en la playa por fenómenos episódicos de alta energía de ola (i. e. tormentas) y mareas (Isla 1984). Los mismos están constituidos por rocas resistentes y compactas que soportan el transporte litoral. La reptación superficial les confiere formas alargadas discoidales o elípticas y el arrastre o tracción contra el fondo marino provoca su achatamiento (Isla 1984; Spalletti 1980).

Los rodados de la costa pampeana poseen similitudes en su composición petrográfica con los depósitos de gravas distribuidos en su gran mayoría en la superficie del terreno de la Región Patagónica, denominados Rodados Patagónicos (o Tehuelches). Los depósitos bonaerenses y patagónicos poseen elevados porcentajes de rocas volcánicas -como basaltos, andesitas, riolitas, dacitas, pórfidos-, así como también presentan granitos, areniscas, tobas silicificadas y calcedonias (Ameghino 1909; Cortelezzi *et al.* 1968; Fidalgo y Riggi 1970; Frenguelli 1931 a, 1940; Teruggi 1959; Trebino 1987). Los Rodados Patagónicos forman parte de diferentes unidades geomórficas, que poseen una amplia distribución geográfica que abarca desde el norte del río Colorado a Tierra del Fuego con remanentes desde la Cordillera de los Andes a la costa atlántica patagónica. Si bien estos depósitos de gravas han sido objeto de controversia en cuanto a su edad, en general se sostiene que se han desarrollado durante el Pleistoceno, posiblemente, con anterioridad a los sedimentos glaciales y fluvio-glaciales (Fidalgo y Riggi 1970; Stipanovic y Methol 1980; Trebino 1987). A pesar de que existen similitudes litológicas entre los rodados costeros del litoral del Área Interserrana y los Rodados Patagónicos, esta última denominación hace referencia a un período cronológico particular, por consiguiente, no es apropiada para los clastos distribuidos a lo largo del litoral bonaerense. En este sentido, los depósitos secundarios de rodados costeros presentes en el área de interés de este estudio pueden haberse originado a partir de distintos tipos de depósitos patagónicos, (entre los que pueden incluirse los Rodados Patagónicos) que han sido retrabajados y seleccionados por la acción marina (Pablo González com. pers. 2000).

### III.4-FISIOGEOGRAFIA

#### III.4.1-ZOOGEOGRAFIA

La fauna de la Región Pampeana se incluye, de acuerdo a sus rasgos zoogeográficos, dentro del Dominio Pampásico de la Subregión Guayano-brasileña de la Región Neotrópica (Ringuelet 1961). La fauna pampásica se encuentra en un área transicional entre el Dominio Subtropical y los Dominios Central y Patagónico. Por lo cual, la región puede ser caracterizada como una extensa zona ecotonal entre dos grandes áreas zoogeográficas: la Brasílica con fauna característica de climas cálidos y húmedos y la Patagónica con especies correspondientes a climas áridos y fríos (Ringuelet 1961).

El Dominio Pampásico está caracterizado por elementos chaqueños y algunas especies centrales y patagónicas, con muy pocas especies exclusivas de este dominio, como por ejemplo *Lagostomus maximus* (vizcacha) y *Dusicyon gymnocercus* (zorro pampeano). Además, se encuentran representadas *Chaetophractus villosus* (peludo), *Dasypus hybridus* (mulita), *Ctenomys talarum* (tucu-tucu), *Ozotoceros bezoarticus* (venado de las pampas), *Felis concolor* (puma), *Didelphys azarae* (comadreja) *Lyncodon* sp. (hurón), *Felis geoffroyi* (gato montés), *Rhea americana* (ñandú), distintas especies del género *Cavia* (cuiz), reptiles, peces, etc. (Tonni *et al.* 1999).

Dentro del Dominio Pampásico, Ringuelet (1961) distingue el Sector Costero que abarca la faja de médanos y conchillares. La fauna terrestre de las dunas es escasa a causa de la aridez del medio y la falta de abrigo para los animales. Las especies terrestres características del sector litoral son los roedores cavadores *Ctenomys talarum* y *Ctenomys australis*, que habitan ambientes áridos o semiáridos y realizan galerías en suelos arenosos secos (Contreras 1984). Mientras que la primera de estas especies habita también en el interior de la Región Pampeana, la segunda, de mayor tamaño y más robusta, se encuentra exclusivamente en el sector de médanos ubicado entre Necochea y Bahía Blanca (Contreras y Reig 1965). También pueden registrarse ejemplares de *Cavia aperea* y *Rhea americana* (Cabrera 1941; Fidalgo y Tonni 1983; Frenguelli 1931 a). En el pasado, la zona costera también pudo ser habitada por poblaciones de *Lama guanicoe* (guanaco), tal como se observa para la Patagonia continental (p. ej. Claraz 1988; Miotti 1998).

Con relación a los ñandúes, éstos habitan lugares abiertos con pastizales y toleran los sedimentos arenosos de los médanos. La época de nidificación comienza entre los meses de agosto y septiembre. Los ñandúes construyen nidos en zonas abiertas con un mínimo de

cobertura vegetal, en pequeñas depresiones secas del suelo, sobre todo con sedimentos sueltos. En general, en cada nido ponen varias hembras, por lo cual estas cavidades pueden llegar a contener cantidades mayores a 30 huevos (Bregante y Bierzychudek 1986; De La Peña 1987; Ferrari 1983; Juan Rebores com. pers. 2000).

Es importante tener en cuenta que la presente distribución de los ñandúes está afectada por la presión antrópica debido a la caza comercial y a que la vegetación autóctona ha sido destruida casi en su totalidad por la intensa explotación agropecuaria. De todas maneras, es importante remarcar que en la actualidad se registra durante todo el año la presencia de estas aves corredoras en el sector de médanos de los partidos de Tres Arroyos, San Cayetano y Necochea (Narosky y Di Giacomo 1993; véase también para los alrededores de Mar del Plata en el siglo XVIII, Morris 1956: 40). En la faja medanosa comprendida desde el balneario Pehuen-Có hasta unos kilómetros al norte de la desembocadura del río Sauce Grande, se realizaron completos censos de las comunidades de aves entre los años 1968 y 1985. Los datos generados por este censo indican que en la playa, dunas vivas y depresiones intermedanasas húmedas, no fueron registrados ñandúes. En cambio, en las dunas fijas y sus depresiones intermedanasas con vegetación fue detectada esta especie durante todo el año, incluso nidificando (Bó y Darrieu 1991).

Con relación a la fauna marina del área, se destaca la presencia de pinnípedos y de moluscos. En lo referido a los primeros, son importantes las colonias de lobos marinos. Cuando no se encuentran en las aguas oceánicas, estos mamíferos pueden ser localizados en tierra en dos tipos de lugares: en los sectores puntuales de apareamiento y parición o en las zonas de descanso (Lyman 1989). En la costa atlántica bonaerense pueden presentarse dos clases de otáridos con hábitos migratorios distintos que ocupan áreas litorales con topografías diferentes, el lobo de dos pelos, *Arctocephalus australis*, y el de un pelo, *Otaria flavescens*. La primera de las especies habita costas rocosas abruptas, la segunda, áreas rocosas planas o playas de arena con suave pendiente (Schiavini 1993). De manera que, la costa rocosa de Mar del Plata es el único punto disponible que, con un nivel de mar similar al actual, posee las características adecuadas para el establecimiento de colonias de lobos marinos de dos pelos en más de 600 km de playas arenosas (Rodríguez y Bastida 1998).

En tiempos posthispanicos hay datos de dos loberías estables, la de Mar del Plata y la de Punta Lobos, en la isla Trinidad próxima a Bahía Blanca<sup>1</sup>. Es importante especificar que Cardiel (1930: 263, 264) en el mes mayo de 1748 refiere la existencia de una población de

---

<sup>1</sup> La lobería de la isla Trinidad fue explotada con fines comerciales hasta la década de 1940 (Carrara 1952).

alrededor de 50 lobos marinos en una punta ubicada en las proximidades de Médano Blanco. Este dato podría indicar la presencia de otra lobería, ya sea anual o estacional, en este sector. En los cabos y puntas de Mar del Plata, las crónicas de los siglos XVI a XIX (véase resumen en Rodríguez y Bastida 1998) mencionan la existencia de grandes colonias reproductivas, que tal vez correspondan a ambas especies, así como a *Mirounga leonina* (elefante marino; por ejemplo d'Orbigny 1999: 285). Sobre la base de estos datos, sumado al tamaño de la superficie rocosa disponible para el establecimiento de colonias, junto con las densidades conocidas de estos animales, Rodríguez y Bastida (1998: 726) estiman una población máxima de 80.000 a 165.000 individuos para este sector. A partir de este cálculo para las loberías de Mar del Plata, se puede inferir que la cantidad de mamíferos marinos en el pasado pudo haber sido mucho más abundante que la actual.

No obstante, las grandes loberías de Mar del Plata fueron abandonadas a fines del siglo XIX, debido a la perturbación producida por la actividad humana en tiempos recientes. En el presente los lobos marinos tienen una distribución restringida a causa del impacto generado por las matanzas deportivas y el desarrollo urbano, así como por la explotación directa de los cueros, pieles y aceites de estos mamíferos en otras zonas vecinas. En la actualidad hay registros terrestres de poblaciones fijas de machos de un pelo en Mar del Plata (Figura III.10) y recientemente, en Necochea. En el primero de los sectores, en las cercanías de Punta Mogotes, también se ha detectado la presencia estacional de ejemplares de dos pelos durante el invierno, pero sin establecerse en tierra (Rodríguez y Bastida 1998; Diego Rodríguez com. pers. 2002).

