

Felipe García Rodríguez
editor

El Holoceno en la zona costera de Uruguay



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



CSIC

bibliotecaplural



Ilustración de portadilla:
Santiago García,
Santa Lucía del Este, Uruguay,
Óleo sobre tela,
<<http://www.santiagogarcia.com/>>

Felipe García Rodríguez
(editor)

El Holoceno
en la zona costera de Uruguay

La publicación de este libro fue realizada con el apoyo de la Comisión Sectorial de Investigación Científica (CSIC) de la Universidad de la República.

El trabajo que se presenta fue seleccionado por el Comité de Referato de Publicaciones de la Facultad de Ciencias integrado por Lina Bettucci, Ernesto Mordecki y Gabriel González Sprinberg.

© Los autores, 2011.

© Universidad de la República

Departamento de Publicaciones, Unidad de Comunicación de la Universidad de la República (UCUR)

José Enrique Rodó 1827 - Montevideo C.P.: 11200

Tels.: (+598) 2408 57 14 - (+598) 2408 29 06

Telefax: (+598) 2409 77 20

www.universidadur.edu.uy/bibliotecas/dpto_publicaciones.htm

infoed@edic.edu.uy

ISBN: 978-9974-0-0757-4

CONTENIDO

COLECCIÓN BIBLIOTECA PLURAL.....	9
PREFACIO	11
GEOLOGÍA DEL HOLOCENO	
Jorge Bossi, Alejandra Ortiz	13
Resumen	15
Introducción	15
Tectónica	17
Isostasia	20
Vertisoles rúpticos.....	28
Estratigrafía.....	44
Conclusiones.....	44
Bibliografía	47
INTRODUCCIÓN A LA GEOMORFOLOGÍA DE LAGUNAS COSTERAS, LAGOS SOMEROS Y CHARCAS DE URUGUAY	
Daniel Panario, Ofelia Gutiérrez.....	49
Resumen	51
Origen y evolución.....	51
Lagunas costeras semicerradas.....	52
Bibliografía	62
NIVELES RELATIVOS DEL MAR DURANTE EL PLEISTOCENO FINAL-HOLOCENO EN LA COSTA DE URUGUAY	
Roberto Bracco Boksar, Felipe García-Rodríguez, Hugo Inda, Laura del Puerto, Carola Castiñeira, Daniel Panario.....	65
Resumen	67
Los niveles relativos del mar.....	68
Oscilaciones del nivel de los océanos	68
La respuesta glacio eustática posglacial	74
Consecuencias y evidencias de la respuesta eustática posglacial en nuestra región.....	77
El registro de la laguna de Castillos.....	80
Epílogo desde la arqueología.....	87
Bibliografía	88

ASOCIACIONES DE MOLUSCOS MARINOS Y ESTUARINOS DEL HOLOCENO DE URUGUAY

Sergio Martínez, Alejandra Rojas	93
Resumen	95
Introducción	95
Antecedentes	96
Composición de la malacofauna	99
Edad de las asociaciones	102
Tafonomía	105
Los moluscos como indicadores paleoambientales	107
El nivel del mar	111
Arqueomalacología	111
El registro fósil como patrimonio	112
Agradecimientos	112
Bibliografía	113

EVOLUCIÓN CLIMÁTICA HOLOCÉNICA PARA EL SUDESTE DE URUGUAY

ANÁLISIS MULTI-PROXY EN TESTIGOS DE LAGUNAS COSTERAS

Laura del Puerto, Felipe García-Rodríguez, Roberto Bracco, Carola Castiñeira, Adriana Blasi, Hugo Inda, Néstor Mazzeo, Adriana Rodríguez	117
Resumen	119
Introducción	119
Antecedentes	122
Potencial de los registros proxies en sedimentos lacustres	126
Evidencias paleoclimáticas en sedimentos lacustres del sudeste de Uruguay	128
Principales resultados	138
Síntesis y discusión	143
Consideraciones finales	146
Bibliografía	147

HISTORIA CLIMÁTICA DEL CUATERNARIO TARDÍO Y ESTRUCTURA POBLACIONAL DEL TUCU-TUCU DE RÍO NEGRO *CTENOMYS RIONEGRENSIS* LANGGUTH Y ABELLA

Alejandro D'Anatro, Gabriela Wlasiuk, Enrique P. Lessa	155
Resumen	157
Introducción	157
Abordaje metodológico	161
Resultados	163
Discusión	167
Bibliografía	170

PALEOLIMNOLOGÍA DE LAS LAGUNAS COSTERAS DEL SUDESTE DE URUGUAY, Y COMPARACIÓN PALEOGEOGRÁFICA ENTRE AMÉRICA Y ÁFRICA DEL SUR	
Felipe García-Rodríguez, Laura del Puerto, Roberto Bracco, Daniel Panario, Carola Castiñeira, Dominique Mourelle, Hugo Inda, Nuette Gordon, Janine Adams.....	
	173
Resumen	175
Introducción	175
Sobre las lagunas costeras de Uruguay.....	178
Paleolimnología de las lagunas costeras.....	180
Comparación entre el desarrollo trófico de lagunas costeras de Uruguay y Sudáfrica durante el Holoceno.....	187
Agradecimientos.....	191
Bibliografía.....	192
EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA BAHÍA DE MONTEVIDEO (URUGUAY).	
BASES PARA EL ESTABLECIMIENTO DE UN MODELO AMBIENTAL	
Leticia Burone, Michel Michaelovitch de Mahiques, Rubens Cesar Lopes Figueira Felipe García-Rodríguez, Peter Sprechmann, Yaci Alvarez, Pablo Muniz, Ernesto Brugnoli, Natalia Venturini, Silvia Helena de Mello Sousa, Viviana Centurión.....	
	197
Resumen	199
El antropoceno.....	200
La problemática en la costa de Montevideo.....	205
Materiales y métodos	211
Resultados	213
Discusión.....	217
Conclusiones.....	220
Agradecimientos.....	220
Bibliografía.....	220
RELACIÓN HOMBRE-AMBIENTE PARA LA COSTA ESTUARINA Y OCEÁNICA DE URUGUAY DURANTE EL HOLOCENO. REFLEXIONES Y PERSPECTIVAS	
Hugo Inda, Laura del Puerto, Roberto Bracco, Carola Castiñeira, Irina Capdepon	
Andrés Gascue, Jorge Baeza.....	229
Resumen	231
Introducción	232
La relación entre ambientes costeros y grupos humanos en Uruguay.....	236
Discusión y conclusiones.....	250
Bibliografía.....	255
DIRECCIONES DE LOS AUTORES.....	261
DATOS DE LOS REVISORES.....	263

Colección Biblioteca Plural

La universidad promueve la investigación en todas las áreas del conocimiento. Esa investigación constituye una dimensión relevante de la creación cultural, un componente insoslayable de la enseñanza superior, un aporte potencialmente fundamental para la mejora de la calidad de vida individual y colectiva.

La enseñanza universitaria se define como educación en un ambiente de creación. Estudien con espíritu de investigación: ése es uno de los mejores consejos que los profesores podemos darles a los estudiantes, sobre todo si se refleja en nuestra labor docente cotidiana. Aprender es ante todo desarrollar las capacidades para resolver problemas, usando el conocimiento existente, adaptándolo y aun transformándolo. Para eso hay que estudiar en profundidad, cuestionando sin temor pero con rigor, sin olvidar que la transformación del saber sólo tiene lugar cuando la crítica va acompañada de nuevas propuestas. Eso es lo propio de la investigación. Por eso la mayor revolución en la larga historia de la universidad fue la que se definió por el propósito de vincular enseñanza e investigación.

Dicha revolución no sólo abrió caminos nuevos para la enseñanza activa sino que convirtió a las universidades en sedes mayores de la investigación, pues en ellas se multiplican los encuentros de investigadores eruditos y fogueados con jóvenes estudiosos e iconoclastas. Esa conjunción, tan conflictiva como creativa, signa la expansión de todas las áreas del conocimiento. Las capacidades para comprender y transformar el mundo suelen conocer avances mayores en los terrenos de encuentro entre disciplinas diferentes. Ello realza el papel en la investigación de la universidad, cuando es capaz de promover tanto la generación de conocimientos en todas las áreas como la colaboración creativa por encima de fronteras disciplinarias.

Así entendida, la investigación universitaria puede colaborar grandemente a otra revolución, por la que mucho se ha hecho pero que aún está lejos de triunfar: la que vincule estrechamente enseñanza, investigación y uso socialmente valioso del conocimiento, con atención prioritaria a los problemas de los sectores más postergados.

La Universidad de la República promueve la investigación en el conjunto de las tecnologías, las ciencias, las humanidades y las artes. Contribuye así a la creación de cultura; ésta se manifiesta en la vocación por conocer, hacer y expresarse de maneras nuevas y variadas, cultivando a la vez la originalidad, la tenacidad y el respeto a la diversidad; ello caracteriza a la investigación —a la mejor investigación— que es pues una de las grandes manifestaciones de la creatividad humana.

Investigación de creciente calidad en todos los campos, ligada a la expansión de la cultura, la mejora de la enseñanza y el uso socialmente útil del conocimiento: todo ello exige pluralismo. Bien escogido está el título de la colección a la que este libro hace su aporte.

La universidad pública debe practicar una sistemática Rendición Social de Cuentas acerca de cómo usa sus recursos, para qué y con cuáles resultados. ¿Qué investiga y qué publica la Universidad de la República? Una de las varias respuestas la constituye la Colección Biblioteca Plural de la CSIC.

Rodrigo Arocena

Prefacio

Los sistemas costeros son particularmente importantes ya que la mayor parte de la población mundial vive sobre las costas. La zona costera presenta una gran cantidad de servicios ecosistémicos que implican, en muchos casos, cierto grado de degradación ambiental. Las técnicas paleoambientales son importantes porque permiten inferir información sobre las condiciones ambientales históricas a escalas de milenios, siglos, décadas y años. Especialmente aquellos países donde la investigación científica, el monitoreo ambiental y las políticas de desarrollo científico, son relativamente incipientes, las reconstrucciones paleoambientales pueden suplir la carencia de información histórica. Dicha información permite entender la evolución del medio ambiente con una visión de largo plazo, sumamente útil para elaboración de mejores estrategias de gestión ambiental.

Este libro representa una recopilación de información científica sobre varios aspectos paleoambientales del Holoceno de la zona costera del país. Se incluye información sobre aspectos geológicos, geomorfológicos, genética evolutiva, paleontología, paleobotánica, paleoclimatología, paleolimnología, paleoceanografía y arqueología. Los capítulos aquí presentados fueron arbitrados por científicos nacionales y extranjeros de reconocida trayectoria.

Los dos primeros artículos presentan información descriptiva sobre la geológica del Holoceno, y la geomorfología de los principales sistemas acuáticos costeros del país. Los capítulos tres y cuatro tratan sobre los cambios del nivel del mar, tafonomía de moluscos y las inferencias de salinidad y temperatura asociadas. El quinto y sexto capítulo presentan información paleoclimática, y un ejemplo sobre la incidencia de los diferentes eventos climáticos sobre la estructura genética de las poblaciones naturales. Los capítulos siete y ocho presentan información sobre paleolimnología y paleoceanografía costera, mientras que el noveno capítulo trata sobre la relación hombre ambiente para la costa estuarina del país.