Figura III.10: Lobería del Puerto de Mar del Plata



Por su parte, los moluscos marinos más frecuentes en el área de estudio incluyen gastrópodos y bivalvos o pelecypodos, muy importantes desde el punto de vista arqueológico, dado que están presentes en varios sitios del interior de la Región Pampeana (véase capítulo IX). Por un lado, en la Clase Gastrópoda se incluyen *Adelomedon (P) brasiliana* (caracol grande), *Adelomedon ancilla* (voluta ancilla), *Adelomedon beckii* (voluta reina), *Morula necocheana* ("*Drupa pilsbry*" de la literatura), *Zidona dufresnei* (caracol atigrado) y especies del género *Olivancillaria*. Por otro, la Clase Bivalvia comprende a *Glycimeris longior*, *Amiantis purpuratus* (almeja púrpura), *Mesodesma mactroides* (almeja amarilla), *Mytilus (M.) edulis* (mejillón), *Donax hanleyanus* (berberecho), *Brachidontes (B.) rodriguezii* (mejillín), *Tagelus plebeius* (navajuela), *Macra (M.) isabelleana* y ejemplares del género *Chlamys* ("*Pecten*", vieira). También se han registrado ejemplares de aguas más cálidas como *Noetia bisulcata* ("*Arca bisulcata*"), cuya distribución actual llega al sur de Brasil y, posiblemente, al noreste de Uruguay (Ríos 1994; Marina Aguirre com. pers. 2003). La distribución de la malacofauna en el litoral marítimo bonaerense es afectada por dos corrientes marinas: la corriente cálida de Brasil y la corriente fría de Malvinas. Los gastrópodos y bivalvos viven en masas de aguas superficiales correspondientes a la Provincia Malacológica Argentina, algunos también en la Antillana, Brasileña y/o Magallánica. Las especies características que actualmente habitan en las proximidades de la costa bajo estudio son aquellas pertenecientes a la Provincia Argentina.

En términos generales, de acuerdo al hábitat de los distintos taxa de moluscos, en las playas del área de investigación, en el pasado pudieron vivir en la zona intermareal hasta la infralitoral superior las siguientes especies: *Glycimeris longior*, *Amiantis purpurata*, *Mytilus (M.) edulis*, *Morula necocheana*, *Olivancillaria* sp., *Mesodesma mactroides*, *Donax hanleyanus*, *Brachidontes (B.) rodriguezii* (Figura III.11). Sin embargo, en la actualidad solo están presentes en este sector ejemplares pertenecientes a las últimas tres especies, probablemente como consecuencia del enfriamiento de las aguas marinas luego del Optimo Climático del Holoceno medio (véase abajo), de variaciones en la naturaleza del sustrato, pendiente y energía o de la sobreexplotación humana en tiempos recientes. A su vez, en ambientes marginales marinos (estuáricos) donde se combinan los sistemas fluviales y los ambientes marinos, se desarrollan comunidades de *Tagelus plebeius* y *Macra (M.) isabelleana* (Marina Aguirre com. pers. 2002; Aguirre y Farinati 2000; Carcelles 1944; Castellanos 1967; Lasta *et al.* 1998).

Figura III.11: Colonia de mejillines -*Brachidontes (B.) rodriguezii*- durante la marea baja en una restinga ubicada al sudoeste de Necochea



El tipo de sustrato donde se desarrollan los moluscos es uno de los factores principales que controlan el desarrollo de las comunidades bentónicas (Aguirre 1993). En el sustrato arenoso la fauna de invertebrados es menos abundante que en el rocoso. Este último, solo está presente en Mar del Plata y en las restingas de toscas consolidadas distribuidas en forma discontinua a lo largo de la costa (p. ej. Punta Negra). Por consiguiente, en la línea actual de costa la mayoría de los moluscos se encuentran en los fondos de piedra, en zonas profundas cubiertas por el agua (Aguirre y Farinati 2000).

#### III.4.2-FITOGEOGRAFIA

Desde el punto de vista fitogeográfico, el sector bajo estudio se encuentra localizado dentro del Distrito Pampeano Austral de la Provincia Pampeana del Dominio Chaqueño de la Región Neotropical (Cabrera 1976). La Provincia Pampeana se caracteriza por el predominio de gramíneas xerófilas que forman estepas templadas y subhúmedas con ausencia de vegetación arbórea. También están presentes otros tipos de vegetación como praderas gramíneas, estepas psammófilas, estepas halófilas, pajonales, juncales y matorrales de curro, chilca y brusquilla. Si bien existen algunos elementos de origen andino, la mayoría de la flora se habría expandido, a través de la llanura, desde la sabana del Dominio Chaqueño (Cabrera 1976).



El Distrito Pampeano Austral abarca los sistemas serranos de Tandilia y Ventania y la llanura que se extiende desde Mar del Plata a Bahía Blanca. El tipo de vegetación predominante es la estepa de gramíneas formada por matas de los géneros *Stipa*, *Piptochaetium* y *Poa*. En las sierras de Tandilia se hallan presentes matorrales de arbustos de 1,5 a 2 m de altura como *Colletia paradoxa* (curro) y *Dodonaea viscosa* (chilca), así como elementos herbáceos. Entre otras especies de arbustos, también es frecuente *Discaria longispina* (brusquilla), que es predominante en Ventania. En las laderas húmedas de los cerros se forman pajonales de *Eryngium eburneum* (carda) y *Paspalum quadrifarium* (paja colorada) (Cabrera 1976).

La vegetación característica de las dunas litorales conforma un distrito fitogeográfico independiente del sector de la Estepa Pampeana, con vegetación herbácea sammófito adaptada a condiciones áridas con escasa cantidad de agua disponible, suelos sueltos, luz muy intensa y vientos fuertes (Cabrera 1941: 15). A partir de las asociaciones de comunidades vegetales actuales fue reconocida una sucesión lateral de ambientes desde la costa al interior del continente. En los médanos se observa un aumento de la cobertura, abundancia y diversidad de las comunidades vegetales en dirección costa-interior (Sonia Fontana com. pers. 1999; Cabrera 1941; Stutz 2000). Las asociaciones vegetales se diferencian en cuatro zonas principales: los médanos vivos, los médanos fijos, las depresiones intermedanosas y las depresiones con cuerpos de agua o atravesadas por arroyos. En este apartado se presentan las especies más abundantes de cada uno de estos ambientes, lo cual no implica que estas no puedan desarrollarse en más de uno.

En los médanos vivos y en la playa se desarrollan elementos psammófilos dispersos o en pequeñas concentraciones que cubren una pequeña parte del suelo. Aquí, se pueden presentar pastizales rizomatosos de *Panicum racemosum* y *Spartina ciliata* (espartillo), así como ejemplares de *Calycera crassifolia*, *Poa lanuginosa*, entre otros. En los médanos semifijos y fijos con materia orgánica se desarrollan estepas psammófilas de *Panicum urvilleanum* (tupe) asociada con *Hyalis argentea* (olivillo), de *Sporobolus rigens* (hunquillo) con *Hyalis argentea* y de *Poa lanuginosa* con *Adesmia incana*. En este ambiente, también crecen matas de *Cortadeira selloana* y *Thelesperma megapotamicum* (té pampa) y comunidades de los arbustos *Discaria longispina* (brusquilla), *Senecio subulatus* y *Schinus longifolius* (molle) -de 0,5, 1,5 y 1,5 m de altura máxima, respectivamente-. Las asociaciones psammófilas de las dunas vivas se esparcen hasta cierto punto sobre las fijas y luego son destruidas, ya sea por la activación del médano o por su fijación total lo que provoca su colonización por asociaciones no-psammófilas.

En las depresiones intermedanas con suelo desprovisto de materia orgánica, la concentración de sales, la mayor humedad y la defensa contra el viento permiten el desarrollo de comunidades de *Androtrichium trigynum*, *Tessaria absinthioides*, *Cortadeira dioca*, *Hydrocotyle bonariensis*, *Oenothera mollissima*, etc. Debido a la presencia de suelos salobres en las depresiones, los vegetales pueden adquirir caracteres de halófilas. Por último, en las depresiones con charcas, bordes de lagunas y cursos de agua que atraviesan la línea de médanos se desarrollan densas comunidades palustres. Estas comunidades forman pajonales con *Scirpus californicus* (junco), *Typha latifolia* (totora), *Juncus acutus* (hunco), etc., así como praderas y estepas de otras especies asociadas a cuerpos de agua. En la llanura adyacente a la costa se presenta una estepa de gramíneas con predominio de elementos de los géneros *Stipa* y *Piptochaetium*. En el sector nordeste pudieron desarrollarse comunidades arbóreas de *Celtis spinosa* (tala), puesto que su límite austral se encuentra en las cercanías de Mar del Plata<sup>2</sup>.