Jorge Bossi · Alejandra Ortiz

Geología del Holoceno

Resumen

El inicio del Holoceno se marca por el fin del último glacial europeo y la ocurrencia de cambios climáticos que afectaron la fauna y flora de la Tierra, así como las variaciones del nivel del mar. La tectónica y la isostasia son los principales fenómenos que mantienen en un constante dinamismo al planeta. En Uruguay la formación de vertisoles rúpticos es uno de los fenómenos más significativos de la evolución del período holocénico. El desarrollo de suelos melánicos, permite reconocer clima semi-árido que debido a su elevado contenido de arcillas expansivas es capaz de formar grietas de varios decímetros en períodos secos. Las dilataciones y contracciones generaron mezcla del material superficial con el más profundo. Esto también produce un ascenso del material interno a la superficie creando un microrrelieve conocido como gilgai. En la actualidad con un régimen de precipitaciones isohigro desde hace 3000 ± 500 años se conserva el microrrelieve, las fracturas verticales, caras de deslizamiento y alto contenido de esmectitas, pero ha desaparecido el doble perfil en algunas zonas y el horizonte A ha perdido arcilla por iluviación; Estas conclusiones fueron posible gracias a la ubicación de microrrelieves gilgai mediante imágenes satelitales y posterior realización de calicatas sobre el microrrelieve, las que mostraban la pérdida del doble perfil, concibiendo la hipótesis de que con las predicciones de evolución climática en Uruguay estos suelos van perdiendo las características vérticas y asemejándose a sus pares melánicos los brunosoles, manteniendo la fertilidad natural y favoreciendo su manejo, sugiriendo la causa de la asociación de vertisoles y brunosoles sin límites definidos, extremadamente común en Uruguay por su actual clima isohígro.

Palabras clave: tectónica; isostasia; vertisol; arcillas; clima.

Introducción

Esta época abarca los últimos 11.700 años. Su comienzo está marcado por la fusión del último glacial europeo y la ocurrencia de drásticos cambios climáticos, que afectaron la distribución de la vegetación (Nahle, 2007). Se produjo la extinción de la megafauna de mamíferos, entre los cuales el más notorio es el mamut en Eurasia. En la mayor parte de su desarrollo temporal el clima fue templado con temperaturas medias de 15 ± 1 °C en Europa donde durante el Pleistoceno había soportado temperaturas medias inferiores a 8 °C. Estas condiciones generaron fusión de los glaciares y un aumento general del nivel de los océanos desde -100 m hace 19000 años hasta +5 m hace alrededor de 5000 años en el llamado óptimo climático del Holoceno. Corresponde típicamente a un interglacial. En la figura 1, inspirada en Archibald y Ferreyra (2008) se muestran las temperaturas medias de superficie del hemisferio norte, según datos de Schönwiese (1995). En lo esencial se pasa de temperaturas medias de 11 °C hace

11.000 años AP a valores medios de 15 °C desde hace 10.000 años con un calentamiento global de 4 °C en 1000 años.

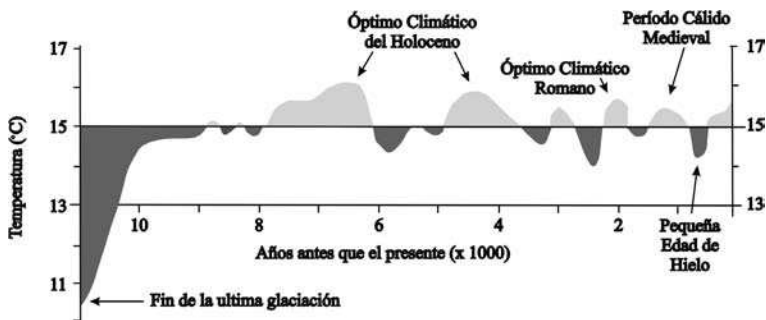


Figura 1. Variación de temperatura media global durante el Holoceno.

Suponiendo que el nivel general de los océanos depende de la temperatura media global, la curva de la evolución del nivel del mar en Uruguay difiere débilmente del comportamiento de Europa con un óptimo climático a 5500 a AP como se muestra en la figura 2 construida por Bossi y Navarro (2005) a partir de datos de Bracco *et al.* (1998).

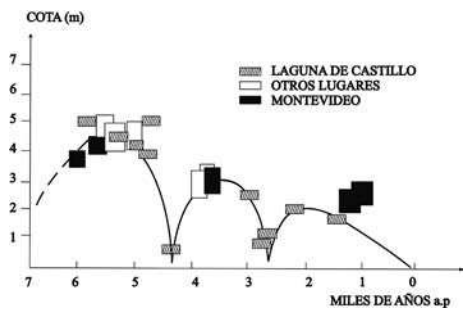


Figura 2. Niveles del mar en Uruguay según Bossi y Navarro 2005.

Una de las primeras conclusiones extraíbles de la curva edad/nivel del mar, es que desde hace 5500 años el nivel de la costa disminuye, lo que significa que no se está produciendo un aumento del nivel de los océanos y/o el bloque continental que engloba a Uruguay está subiendo más que el nivel eustático. Uno de los rasgos más salientes del desarrollo de la geología durante el Holoceno en Uruguay es la formación de vertisoles en muy extensas zonas de la mitad occidental del país. De hecho la posibilidad de aporte al conocimiento de la geología del Holoceno en Uruguay se basa en nuestra experiencia adquirida en el estudio de vertisoles rúpticos desarrollados sobre rocas cristalinas básicas (ricas en Ca^{++} , Mg^{++} y Fe^{++}) y los minerales de los materiales madre de los suelos. A modo de resumen, la geología del Holoceno en Uruguay está condicionada por la existencia de fallas activas de rumbo general NE y NW, y un levantamiento

isostásico del bloque continental, que supera al aumento global del nivel de los mares con apreciable aumento del área emergida y condiciones templadas poco variables.

Tectónica

Han sido reconocidas importantes fallas de rumbo NE y NW que han incidido en la evolución geológica de Uruguay durante el Holoceno. Las principales fallas se exponen en la figura 3, y han determinado el curso del río Paraná así como la destrucción del antiguo delta del río Uruguay al N de la ciudad de Fray Bentos. Otras fallas menos importantes han determinado el curso del río Cebollatí, el borde NW de los humedales de Rocha, la desembocadura del río Santa Lucía y los bañados de Arazatí.