Las dunas litorales de la Pampa Húmeda reciben un bajo aporte de vegetales de las praderas desarrolladas en las llanuras adyacentes. Las especies psammófitas, salvo algunos casos de endemismo, proceden de dos sectores fitogeográficos distintos que avanzan en sentido contrario a lo largo de la cadena de dunas (Cabrera 1936). En este sentido, Cabrera (1936, 1941) diferencia dos grupos de asociaciones vegetales, el litoral norte y el austral. El primero se vincula con elementos procedentes de la costa sur del Brasil y Uruguay y se extiende de norte a sur. El segundo se relaciona con las dunas continentales, distribuidas desde el Río Negro hasta el noroeste argentino y avanzan de sur a norte. La transición entre estos dos grupos se encuentra ubicada en el tramo comprendido entre Miramar y Claromecó. Por consiguiente, la flora de la cadena de médanos ubicada dentro del área de interés de este trabajo posee características tanto del litoral norte y este como del sur.

### **III.5-GEOLOGIA**

#### **III.5.1-ESTRATIGRAFIA**

Si bien la mayoría de las unidades estratigráficas definidas en los acantilados marinos distribuidos entre Mar del Plata y el Balneario de Monte Hermoso, carecen de interés arqueológico por su alta cronología, aquí se realiza una breve caracterización de las mismas

---

<sup>2</sup> Para un listado detallado de las especies vegetales véase Cabrera (1936, 1941), Moschione (s/f) y Stutz (2000).

con motivo de la importancia que tuvieron estos depósitos para las investigaciones arqueológicas de principios del siglo XX. Los perfiles descriptos a lo largo de las barrancas costeras presentan diferencias en cuanto a las unidades representadas. A grandes rasgos pueden ser diferenciados dos conjuntos principales: uno basal, constituido por los denominados sedimentos "pampeanos", y otro superior, caracterizado por los depósitos "postpampeanos" (Fidalgo *et al.* 1973 b, 1991; Frenguelli 1931 a).

Los sedimentos "pampeanos" del Plio-Pleistoceno tienen una gran extensión, forman un sustrato con leves ondulaciones sobre el que apoyan los depósitos cuaternarios posteriores de la Región Pampeana. Están constituidos por depósitos formados bajo distintas condiciones ambientales. El esquema general, en orden cronológico para el sector costero, está compuesto por las siguientes unidades estratigráficas: Preensadense, que incluye a los sedimentos definidos como Chapadmalense y Montehermosense (sedimentos continentales color gris rojizo, limo arenosos y arcillosos del Plioceno superior), Ensenadense (sedimentos continentales limo loessoides del Pleistoceno medio), transgresión marina Belgranense (depósitos litorales de arena y conchilla del Pleistoceno medio-tardío) y Bonaerense (sedimentos loésicos del Pleistoceno tardío).

Los sedimentos "postpampeanos" están constituidos por la transgresión Querandinense, -equivalente a la Formación Destacamento Río Salado- (depósitos litorales de moluscos del Pleistoceno final), Lujanense o Miembro Guerrero de la Formación Luján (depósitos fluviales del Pleistoceno tardío), Platense fluvial o Miembro Río Salado de la Fm. Luján (depósitos fluvio-lacustres del Holoceno temprano-medio) y Platense marino, -equivalente a la Formación Las Escobas- (depósitos litorales de arena y conchilla del Holoceno medio). En la parte superior de los acantilados pueden hallarse depósitos eólicos que solo tienen buen desarrollo en las desembocaduras de algunos cursos de agua (Aguirre y Whatley 1995; Frenguelli 1920, 1931 a; Isla *et al.* 1996: fig. 1; Spalletti y Mazzoni 1979).

Por su parte, Fidalgo y colaboradores (Fidalgo *et al.* 1973 b, 1991) realizaron la descripción geomorfológica de los sedimentos continentales pleistocénicos y holocénicos de la Pampa Húmeda. En el esquema estratigráfico establecido distinguen dos unidades litoestratigráficas: la Formación Luján y la Formación La Postrera. Ambas, se depositan sobre sedimentos de origen continental de la Formación Pampiano, la cual constituye la roca de base sobre la que se desarrolló con posterioridad el paisaje pampeano.

Los depósitos de la Formación Luján están presentes en las planicies de inundación de los principales valles fluviales. Esta formación se divide en dos miembros: Miembro Guerrero y Miembro Río Salado. El primero está compuesto por depósitos fluviales de planicie de

inundación, constituyéndose en la evidencia más temprana del comienzo del desarrollo de la red de drenaje actual. Los sedimentos de la base están integrados por arenas finas y limos con coloraciones castañas y los de la parte superior están constituidos por arenas limosas y limos arcillosos arenosos de color verde amarillento. Para el sector verde de este miembro se obtuvieron dataciones radiocarbónicas que comprenden desde los 28.900 a los 13.000 años A.P. (Bonadonna *et al.* 1995, Tonni y Cione 1995; Tonni *et al.* 1999). En algunos sectores, sobre la parte superior del Miembro Guerrero, puede registrarse una unidad edafoestratigráfica de coloración oscura denominada Suelo Puesto Callejón Viejo que representaría el límite Pleistoceno-Holoceno, fechado entre los 10.000 y 8.900 años A.P. (Bonadonna *et al.* 1995). Sin embargo, en Punta Hermengo han sido obtenidas edades de 6.500-5.600 años A.P. para un evento edáfico más moderno ubicado en la misma posición estratigráfica de este paleosuelo (Figini *et al.* 1999). A partir de estas y de otras dataciones comprendidas entre los 6.500-4.000 A.P. se ha diferenciado un evento pedogenético en el Holoceno medio, asignable al *Hypsithermal* (Tonni *et al.* 2001)

Por encima del Miembro Guerrero, o sobre los remanentes del paleosuelo Puesto Callejón Viejo, se localiza el Miembro Río Salado. Este es un depósito de ambiente palustre-lacustre y en menor medida fluvial, con sedimentos que varían de muy finos en la parte superior a laminares hacia la base. Este miembro posee tonalidades grises a blanquecinas y está constituido por limos arenosos a arcillosos con cantidades variables de materia orgánica. Para estos depósitos se obtuvieron dataciones que abarcan desde los 10.800 a los 3.400 años A.P. (Bonadonna *et al.* 1995). En la parte superior del Miembro Río Salado, se presentan en forma esporádica remanentes del Suelo Puesto Berrondo con abundante materia orgánica datado entre 3.000 y 2.000 año A.P. (Tonni *et al.* 2001). En los valles fluviales este paleosuelo puede ubicarse entre la parte superior del Miembro Río Salado y la parte superior de la Formación La Postrera.

La Fm. La Postrera posee una amplia distribución en la Pampa Húmeda. Comienza a sedimentarse sobre las divisorias, contemporáneamente con la parte superior del Miembro Guerrero, hasta épocas recientes. Durante el Holoceno tardío, su parte superior también está representada en algunos cursos fluviales. Está constituida por sedimentos eólicos sin consolidar, conformados por limos arenosos y arenas limosas. Estas acumulaciones poseen un color castaño amarillento uniforme, aspecto homogéneo y ausencia de estratificación. Este miembro puede dividirse en una parte inferior, con una cronología que va desde el Pleistoceno final hasta los 10.700-8.300 años A.P. (Tonni 1994; Tonni y Cione 1995), separada por una discordancia erosiva de una parte superior, con espesor variable y edades que se extienden

hasta los 440 años A.P. (Tonni *et al.* 1999). Estos depósitos eólicos se habrían originado en cuatro episodios depositacionales principales, dos de los cuales habrían ocurrido durante el Pleistoceno tardío, otro en el Holoceno medio y un último en períodos posthispánicos (Fidalgo *et al.* 1973 b, 1991).

### III.5.2-RED DE DRENAJE

El sistema hidrográfico del Area Interserrana está constituido por cursos fluviales que poseen una orientación aproximada N-S, con un régimen irregular condicionado por la distribución de las precipitaciones. Desde la albufera de Mar Chiquita hacia el sur, existe una gran cantidad de cursos de agua tributarios directos del Océano Atlántico. Sus nacientes se encuentran en las elevaciones orientales del Sistema de Sierras Septentrionales y, en menor medida, en las planicies con cotas elevadas del Area Interserrana. En el sector comprendido entre Punta Rasa y la Laguna de Mar Chiquita, ningún curso de agua desemboca en la costa. Esto se debe a la amplia y continua cadena de médanos costeros que impide su desagüe en el mar dando lugar a la formación de cuerpos lagunares, varios de los cuales poseen aguas salobres. A su vez, cabe agregar que a lo largo de 160 km de costa, desde la desembocadura del río Quequén Salado hasta el estuario de Bahía Blanca, la misma solo es atravesada por un único curso de aguas permanentes, el río Sauce Grande y dos arroyos transitorios (Frenguelli 1931 a; Spalletti y Mazzoni 1979; Teruggi 1959).

En el área de estudio, la mayoría de los cursos fluviales que desembocan en la costa poseen escaso caudal o son arroyos transitorios, debido a la baja altura de las sierras. Existen salvedades, como los ríos Quequén Grande y Quequén Salado, así como el arroyo Claromecó, que presentan cauces con meandros encajonados producto de la erosión lateral de su abundante caudal. Los otros arroyos en general presentan barrancas restringidas a las proximidades de sus desembocaduras, con alturas menores a los 4 m, como por ejemplo los arroyos de la Tigra, Chocorí, El Pescado, La Malacara y La Ballenera. En el sector de costas altas la denudación fluvial erosiona los acantilados, por lo cual los arroyos que desembocan al mar cortan las abruptas barrancas (arroyos Chapadmalal, Seco, Las Brusquitas, El Durazno) (Ameghino 1909: fig. 5; Frenguelli 1931 a; Gentile y Fidalgo 1992; Spalletti y Mazzoni 1979).