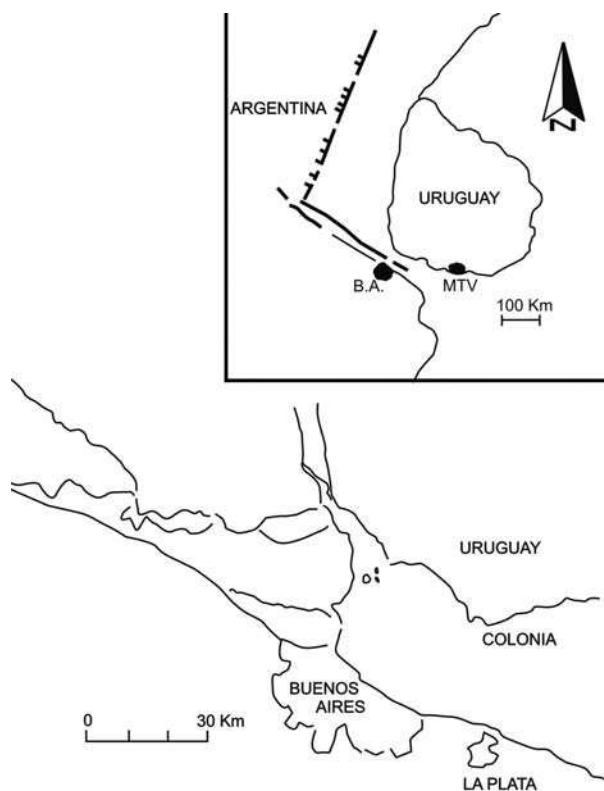


Figura 3. Principales fallas de Holoceno en Uruguay.

En la figura 4 se expone el área de humedales de Rocha, la mayoría de los cuales fueron bahías que se transformaron con el ascenso del bloque continental y consecuente retiro de las aguas oceánicas. Estos humedales han sido generados por tres tipos de procesos principales asociados a sendos paleoambientes diferentes:

- planicies mareales y paleo-lagunas guachas aisladas;
- planicies de inundación y cursos de agua abandonados;
- planicie aluvial con drenaje obstruido.

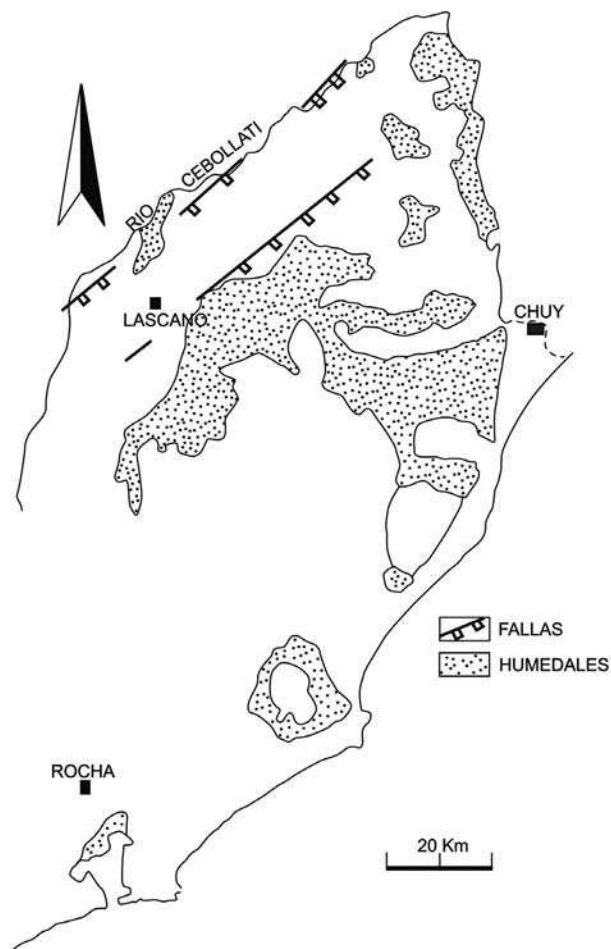


Figura 4. Humedales del departamento de Rocha (Probides, 1999).

El primer tipo es el más abundante y los bañados generados son los que aparecen por debajo de la cota + 5 m de la figura 4 en el NE de Rocha, pero se continúan hacia el norte. Este proceso genético se cumple también en la planicie entre cotas + 5 y + 10 m, pero se producen lagunas de mayor tamaño y edad. Los humedales vinculados a planicies de inundación se generaron encima de una planicie aluvial entre cotas + 10 y + 20 m, según Probides (*Plan Director*). Reserva de Biosfera Bañados del Este/Uruguay. Los rasgos geomorfológicos han sido parcialmente desdibujados, pero la antigua línea de costa puede determinarse con total precisión. Los paleo cursos meandrosos, divagantes como el ejemplo del río San Luis que se observa en la figura 5.

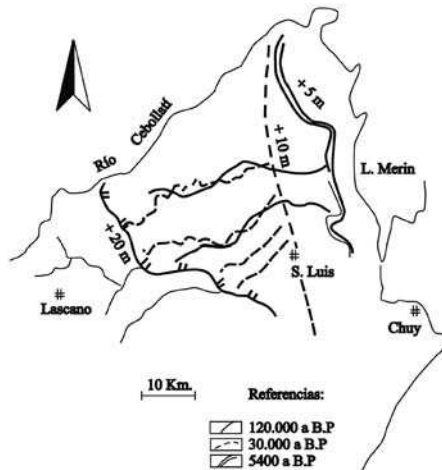


Figura 5. Variación de la línea de la costa.

Las condiciones climáticas son húmedas y el desplazamiento se produce por movimientos basculares de los bloques. Los humedales de este origen son alargados con rumbo dominante EW. Los humedales vinculados a la planicie aluvial con drenaje obstruido son bañados ubicados a cotas + 16 a + 17 m con una barrera topográfica de 1 m de altura hacia el norte. Se genera por impedimento de drenaje al desarrollarse el mayor abanico aluvial referido como paleo-Cebollatí-San Luis (figura 6).