La barrera de dunas dificulta el drenaje de las precipitaciones, hecho que ocasiona la formación de numerosos humedales, bañados, o lagunas embalsadas a lo largo del borde

adyacente a la llanura<sup>3</sup>. Las lluvias provocan el ascenso de las napas freáticas, formándose también, en las cuencas cerradas de las depresiones intermedanasas, charcas o lagunas donde se puede concentrar abundante vegetación y fauna, como aves y nutrias (véase para mediados del siglo XIX Church 1898: 392). A lo largo del tiempo varias de las desembocaduras han sido obstaculizadas por la migración de dunas, generando un desvío de ríos y arroyos hacia el este y la formación de lagunas paralelas a la costa en su curso inferior (arroyos Seco, Lobería, de la Totorá y La Malacara; fuera del área de estudio también sucede lo mismo con el río Sauce Grande). Esta variación del cauce de los arroyos contribuye al escaso encajonamiento de los mismos (Cabrera 1941; de Aparicio 1925, 1932; Frenguelli 1931 a; Isla *et al.* 1997; Teruggi 1959).

### III.6-PALEOCLIMAS

La evolución del paisaje de la Subregión Pampa Húmeda es interpretada a partir de los datos generados por líneas de investigación provenientes de disciplinas diversas (principalmente biológicas y geológicas) que trabajan con distintas escalas de análisis en ambientes particulares. La información ambiental utilizada en este apartado proviene de diferentes clases de evidencia, tales como la variación de patrones dominantes de circulación atmosférica con relación a los desplazamientos de las provincias climáticas (González 1990; Iriondo y García 1993), los estudios geomorfológicos y pedológicos (Fidalgo *et al.* 1973b, 1991; Tonni *et al.* 2001), los cambios en el nivel del mar (Aguirre y Whatley 1995; Fidalgo *et al.* 1973 a; González *et al.* 1983; Isla 1989, 1995; Violante 1993, entre otros), el registro continuo de núcleos de fondos marinos (Hodell *et al.* 2001) y testigos de hielo de la Antártida (Stenni *et al.* 2001). Asimismo, se han considerado los cambios de las comunidades vegetales a través del análisis de secuencias polínicas estratificadas (Prieto 1996; Quattrocchio *et al.* 1998; Stutz 2000), estudios sobre organismos lacustres, como las diatomitas (Zárate *et al.* 1998), información bioestratigráfica vinculada a la modificación de la distribución geográfica de comunidades de vertebrados, esencialmente mamíferos terrestres (Fidalgo y Tonni 1983; Goin 2001; Politis *et al.* 1995; Prado y Alberdi 1999; Tonni y Cione 1995), variaciones espaciales de especies de moluscos debido a diferencias en la extensión de las corrientes marinas (Aguirre 1993), análisis isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en gasterópodos continentales

---

<sup>3</sup> En la actualidad los médanos obstruyen el drenaje de las aguas acumuladas por las lluvias originando inundaciones aguas arriba (Pdos. de Necochea y San Cayetano).

(Bonadonna *et al.* 1995), así como el análisis de crónicas, diarios de viajeros y documentos coloniales (Politis 1984 b).

Si bien en los estudios multidisciplinarios existen coincidencias entre los autores, prevalecen también marcados contrastes espacio-temporales todavía no explicados por completo, o que son reducidos a variaciones locales cuando no se ajustan al modelo regional (Goin 2001). En este sentido, los investigadores registran diferencias entre el comportamiento de las comunidades vegetales y animales ante las variaciones climáticas. Una de las probables causas de estas divergencias es la falta de información contextual de los factores tafonómicos que actuaron en la depositación de los elementos empleados para interpretar la historia ambiental del Pleistoceno final y Holoceno en la región. Este tipo de evaluación es fundamental porque durante este período se produjeron cambios climáticos abruptos y de corta duración que pueden haber generado reemplazos en la biota que tengan baja resolución en el registro bioestratigráfico, sobre todo en sedimentos de origen eólico (Tonni *et al.* 1999; Zárate *et al.* 1998). Otro aspecto a considerar, es la posibilidad de que los análogos modernos para algunas asociaciones vegetales y faunísticas estén ausentes, dado que las condiciones ambientales del pasado estuvieron combinadas de diferente manera creando hábitats con características únicas, en los cuales se desarrollaron comunidades sin representantes en la actualidad (Stutz 2000: 107; véase también Goin 2001; Prieto 1996). A esto se le suma la escasez de fechados radiocarbónicos y las distintas subdivisiones empleadas por los autores para caracterizar los períodos del Holoceno.

### III.6.1- PLEISTOCENO FINAL-HOLOCENO TEMPRANO: 12.000-7.500 AÑOS A.P.

Durante el Pleistoceno final-Holoceno temprano se registran las primeras evidencias de ocupaciones humanas en los ambientes pampeanos (Flegenheimer 1994; Martínez 1999; Mazzanti 1999; Politis y Madrid 2001), junto con cambios vitales en las condiciones ambientales que en cierta medida debieron afectar a estas poblaciones. Por este motivo, se ha creído conveniente agrupar la información correspondiente al lapso del Pleistoceno junto con el bloque correspondiente al Holoceno temprano. El Pleistoceno tardío está caracterizado por el último avance de los hielos andinos, correspondiente a la última glaciación. Entre los 12.000 y 8.500 años A.P. se registran condiciones climáticas más cálidas, traducidas en pulsos de aumento de la temperatura y las precipitaciones, como también en un ascenso del nivel del mar (Aguirre y Whatley 1995; Isla 1989, 1995).

Como resultado de la máxima expansión de la última glaciación de los Andes (ca. 20.000-18.000 años A.P.) el clima de la Pampa Húmeda fue frío y seco (Prado y Alberdi 1999; Tonni *et al.* 1999). Para el período anterior a los 12.000 años A.P. los depósitos eólicos de arena y "loess" evidencian que las condiciones áridas y frías de la Provincia Climática Patagónica abarcaron la región. La circulación atmosférica estuvo marcada por una fuerte influencia de los vientos secos y fríos procedentes del Anticiclón del Pacífico Sur (González 1990; Iriondo y García 1993; véase también Páez y Prieto 1993). Estos datos se correlacionan con las evidencias isotópicas (Bonadonna *et al.* 1995), los estudios polínicos (Quattrocchio *et al.* 1998; Prieto 1996) y los datos paleontológicos (Tonni 1994; Tonni y Cione 1995), que sugieren la presencia de ambientes semiáridos a áridos para este período. En este contexto ambiental se produjo la depositación del Miembro Guerrero de la Formación Luján en los cursos fluviales y la parte inferior de los sedimentos eólicos de la Formación La Postrera en el resto de la región. En estos depósitos se han recuperado abundantes restos óseos de megamamíferos de Edad Mamífero Lujanense.

Los registros de determinados mamíferos terrestres de sitios paleontológicos y arqueológicos (Prado y Alberdi 1999), los estudios palinológicos (Quattrocchio *et al.* 1994; Páez y Prieto 1993; Prieto 1996), así como los testigos de hielo de la Antártida (Stenni *et al.* 2001) del intervalo Pleistoceno final-Holoceno temprano, indican un progresivo aumento de las temperaturas. Entre los 12.000 y los 8.500 años A.P., el clima se fue tornando más cálido, pero con temperaturas medias más bajas que las actuales. Es posible que en este intervalo haya ocurrido un incremento de la humedad con niveles de lluvias similares a los del presente (Bonadonna *et al.* 1995). Antes de la transición Pleistoceno-Holoceno, este paulatino aumento de los niveles de temperatura y humedad fue interrumpido por un episodio frío y seco. Esto provocó un incremento del volumen de hielo de los glaciares andinos en el lapso comprendido entre los 11.000 y 10.500 años A.P. Este evento es análogo al denominado *Younger Dryas* del Hemisferio Norte, que tuvo alrededor de 1.000 años de duración (Aguirre y Whatley 1995; Borrero *et al.* 1998; González 1990; Prado y Alberdi 1999).

El límite convencional entre el Pleistoceno y el Holoceno ha sido establecido por consenso en torno a los 10.000 años A.P. Durante el intervalo postglacial, que marca el inicio del Holoceno, comienza a desarrollarse en los valles fluviales el Miembro Río Salado de la Fm. Luján y continúan depositándose los sedimentos de la Formación La Postrera en las superficies más elevadas. En La Postrera se registran las últimas evidencias de fauna extinta, mientras que en el Miembro Río Salado la misma está ausente (Tonni *et al.* 1999). Los patrones de circulación atmosférica sugieren que recién entre los 10.000 y el 8.500 años A.P.



las condiciones se tornan más húmedas, ya que existiría una mayor influencia de las masas de aire del Atlántico y una disminución de aquellas procedentes del Pacífico (González 1990). Los análisis de isótopos indican una elevada pluviosidad, similar a las condiciones actuales, en torno a los 10.000 años A.P., con una fase seca datada entre los 9.000 y 7.500 años A.P. (Bonadonna *et al.* 1995). Sin embargo, entre los 8.000 y 7.000 años A.P. los análisis de polen, indican el desarrollo de estepas gramíneas características de ambientes húmedos (Prieto 1996).

Los datos geomorfológicos y sedimentológicos indican un paisaje estable desde los 10.000 a los 6.000-5.000 años A.P. (Zárate *et al.* 1998). Esta existencia de un episodio estable con condiciones cálidas y aumento de la humedad, está apoyada por el desarrollo en el ámbito regional del paleosuelo Puesto Callejón Viejo y la interrupción de la depositación de sedimentos loésicos en algunas secuencias (Bonadonna *et al.* 1995; Borrero *et al.* 1998; Fidalgo *et al.* 1991; Páez y Prieto 1993; Iriondo y García 1993; Tonni *et al.* 2001). Este comienzo de condiciones húmedas, además, está reforzado por el rápido desarrollo de ambientes lagunares en las áreas deprimidas de las planicies de inundación de los cursos de agua entre los 9.000-7.000 años A.P. (Prieto 1996; Zárate *et al.* 1998), por un aumento del nivel del mar (Bonadonna *et al.* 1995) y por el registro de vegetación de estepa y acuática (Quattrocchio *et al.* 1998).

Otros investigadores (Goin 2001; Tonni 1994; Tonni y Cione 1995), por el contrario, discrepan con la idea de un cambio importante en las temperaturas y las precipitaciones para el Pleistoceno final-Holoceno temprano, considerando que no existen indicadores claros de climas cálidos durante este momento. Plantean la persistencia de condiciones áridas y frías, a partir de la presencia de especies de mamíferos terrestres y marsupiales propias de estos ambientes. De esta manera, a pesar de que el desarrollo del suelo Puesto Callejón Viejo se relaciona con condiciones cálidas y húmedas, este episodio no está documentado en el registro faunístico. Además, se plantea que solo a partir de los 8.500 años A.P. desaparecen las condiciones secas y frías del período glacial (Iriondo y García 1993). La evidencia paleontológica y arqueológica recuperada en la parte inferior de la Fm. La Postrera está caracterizada por fauna extinta y actual propia de los dominios zoogeográficos Patagónico y Central como en el caso de *Chaetophractus villosus* (peludo) y *Zaedyus pichyi* (piche patagónico) (Vizcaíno *et al.* 1995).

A su vez, otro indicio de condiciones frías y secas durante la transición Pleistoceno-Holoceno, está dado por un marcado descenso en frecuencia y diversidad de las formas

pastadoras y un aumento de los megaherbívoros en el registro de vertebrados (Tonni y Cione 1995; Tonni *et al.* 1999). Este cambio en las comunidades faunísticas es interpretado por Borrero *et al.* (1998) como un deterioro climático de las condiciones que se venían desarrollando hacia el final del Pleistoceno. Por su parte, como ha visto alrededor de los 9.000 A.P. los análisis isotópicos muestran un momento de condiciones secas -similares a las atribuidas para el Miembro Guerrero-, en la base del Miembro Río Salado (Bonadonna *et al.* 1995). Estos datos para Tonni *et al.* (1999) respaldan la idea de que las condiciones áridas del tardiglacial se mantuvieron durante el inicio del Holoceno y que fueron estas características ambientales las que generaron la erosión del Suelo Puesto Callejón Viejo.

La continuidad de condiciones frías y secas, estaría de acuerdo con la persistencia de la megafauna y de especies características de ambientes áridos durante el Holoceno temprano. En este sentido, tanto el registro paleontológico como el arqueológico (p. ej. registro faunístico del sitio arqueológico La Moderna; Politis y Gutiérrez 1998), localizados en sedimentos de la Formación La Postera, extienden la supervivencia de megahervíboros a los inicios del Holoceno. Se sugiere que la extinción masiva de la fauna de Edad Mamífero Lujanense, se habría producido de forma paulatina, culminando entre los 8.500 y 7.000 años A.P. (Politis *et al.* 1995; Politis y Gutiérrez 1998; Tonni 1994; Tonni y Cione 1995). Entre las distintas propuestas que abordan el tema de la desaparición de los megamamíferos pleistocénicos, Politis *et al.* (1995: 200) plantean que la extinción se debió a un largo proceso de cambios climáticos. La coexistencia de la megafauna con las poblaciones humanas durante unos milenios habría tenido un impacto secundario en la desaparición de las especies nativas (i. e. géneros *Megatherium* y *Doedicurus*), que fue más importante en dos familias inmigrantes como las de los caballos americanos y los mastodontes.

Con respecto a la variación de la línea de costa, después del máximo avance de la última glaciación se inició un retroceso de los hielos que produjo un prolongado y rápido ascenso eustático del nivel del mar. Durante el máximo glacial, el nivel marino estaba en el orden de los 100-120 m por debajo del actual, dejando expuesta una gran superficie de la actual plataforma continental a las condiciones subaéreas. La costa bonaerense se ubicaba en regiones hoy sumergidas, extendiéndose hacia el este y el sur unos 160 a 200 km de la línea actual (Aguirre y Whatley 1995; Borrero *et al.* 1998; véanse Parker *et al.* 1997: fig. 10; Tonni *et al.* 1999: fig. 6 a). Así, las costas altas habrían sido reducidas notablemente durante la ingresión holocénica (proceso que aún continúa con menor intensidad), formándose los acantilados verticales (Fidalgo y Tonni 1983; Mouzo 1982). Esta extensión de la línea de

costa hacia el sudeste pudo haber aumentado la continentalidad, acentuando la amplitud térmica y provocado una mayor influencia de la corriente fría de Malvinas (Tonni 1994; Tonni *et al.* 1999).

A partir de los depósitos de albufera localizados en la Bahía de Samborombón, Fidalgo *et al.* (1973 a) definen la Formación Destacamento Río Salado. Para Aguirre y Whatley (1995: Tabla 6), esta unidad estratigráfica corresponde a un nivel marino localizado por debajo del actual y podría asignarse al evento transicional del Pleistoceno al Holoceno. En este sentido, Bonadonna *et al.* (1995) detectan un depósito marino en la desembocadura del río Quequén Salado, vinculado a un nivel del mar con una altura menor que la actual. Este depósito fue datado en torno a los 11.000-10.000 años A.P., momento en el que ocurren las primeras fases de deglaciación.

Los tempranos registros de variaciones en el nivel del mar del Hemisferio Sur condujeron a plantear que alrededor de los 10.000-9.000 años A.P., ya se registraban datos del comienzo del óptimo climático, cuando el clima se hace más cálido (Isla 1989; véase también Stenni *et al.* 2001). Si bien son necesarios mayores estudios, estas evidencias no son contempladas en este trabajo de investigación y se considera que este fenómeno ocurre alrededor de los 7.500-7.000 años A.P dando inicio al Holoceno medio. Esto se debe a que la mayoría de los autores (Aguirre y Whatley 1995, González *et al.* 1983, Prado y Alberdi 1999; Prieto 1996; Tonni *et al.* 1999; entre otros), de acuerdo a diferentes indicadores, atribuyen edades más recientes para el inicio del evento cálido del *Hypsithermal*, restringiendo el óptimo climático a fechas que varían entre los 8.500-7.500 y los 7.000-5.000 años A.P.

### III.6.2-HOLOCENO MEDIO: 7.500-3.000 AÑOS A.P.

Diferente líneas de evidencia coinciden en que parte del Holoceno medio está caracterizado por un clima cálido como consecuencia del inicio del cambio global denominado *Hypsithermal* u Óptimo Climático, que afectó el desarrollo de las biotas continentales y marinas de la Región Pampeana. Alrededor de los 7.500-7.000 años A.P. se registra un pico cálido y posiblemente también húmedo en algunas áreas. Asimismo, alrededor de esta fecha comienza un rápido levantamiento del nivel del mar a escala mundial característico del Holoceno medio que provocó los eventos transgresivos y la formación de las cadenas de médanos durante la fase regresiva (Aguirre 1993; Fidalgo *et al.* 1973 a; Fidalgo y Tonni 1983; González *et al.* 1983; Isla 1989, 1995; Isla *et al.* 2001). Este momento está caracterizado por un calentamiento global que generó en la Pampa Húmeda, un clima de tipo

Subtropical, con un marcado aumento de las precipitaciones. Esto sugiere una mayor influencia de las masas de aires cálidas y húmedas del Anticiclón del Atlántico Sur (Iriando y García 1993). Luego, en torno a los 5.000-4.500 años A.P. volverían a establecerse condiciones frías y áridas (Aguirre y Whatley 1995; Goin 2001; Prieto 1996; Zárata y Flegenheimer 1991; Zárata *et al.* 1998).

En el sitio arqueológico Monte Hermoso I datado en ca. 7.000 A.P. fue identificado el desarrollo de una estepa halófitas, vegetación característica de las dunas costeras asociadas a ambientes lacustres con leve influencia marina. Este tipo de vegetación sugiere la presencia de condiciones húmedas antes del máximo transgresivo (Quattrocchio *et al.* 1998). Durante este período se continúan depositando los sedimentos fluviales y lacustres del Miembro Río Salado de la Formación Luján, empleados como indicadores paleoambientales de un período húmedo. A su vez, entre 6.000-5.000 años A.P. se observan comunidades herbáceas junto con procesos pedogenéticos que señalan una mayor estabilización del paisaje durante una fase húmeda (Bonadonna *et al.* 1995; Páez y Prieto 1993; Tonni *et al.* 2001; Zárata y Flegenheimer 1991). Esto coincide con un incremento de las precipitaciones sostenido por los estudios polínicos que registran estepas gramíneas asociadas con comunidades hidrófitas características de lagunas, pantanos y campos inundables, en el interior de la región, hasta los 5.000 años A.P. (Prieto 1996).