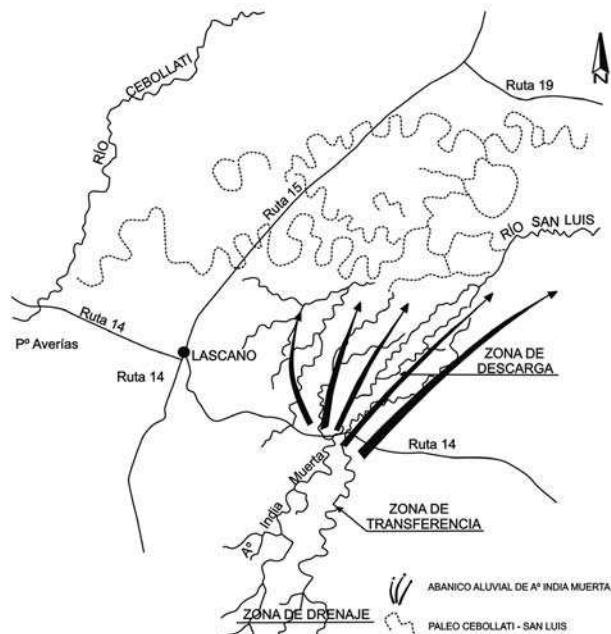


Figura 6. Humedales vinculados al paleo-Cebollatí-San Luis.

Una falla regional importante de rumbo N70-80W, limita el borde sur del delta del río Paraná y ha permitido levantar el bloque que abarca Uruguay y la provincia de Entre Ríos (figura 3).

Isostasia

El otro proceso significativo en la determinación de los fenómenos generados durante el Holoceno es el levantamiento relativo del bloque continental con retiro regional de la línea de costa. El levantamiento cuantitativo ha sido medido solamente en Rocha a partir de las anomalías gravimétricas (Introcasso y Schipilov, 1995). Las cifras preliminares sugieren débil levantamiento del SW del departamento de Rocha (figuras 7 y 8).

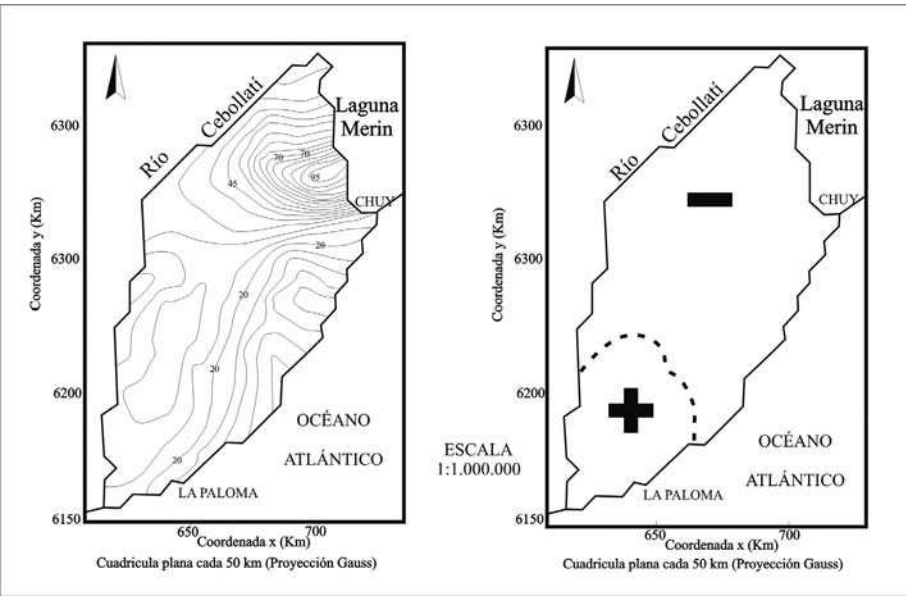


Figura 7. Movimientos isostáticos según Introcasso y Schipilov (1995).

En el resto del territorio existen abundantes ejemplos de levantamiento del bloque continental en dimensiones mayores a la del propuesto aumento del nivel general de los mares y océanos, como se expresa en la foto aérea del año 1966 del SGM (figura 8).

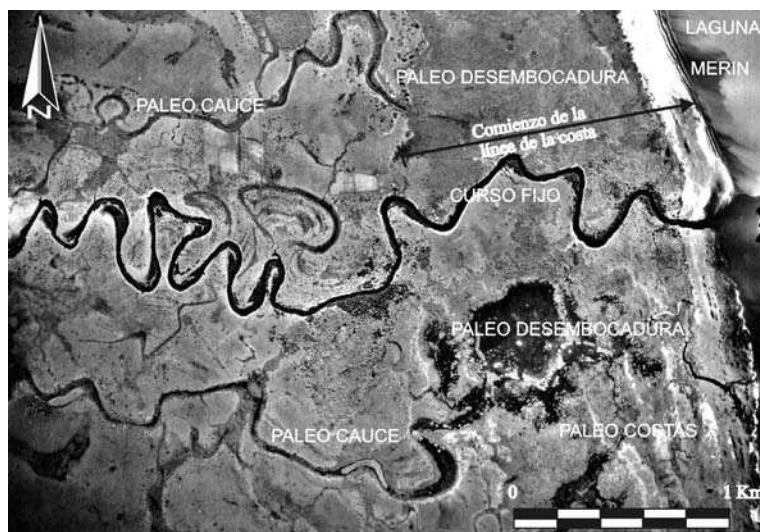


Figura 8. Desplazamiento de cursos de agua.

De los muchos ejemplos estudiados serán presentados aquí los que resultan más evidentes:

- distribución de lagos y lagunas en evolución;
- lagunas guachas aisladas en la laguna Merín;
- planicies de Chenier en la laguna Castillos;
- cierre en proceso de la laguna Garzón;
- laguna fósil en balneario Ordeig (departamento de San José);
- destrucción de vertisoles rúpticos.

Una característica geomorfológica de Uruguay es la existencia de un rosario de láminas de agua que se desarrollan a lo largo de la costa atlántica desde Maldonado hasta la laguna Merín, como se observa en la figura 9. El tamaño de estas lagunas crece hacia el NE acompañando al nivel de madurez representado, según González (1992), por la regularidad del contorno y la importancia de los depósitos arenosos. La laguna Merín es la más antigua y la laguna José Ignacio la más reciente de acuerdo con los criterios arriba establecidos.