Sin embargo, aunque se afirma que en la Región Pampeana existen datos que sugieren un aumento de la temperatura durante este lapso temporal, todavía no se ha generado evidencia suficiente para sustentar, como ha sucedido en otras partes del mundo, la presencia permanente de un clima húmedo que implique un incremento de las precipitaciones. Si bien se evidencia la penetración meridional de fauna Brasileña entre los 8.500 y 4.000 años A.P., indicando un calentamiento climático, la mayor parte de los mamíferos recuperados en los depósitos eólicos de la Formación La Postrera pertenece a los dominios Central y Patagónico. Esto se condice con, por un lado, la presencia de condiciones áridas en el ámbito regional y por otro, la existencia restringida de ambientes húmedos que pueden responder a condiciones locales (Tonni 1994; Vizcaíno *et al.* 1995; véase también Zárata *et al.* 1998).

Con relación a los cambios del nivel del mar, durante el transcurso del Holoceno en el Hemisferio Sur se observan una serie de eventos ingresivos separados por una regresión en el Holoceno medio. Con relación a los cambios climáticos del *Hypsithermal*, se produjo el desplazamiento horizontal de la línea de costa como consecuencia de un aumento del nivel marino. Esta variación en la altitud del mar habría sido provocada por factores fundamentalmente de tipo glacioeustáticos, así como oceánicos y meteorológicos, que

tuvieron gran intensidad durante el Optimo Climático (Aguirre 1993; Aguirre y Whatley 1995; Fidalgo *et al.* 1973 a; González *et al.* 1983; Isla 1989).

En el sector este de la Depresión del Salado, los depósitos litorales constituidos por los cordones longitudinales de conchillas marinas, tuvieron un gran desarrollo regional, penetrando hacia el interior del continente hasta 50 km. En base a estas espesas acumulaciones de valvas, Fidalgo *et al.* (1973 a) definen en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena la unidad estratigráfica Formación Las Escobas. Para estos cordones litorales se obtuvieron edades radiocarbónicas, que reflejan estadíos fluctuantes del nivel marino durante las fases transgresivas y regresivas, que van desde los 6.000 hasta los 3.000 años A.P. (Figini 1992). Después de los 3.000 años A.P. no se registran cambios sustanciales en la línea de costa de este sector.

Los estudios efectuados en el área ubicada entre Punta Piedras, al norte de la Bahía de Samborombón, y la desembocadura de la laguna costera de Mar Chiquita, por Codignotto y Aguirre (1993), sugieren que la Cuenca del río Salado ascendió en el transcurso del Holoceno. En cambio, Violante y Parker (1992) plantean que esta cuenca se hundió por movimientos tectónicos de la corteza terrestre durante este período (véase también Codignotto 1996: fig. 4). En la Bahía de Samborombón, Codignotto y Aguirre (1993) estudian acumulaciones de moluscos formadas durante fases regresivas del período comprendido entre 6.900 y 2.000 años A.P. Estos autores proponen que los depósitos marinos correspondientes a la máxima transgresión postglacial se formaron después de los 7.000 años A.P. alcanzando la cota de los 5 m y que a los 3.500 A.P. el mar todavía se encontraba a 1,5 m sobre el nivel actual.

Luego, Aguirre y Whatley (1995) basándose en sus investigaciones en el noreste de la Pampa Húmeda, proponen una curva de las oscilaciones del nivel marino durante el Holoceno. Sostienen que a los 8.000 años A.P. la altura del mar aún estaba por debajo de la actual y que el pico de la transgresión tuvo lugar en torno a los 7.600 años A.P, alcanzando la cota máxima de 4,5-5 m. Alrededor de los 6.500 años A.P. habría comenzado la regresión marina. Más tarde, a los 5.000-4.000 años A.P., se estableció un período de relativa estabilidad con un nivel del mar todavía más alto que en el presente. Por último, entre los 3.700 y 2.500 años A.P. se habría registrado un nuevo descenso del nivel marino.

Para el sector comprendido entre la ciudad de Villa Gesell y la desembocadura de la albufera de Mar Chiquita, Violante (1993; véase también Violante y Parker 1992) propone que la fase transgresiva alcanzó su pico recién a los 5.200 años A.P. y que el límite entre los eventos transgresivos y regresivos se ubicaba entre esta fecha y los 4.600 años A.P. En la

región de Mar Chiquita, tanto Violante (1993) como Schnack *et al.* (1980) consideran que la altura máxima del mar no superó los 2,5 m del nivel actual. A diferencia de Violante (1993), Isla (1995) sostiene que el máximo de la transgresión se produjo en este sector alrededor de los 6.000 años A.P., conformando planicies de marismas y lagunas costeras en su fase regresiva. Conjuntamente, se sugiere que la costa correspondiente al máximo transgresivo poseía una configuración distinta a la actual, mientras que en el tramo norte del sector de Mar Chiquita el mar penetró alrededor de 10 km hacia el interior en el sur la línea de costa se extendía sobre la hoy sumergida plataforma costera (Schnack *et al.* 1980).

Por su parte, el estudio paleoecológico de los moluscos marinos recuperados en los depósitos de la Formación Las Escobas, muestran diferencias en cuanto a la composición y cantidad relativa, con relación a las especies modernas. En este sentido, se registran abundantes elementos que en la actualidad habitan aguas con temperaturas cálidas (Aguirre 1993). Esta disimilitud es explicada por el desplazamiento de las aguas cálidas de la corriente del Brasil hacia el sudoeste. Luego del máximo transgresivo se produjo el corrimiento progresivo de la línea de costa hacia el este. Este desplazamiento provocó una influencia mayor de la corriente fría de Malvinas, en detrimento de la de Brasil. Estos datos coinciden con los planteos que indican, para el continente, condiciones más cálidas a los inicios del Holoceno medio y más frías luego del *Hypsithermal* (Aguirre y Whatley 1995).

El sector comprendido entre Mar del Plata y Bahía Blanca presenta diferencias con el este de la Depresión del Salado, dado que forma parte de una cuenca tectónica distinta que se mantuvo estable (González *et al.* 1986 citado en Weiler 1994) o que experimentó un ascenso relativo durante el Holoceno (Codignotto 1996; véanse críticas en Violante *et al.* 2001). Fueron detectadas secuencias estuáricas colmatadas originadas por la oscilación del nivel de mar. Estos depósitos fueron observados en los arroyos Las Brusquitas, El Durazno, La Ballenera, El Pescado, Nutria Mansa y Claromecó, en los ríos Quequén Grande y Quequén Salado, en la ría de Bahía Blanca y en Punta Hermengo (Fasano *et al.* 1987; Fidalgo y Tonni 1983; González *et al.* 1983; Isla *et al.* 1996). Además, en Punta Mogotes y en los balnearios Costa Bonita y Pehuen-Có fueron detectadas paleoplayas holocénicas (González 1996; Isla 1995; Isla *et al.* 1996).

En las secuencias sedimentarias de Punta Hermengo y del arroyo Las Brusquitas, Fidalgo y Tonni (1983) caracterizan, de acuerdo a los restos de vertebrados e invertebrados recuperados, un ambiente marino-salobre con fauna litoral a una altura de entre 1,5 y 3 m sobre el nivel del mar (véanse también Bonadonna *et al.* 1995; Isla 1995). Los depósitos

estuáricos de Punta Hermengo arrojaron una edad máxima de 6.600 años A.P. (Fidalgo y Tonni 1983). Por su parte, Isla junto a otros investigadores (Isla 1995; Isla y Espinosa 1998; Isla *et al.* 1996) estudiaron las secuencias estuarinas de los arroyos Las Brusquitas, La Ballenera y Claromecó. En estos perfiles obtuvieron edades máximas de 6.100; 6.800 y 2.400 años A.P. para cada uno de ellos. Estos autores, basados en evidencias sedimentarias junto con la composición de diatomeas, foraminíferos y ostrácodos, proponen que el nivel del mar habría alcanzado los 2-2,5 m de altitud durante el máximo transgresivo ocurrido entre 6.000-6.500 años A.P. Por el contrario, en la desembocadura del río Quequén Grande, Fasano *et al.* (1987) obtienen una edad de 7.600 años A.P. para depósitos asignados al máximo de la transgresión holocénica, también ubicados a 2,5 m de altura.

A partir de estudios polínicos y sedimentarios en las desembocaduras de los arroyos Las Brusquitas y La Ballenera (D' Antoni *et al.* 1985; Prieto 1996; Stutz 2000) se observa una evolución similar en ambos cursos. El registro de estepas gramíneas húmedas, indica un ambiente continental alrededor de los 6.800 años A.P. Luego de esta fecha hasta 6.200 años A.P., se produjo un reemplazo brusco de los sedimentos y la vegetación, debido al inicio de la influencia del mar dentro de los dos arroyos. Esto se evidencia en el desarrollo tanto de comunidades halófitas como hidrófitas de ambientes palustres de agua dulce. La existencia de estos cuerpos de agua, es coincidente con el aumento de las precipitaciones registrado a partir de las comunidades vegetales del interior correspondiente a este período. Para el intervalo comprendido entre 5.500 y 4.000 años A.P., en ambos cursos ocurrió la máxima influencia marina, considerando que desaparece la comunidad dulce acuícola y se incrementaron los elementos halófitos. Luego, retornaron las condiciones continentales con comunidades características de condiciones secas. Como se ha dicho, las paleocomunidades vegetales asociadas a la máxima influencia marina muestran haberse desarrollado a los 5.500-4.000 años A.P., en un momento que no es coincidente con las edades más tempranas propuestas por los estudios geológicos (6.000-6.500 años A.P.) (Stutz 2000). No obstante, Quattrocchio y colaboradores (1998), sobre la base de estudios de microplancton marino en el sitio arqueológico Monte Hermoso I, proponen el intervalo temporal de 6.000 a 5.500 años A.P. para el máximo transgresivo.

En Punta Mogotes y Costa Bonita, Isla y colaboradores (Isla 1995; Isla *et al.* 1996) relevaron paleoplayas holocénicas que indicarían un máximo alcance marino de entre 3 y 5,5 m de altura. Estas diferencias con el resto de las cotas de los estuarios, sin embargo, pueden ser explicadas por tectonismo localizado que provocó el levantamiento de estos registros. En

los depósitos de playa de Costa Bonita se obtuvo una edad de 6.000 años A.P. (Isla 1995; Isla *et al.* 1996).

En el río Quequén Salado, depósitos de valvas marinas asignados a la Fm. Las Escobas, fueron datados en 7.700 años A.P. (Farinati y Zavala 1995). A partir de sus investigaciones en los alrededores del Balneario Pehuen-Có, González (1996) propone la existencia de dos pulsos ingresivos de distinta intensidad. El primero indicaría el máximo transgresivo, que alcanzó la cota de los 5 m a los 6.000 años A.P. El segundo, con una altura de 4 m fue datado en 4.000 años A.P. En relación al estuario de Bahía Blanca, González *et al.* (1983) asignan los depósitos marinos a cinco eventos transgresivos datados entre alrededor de los 6.000 y los 3.500 años A.P. En este sector proponen que en la primera de estas edades el nivel del mar habría alcanzado la cota máxima de 10 m. Mientras que el resto de los depósitos representarían avances de menor magnitud, puesto que poseen cotas más bajas, razón por la cual se incluyeron dentro de un evento regresivo mayor (Weiler 1994).

En lo que se refiere a la formación de las cadenas de médanos, las barreras Austral y Oriental evolucionaron con relación a estos cambios en el nivel de mar. En un primer momento se registró una abundante disponibilidad de arena en la costa bonaerense, coincidente con el final del máximo transgresivo y el comienzo del descenso del mar (ca. 6.000-5.000 años A.P.). La cantidad de sedimentos fue afectada por procesos eólicos y de alta energía ola. Esto se tradujo en la formación de rampas de dunas por las cuales trepó la arena hacia el continente, ocasionando la formación de los cordones de médanos. En la Barrera Austral la arena cubrió los acantilados del Plio-Pleistoceno, mientras que en la Oriental se depositó sobre terrenos anegadizos. Durante la regresión y después de miles de años de un nivel marino estable, el sedimento comenzó a escasear y las rampas de dunas se desactivaron produciéndose la exhumación de los antiguos acantilados de la Barrera Austral y la reactivación de la erosión de los mismos, así como de las plataformas abrasivas. En la actualidad, esto se traduce, en la costa alta entre Mar del Plata y Miramar, en acumulaciones de arena que prácticamente no tienen conexión con las playas que las originaron y, en el sector de Necochea, en que las rampas de dunas sobre los acantilados funcionen solo en verano; por lo cual los procesos de denudación son mayores. En cambio, en la Barrera Oriental debido a esta disminución de la arena disponible, las playas comenzaron a alimentarse de la erosión de las propias dunas (Isla 1997; Isla *et al.* 1996: 839 y fig. 9).

Como las dunas se desplazaron hacia el interior cubriendo sedimentos vegetados, es posible conocer la edad máxima y los distintos momentos de los ciclos migratorios de los



médanos, al datar las capas con materia orgánica infrayacentes. A su vez, estos horizontes con abundantes restos orgánicos indican períodos de estabilidad que permitieron la formación de suelos locales en las barreras medanosas, que fueron luego cubiertos por arena. A partir de numerosos fechados de acumulaciones de materia orgánica sepultadas por depósitos eólicos en las barreras Oriental y Austral, se establecieron tres ciclos de movimientos de los médanos. La primera generación de médanos costeros ubicada inmediatamente por encima de las secuencias estuáricas, ocurre entre los 6.000 y 4.000 años A.P.. Luego entre los 3.500 y 3.000 años A.P., se originó una segunda generación de dunas litorales que sepultó las depresiones intermedanosas existentes. Finalmente, la tercera generación ocurrió durante el Holoceno tardío, entre los 1.600 y 500 años A.P., cuando los sedimentos arenosos se depositaron sobre depresiones intermedanosas y marismas más desvinculadas de la costa (Isla *et al.* 2001 y bibliografía allí citada).

Como se ha visto, la cota máxima del nivel del mar es objeto de controversia. Las menores alturas se registran entre Villa Gesell y el río Quequén Grande, mientras que las mayores se localizan en el estuario de Bahía Blanca. Con la excepción de Bahía Blanca, se plantea un aumento del nivel marino que varía entre 2 y 5 m por encima del actual. Estas diferencias pueden deberse a las paleotopografías regionales, a la configuración costera de cada sector, a los movimientos tectónicos locales que provocaron el desplazamiento vertical del continente o a particularidades en los métodos empleados para su cálculo (Codignotto 1996; Isla 1989; Weiler 1994). Un aspecto metodológico a tener en cuenta, que no es considerado por todos los investigadores que trabajan con las ingresiones marinas, es que hoy en día las tormentas alcanzan posiciones de 2,2 m por encima del nivel actual. En consecuencia, el conocimiento de este fenómeno implica que las cotas máximas de los depósitos de playas fósiles no reflejan de forma directa la altura a la que ascendió el mar, sino el nivel que pudo alcanzar durante alguna tormenta (Isla 1995).

Por otro lado, los distintos estudios geológicos en litoral atlántico bonaerense difieren en las fechas asignadas al máximo transgresivo. A grandes rasgos, la mayoría de los autores (Aguirre y Whatley 1995; Codignotto y Aguirre 1993; Fidalgo y Tonni 1983; Isla 1989, 1995; González 1996; González *et al.* 1983; Weiler 1994) proponen que hacia los 7.500-6.000 años A.P. se registran evidencias del máximo de la etapa ingresiva. A partir de los últimos 6.000 años A.P. comenzaría la fase regresiva, produciéndose un descenso de la altura del mar del orden de los 2-4 m hasta alcanzar su cota actual y el comienzo de la formación de las cadenas de dunas. En lo que se refiere a la actual línea de costa del área de estudio, la misma se habría

estabilizado alrededor de 6.000-5.000 años A.P. luego del máximo transgresivo (Isla 1989; Isla *et al.* 2001). A pesar de que después de este momento el nivel del mar experimentó algunos cambios, estos fueron mínimos y no habrían afectado en más de 500 m el ancho del sector litoral (Federico Isla com. pers. 2002).

En resumen, los cambios en el nivel del mar del Holoceno medio al sudoeste de Mar del Plata fueron restringidos, provocando que el mar penetrara a lo sumo unos pocos kilómetros hacia el continente en los cursos inferiores de los valles fluviales de baja pendiente y se formaran ambientes estuáricos (Isla 1995; Isla y Espinosa 1998; Isla *et al.* 1996; Fidalgo y Tonni 1983; Frenguelli 1920). En el sector ubicado al nordeste, el avance marino redujo sensiblemente la llanura emergida y generó la formación de lagunas costera, barreras y llanuras de mareas (Fidalgo *et al.* 1973 a; Isla *et al.* 1996; Schnack *et al.* 1980; Violante 1993).

Por último, existen notables discrepancias acerca del momento en que culminan las condiciones cálidas del Holoceno medio. Las fechas propuestas van desde los 5.500 hasta los 2.300 años A.P. (Iriondo y García 1993; Isla 1989; Zárate *et al.* 1998). Estudios sobre testigos de fondos marinos, extraídos en el paralelo 53°S del Océano Atlántico, indican que alrededor de los 5.000 años A.P. se produjo un rápido enfriamiento de la temperatura del agua superficial del mar y un nuevo avance de los hielos. Estos cambios abruptos marcan el final del *Hypsithermal* y el establecimiento de condiciones más frías (Hodell *et al.* 2001). Así pues, con posterioridad a los 5.000 años A.P., se registra en el interior que comunidades de gramíneas características de estepas húmedas son substituidas por conjuntos propios de estepas secas, lo cual indica un cambio hacia condiciones templadas y secas (Páez y Prieto 1993; Prieto 1996; véase Quattrocchio *et al.* 1998). En este momento comienza el descenso del nivel del mar y los terrenos expuestos son colonizados por especies halófitas (véase la comparación de diferentes secuencias del litoral marítimo bonaerense para los últimos 7.000 años A.P. en Stutz 2000: Tabla 9.1).