En la laguna Merín, Montaña y Bossi (1995) concluyen que según la evolución paleogeográfica, las evidencias geomorfológicas muestran claro avance de la costa hacia el NE desde hace 5000 años. Las medidas realizadas por Bracco y Ures (1996 com. pers.) indican un avance horizontal de 0,20 m por año en promedio (100 m en 500 años, figura 10).

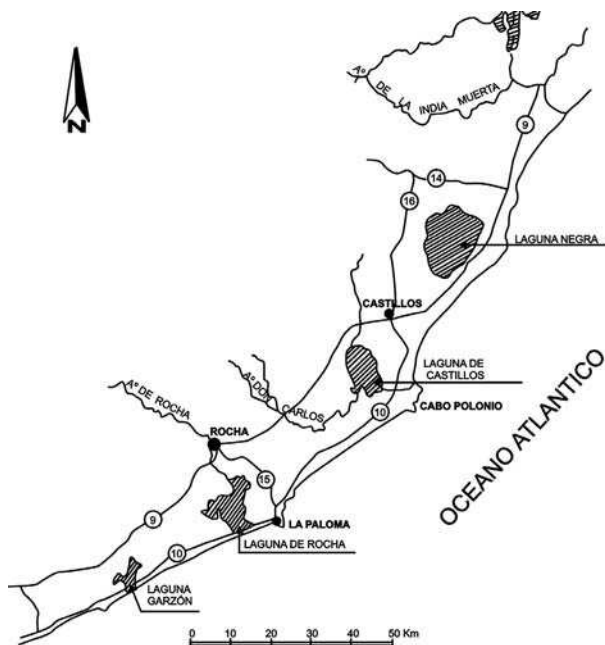


Figura 9. Lagunas de la costa atlántica de Uruguay.

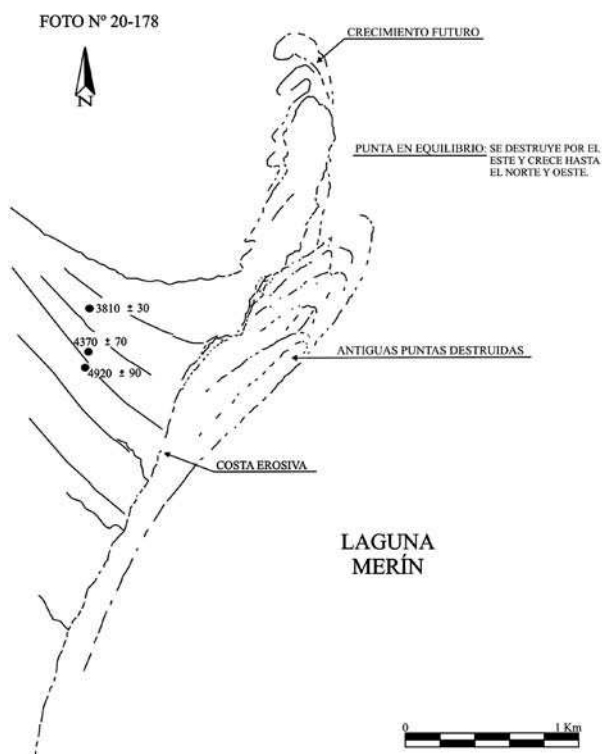


Figura 10. Avance de la costa en la laguna Merín.

La situación actual permite acumular sedimentos y con ello generar lagunas aisladas del cuerpo oceánico en verdad verdaderos lagos. El ejemplo se ve claramente en la imagen satelital que se muestra en la figura 11.



Figura 11. Formación de una laguna «laguna Guacha» por barra de avance.

La laguna Castillos es otro ejemplo de retiro del nivel del mar en los recientes 5500 años. Allí fue posible identificar fenómenos de levantamiento continental, dejando estructuras perfectamente reconocibles como Planicies de Chenier. Efectuando determinaciones de edad en conchillas en posición de vida, se lograron varios datos definitorios del proceso evolutivo (Bracco y Ures, 1998).

Tabla 1.Determinaciones de edad en conchillas de moluscos en posición de vida. (Bracco y Ures, 1998)					
Cota (m)	Edad (10 ³ a AP)	Cota (m)	Edad (10 ³ a AP)	Cota (m)	Edad (10 ³ a AP)
5.05	6100	3.90	5200	2.00	2100
5.05	4800	0.50	4400	1.10	2800
4.50	5500	3.30	3800	1.80	1500
4.00	5000	2.80	3000		

El error en la medida de las alturas es de 0,20 m mientras que el error de los datos geocronológicos es del orden de ± 100 años. Estos datos fueron presentados gráficamente en la figura 2. Este estudio sigue siendo hasta hoy el más detallado tanto desde el punto de vista geológico como geocronológico.

En la figura 12 se muestra la extensa planicie de Chenier desarrollada al norte de la laguna Castillos, como una de las pruebas mejor registradas del retiro del mar en

sucesivas etapas. De hecho desde hace 5000 años el Uruguay se ha levantado por lo menos cinco metros más que el eventual ascenso global del nivel de los océanos.



Figura 12. Planicie de Chenier al N de la laguna Castillos.

En la laguna Garzón con una cuenca de alimentación continental de 600 km² con fuertes pendientes en las cabeceras de los arroyos afluentes, se está generando una espiga de cierre hacia el SW compuesta por dos cuerpos diferentes como puede observarse en la figura 13.

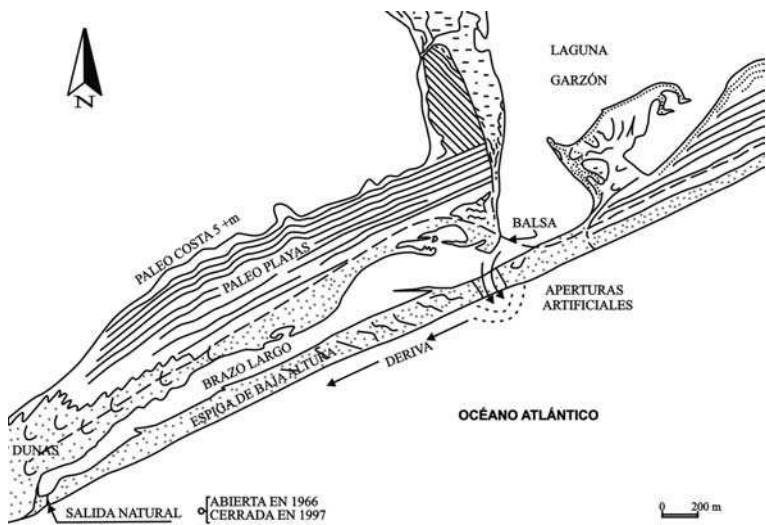


Figura 13. Espiga de cierre de la laguna Garzón progresando hacia el SW.

Uno al E de la balsa de 950 m de longitud y 600 m de ancho, compuesto por 18 cordones de antiguas playas con descenso rápido del nivel del mar; otro al W con espiga más corta y angosta: 3200 m x 200 m (figura 13). Este cuerpo de arena es afectado por la corriente de salida en las épocas lluviosas y en el extremo occidental se producen aperiódicas aperturas naturales. En la laguna de Rocha queda bien definida una paleo costa a + 5 m que corresponde a la máxima ingresión del Holoceno a 5500 aP y la formación de un delta actual en la desembocadura del arroyo de las Piedras Blancas (figura 14).

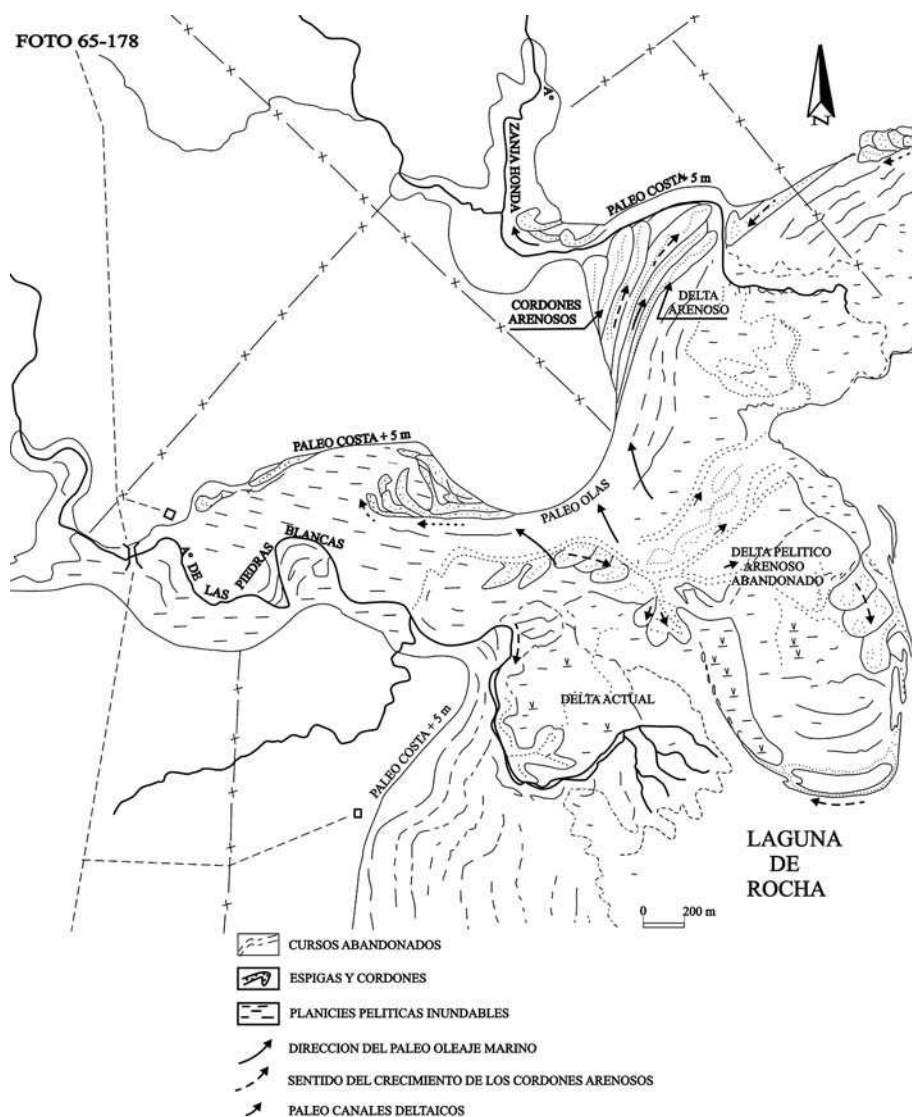


Figura 14. Formación de delta dentro de la laguna de Rocha.

Ambas tienen rasgos geomorfológicos indicadores de un estado de evolución poco maduro, con bordes irregulares y preservación de cada fenómeno ocurrido. Hace 5500 años las actuales lagunas eran bahías que recibían oleaje de mar abierto. Los cursos de agua que desembocan en ellas forman deltas con edades determinables por ^{14}C . Las barras arenosas se forman con el aporte de arena de las corrientes de deriva litoral que posee elevada energía: cierra las aperturas artificiales rápidamente; fija dunas en períodos húmedos y las moviliza en períodos más secos.

En el departamento de San José se ha podido detectar con seguridad la existencia de una laguna por sus rasgos geomorfológicos aunque actualmente sea un bañado dentro del cual serpentea el arroyo Mauricio. Aquí el levantamiento relativo del continente es nuevamente de alrededor de + 5 m (figura 15) donde se observa una paleolaguna que actualmente corre tímidamente el arroyo Mauricio, al sur del departamento de San José.



Figura 15. Paleo laguna al Este en el balneario Ordeig al sur del departamento de San José.