### III.6.3-HOLOCENO TARDIO: 3.000 AÑOS A.P.- A LA ACTUALIDAD

La evidencia paleoclimática para este intervalo es más fragmentaria que la de los períodos anteriores, disminuyendo notablemente a medida que se avanza hacia la actualidad. Durante el Holoceno tardío, las características climáticas cálidas y quizá más húmedas del Holoceno medio fueron sucedidas por una fase semiárida con escasas precipitaciones que

permaneció hasta los 1.000 años A.P. (Iriondo y García 1993). En este período se depositaron los sedimentos eólicos de la parte superior de la Fm. La Postrera, manifestando la presencia de un ambiente seco. Los mamíferos terrestres del Holoceno tardío, con supremacía de elementos centrales y patagónicos, indican que predominaron las condiciones semiáridas, con temperaturas levemente mayores que las de hoy en día. A su vez, se destaca el registro del cánido pleistocénico *Dusicyon avus* (Berman y Tonni 1987) hasta los inicios del Holoceno tardío (Politis *et al.* e.p.; Prado y Alberdi 1999; Tonni *et al.* 1999; véase capítulo VII). Así, la vegetación de estepa seca inferida para este periodo se habría desarrollado como consecuencia de estas condiciones semiáridas del ambiente (Prieto 1996).

Otras líneas de evidencia señalan que hacia el final del Holoceno medio y principio del tardío persistió el clima cálido, aunque con lluvias menores que en la actualidad. Los restos de marsupiales del sitio arqueológico Cueva Tixi (Goin 2001), sugieren el establecimiento paulatino de las condiciones actuales durante el Holoceno tardío, con fauna propia de ambientes templados y abiertos con estacionalidad definida, así como precipitaciones moderadas. En este sentido, en las barrancas costaneras de Centinela del Mar, se recuperaron asociaciones de taxa pertenecientes a diferentes dominios zoogeográficos, evidenciando la existencia de un mosaico de condiciones microambientales variables (Tonni 1994; Tonni *et al.* 1999).

Alrededor de los 2.000 años A.P. se registraron plantas hidrófitas, propias de cuerpos de agua, asociadas con comunidades de estepas de gramíneas, lo cual sugiere un intervalo con altos niveles de humedad (Quattrocchio *et al.* 1998). Asimismo, alrededor de ca. 1.900 años A.P. se produjo un avance de fauna subtropical coexistiendo con ejemplares de ambientes áridos, lo cual es interpretado como el desplazamiento de las condiciones áridas hacia otras cálidas y húmedas (Tonni 1994). Los datos polínicos para este período son escasos, sobre todo para el período posterior a los 1.000 años A.P. Estos sugieren el desarrollo de estepas psammófitas con representantes del bosque arbustivo, así como comunidades halófitas señalando, condiciones desde subhúmedas a áridas (Quattrocchio *et al.* 1998). Para el 1.460 años A.P. se observaron evidencias de comunidades de estepa gramínea (Quattrocchio *et al.* 1994). Si bien entre los 1.500 y 1.000 años A.P. se registraron ejemplares brasílicos, también se recuperaron especies indicadoras de condiciones áridas y semiáridas localizadas en la parte superior de la Fm. La Postrera (p. ej. registro faunístico del sitio arqueológico Zanjón Seco 3; Tonni y Cione 1995; Tonni *et al.* 1999).

En torno al 1.000 A.P. el clima se tornó más húmedo y cálido, finalizando aquí la fase seca y árida inferida por algunos autores (véase arriba). Durante este evento, probablemente análogo al Máximo Térmico Medieval (véase Broecker 2001), la Región Pampeana adquiere su fisonomía actual y se establecen los ecosistemas modernos. Esto deriva en el desarrollo de procesos pedogenéticos y el registro de mamíferos subtropicales del Dominio Brasílico (Tonni y Cione 1995; Tonni *et al.* 2001). Con posterioridad, entre los años 600 y 300 años A.P. se ha propuesto la existencia de un episodio seco y probablemente frío, análogo al cambio global denominado "Pequeña edad del Hielo" (González 1990). Esto último se sustenta en los restos faunísticos recuperados en sedimentos eólicos de La Postrera datados alrededor de 440 A.P., que indican un retorno a condiciones más áridas que las actuales (p. ej. conjunto faunístico de los sitios arqueológicos Lobería I y La Toma; Tonni 1994; Tonni *et al.* 1999).

La información proveniente de crónicas, diarios de viajeros y otros documentos coloniales (Politis 1984 b), junto a la evidencia geológica, sedimentológica y paleontológica (Rabassa *et al.* 1989), indican una significativa aridización en el siglo XVIII y principios del XIX que también podría correlacionarse con el fenómeno de la "Pequeña edad del Hielo"<sup>4</sup>. Después de este periodo de aridez las condiciones se tornaron más húmedas con un incremento de las precipitaciones. Por lo tanto, pese a que aún existen escasos registros de estos períodos tardíos, el clima actual de la Región Pampeana se habría establecido en tiempos muy recientes (Tonni *et al.* 1999).

### III.7-CONSIDERACIONES FINALES

Si bien el litoral marítimo bonaerense se diferencia en forma clara de las llanuras interiores, no debe ser considerado como un ambiente homogéneo. En términos generales, se diferencia en costas altas con acantilados activos de pendientes abruptas y costas bajas con cadenas de médanos. Además, dentro de las primeras, se distingue la terminación del Sistema de Tandilia en el mar que conforma una costa constituida por masas rocosas tenaces, alternadas con otros sedimentos menos resistentes a la erosión, que han conformado bahías, puntas y cabos, dándole características particulares a este sector.

El aumento del nivel del mar ocurrido a partir de los últimos 12.000 años tiene implicancias elementales para la preservación, formación y visibilidad del registro

---

<sup>4</sup> Las fuentes posthispánicas revelan que durante este momento se produjo una muerte masiva de animales por falta de agua (Politis 1984 b).

arqueológico costero (Borrero *et al.* 1998; Erlandson 2001; Lewis 2000; Orquera 1987; Perlman 1980; Politis 1984 a). Desde el Pleistoceno final hasta el Holoceno medio el mar anegó grandes extensiones habitables de llanuras emergidas, provocando retracciones de la línea de costa. Por este motivo, actualmente los sitios arqueológicos costeros correspondientes al Pleistoceno final-Holoceno temprano se encontrarían sumergidos en la plataforma continental hasta alrededor de 100 m por debajo de la cota actual y, posiblemente, hasta 100 km de distancia de la línea de ribera moderna. La elevación del nivel marino estaría sesgando, en términos cronológicos, la presente distribución de sitios costeros que tienen una antigüedad mayor a 6.000-5.000 años, momento aproximado en que se estabiliza la línea de costa actual y se forman las primeras cadenas de médanos. Si bien algunos sectores pueden haber sido afectados por procesos locales, el aumento global del nivel del mar culmina en este momento. De este modo, la mayoría de los sitios costeros son posteriores al período en que el mar adquiere su altura actual, dado que existe una mayor probabilidad de que estos contextos hayan sobrevivido, ya que no han sido inundados o destruidos por este cambio global.

El conocimiento acerca de las variaciones del nivel del mar desde el Pleistoceno final es todavía demasiado general como para evaluar el impacto que tuvo sobre los recursos minerales, faunísticos y vegetales de la zona costera. Sin dudas este proceso afectó estos ambientes litorales, modificándose el hábitat de parte de su fauna y flora aprovechable y generándose ecosistemas productivos como los estuarios que podrían haber proporcionado una gran diversidad de recursos (Perlman 1980; Yesner 1980). Además otro aspecto a tener en cuenta, para discutir las opciones que les presentaba el medio a las sociedades cazadoras-recolectoras, es que el litoral marítimo bonaerense posee características ambientales singulares, así como recursos naturales específicos y diversos respecto de las llanuras interiores. Estos elementos no son solo de origen marino como los pinnípedos y los moluscos o los rodados costeros depositados sobre sus playas. En las cadenas de médanos también está representada fauna continental como *Ctenomys australis* y *Rhea americana*, por lo cual, es necesario considerar su etología en este entorno ecotonal. Además, se registran asociaciones vegetales propias del sector que con el aumento de las precipitaciones han colonizado grandes extensiones del cordón de dunas. Los médanos litorales pueden ser considerados como un ambiente árido relictual de la Pampa Húmeda que quedó confinado a la actual faja costera. De ser así, las características ecológicas de estas dunas pudieron haber permitido que sobrevivieran o se concentraran especies adaptadas a climas áridos y secos durante eventos cálidos y húmedos -tal como sucede en el caso de *Ctenomys australis*- que en el pasado pudo tener una distribución geográfica más amplia.

Por último, con relación a los recursos presentes en los paisajes del pasado, es necesario tener en cuenta que las plantas y animales no son meramente recursos explotados con fines económicos. Como se discute en el capítulo IX, los mismos fueron socializados ocupando distintos roles en las cosmovisiones de los grupos humanos, también formando parte de los aspectos sociales e ideacionales (Ingold 2000; véanse ideas similares a las de este autor en Bórmida 1969-70: 42-43). En este sentido, aquí se considera al ambiente como un medio socialmente construido y no meramente un espacio natural externo (Anschuetz *et al.* 2001). En general, para la mayoría de las sociedades los paisajes no son homogéneos en cuanto a su significado, sino que hay determinadas porciones del medio físico que son percibidas de manera cualitativamente diferente, dado que poseen una fuerte carga simbólica. La experiencia de una naturaleza totalmente desacralizada, es un fenómeno moderno restringido solo a algunas de las poblaciones contemporáneas y en particular a la ciencia occidental (Elíade 1994).