Prost (1982) plantea el primer intento de evolución geomorfológico holocénico y lo hace para la zona de la Sierra de Ánimas. Toma en cuenta edad probable, nivel del mar, clima y las variaciones en el litoral, en la planicie baja y en el piedemonte. Presenta el cuadro que Bossi y Navarro (1991) reproducen simplificando algunos aspectos (figura 16, tabla 2).

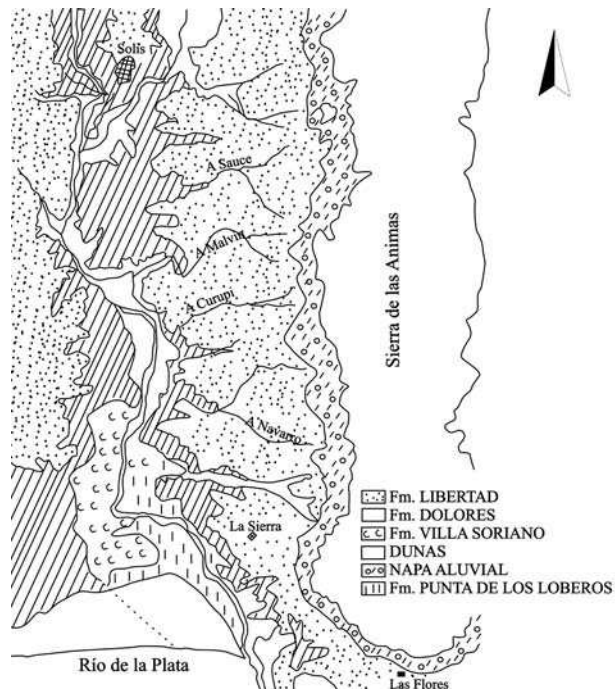


Figura 16. Primer intento de evolución del Holoceno en Uruguay en la Sierra de Ánimas (Prost 1982).

Tabla 2. Estratigrafía detallada del Holoceno de la Sierra de Animas según Prost (1982)					
			Regiones de Sierra de Ánimas		
Edad (a P)	Nivel del mar (m)	Clima	Litoral	Planicie baja	Piedemonte
Actual	0	húmedo	Ataque de olas	Dinámica fluvial	Cárcavas de erosión
			Pedogénesis	Pedogénesis	Pedogénesis
1.800	0	seco	Dunas blancas		
2.000 - 2.500		húmedo	Pedogénesis		Pedogénesis
2.500 - 3.000		seco	Dunas grises		
3.500	+ 2	húmedo	Punta Loberos Planicie de Chenier		Terraza baja
4.000	Regresión	seco	Nivel de cantos		
5.000	+ 2	Húmedo	Villa Soriano		
7.000-10.000	Ingresión	seco			

Esa tabla 2 es un intento estratigráfico detallado que merece actualmente algunas modificaciones porque se dispone de información adicional. En lo esencial es necesario señalar que la formación Villa Soriano se deposita hace 5 500 años a un nivel de + 5 m respecto al actual, y que deben reconocerse tres períodos de pedogénesis siendo el más importante el producido durante esta ingresión litoral. Según Iriondo (1996) se produjeron en la provincia argentina de Entre Ríos extensas áreas de vertisoles entre 8000 y 5000 años AP, que hoy están fosilizados por un espesor variable de sedimentos aluviales. Por las condiciones climáticas particulares que deben reinar para la formación de vertisoles es de esperar que las extensas áreas de vertisoles existentes en Uruguay al W del lineamiento Sarandí del Yi-Piriápolis, sean del mismo momento. Recientes estudios (Bossi *et al.*, 2005; Bossi y Ortiz, 2007) han demostrado que los vertisoles se forman exclusivamente sobre rocas limosas o arenosas con arcillas esmectíticas provenientes de procesos sedimentarios sobre formación Asencio y Miembro San Bautista de la formación Raigón, o de alteración meteórica de rocas ígneas básicas (basaltos, anfíbolitas, gabros) por la necesidad de abundante arcilla expansiva para formar el doble perfil y el microrrelieve gilgai. Son necesarias condiciones climáticas bien contrastadas, conduciendo a dilataciones y contracciones de las arcillas, generando los movimientos de masa que caracterizan parte importante por su gran fertilidad entre otras de este gran grupo de suelos melánicos. Como regionalmente Uruguay está emergiendo y Entre Ríos subsidiando, resulta viable que los vertisoles entrerrianos estén cubiertos de aluviones más modernos. Con similar criterio resulta razonable que en Uruguay se detecte por fotointerpretación el microrrelieve gilgai característico de algunos vertisoles, pero cuando se estudia el contacto con la roca madre, el doble perfil no sea evidente por formación de un horizonte B_t generado por iluviación de arcilla. El material madre de estos suelos melánicos es un limo, generado por meteorización de rocas básicas hace 1.7 M.a, sobre ese limo intensamente meteorizado se formaron los suelos que hoy tienen características vérticas hace unos 5000 ± 1500 años, equivalentes a los paleovertisoles de la Provincia de Entre Ríos. El estudio de Bossi y Ortiz (2007) muestra este proceso con claridad y permite explicar el curioso fenómeno de existencia de vertisoles rúpticos y hápticos en condiciones climáticas isohégiras desde 3000 ± 500 años. No son vertisoles de doble perfil sino paleovertisoles pasando a brunsoles en superficie pero conservando el micro paleo relieve, esto se ajusta muy bien con la clara asociación de ambos suelos en nuestro país.

Vertisoles rúpticos

La formación de vertisoles rúpticos es uno de los fenómenos más significativos de la evolución del Holoceno en el territorio uruguayo por ese motivo se ha entendido que era de enorme importancia de realizar una descripción detallada del actual nivel de conocimiento sobre el tema. El desarrollo de los suelos melánicos sobre rocas básicas,

permiten reconocer clima semiárido, que debido a su elevado contenido de arcillas expansivas (*montmorillonita*) es capaz de formar grietas de varios decímetros en las estaciones o períodos secos. Las dilataciones y contracciones sucesivas generan mezcla importante del material superficial con material más profundo, generando vertisoles con un horizonte A muy profundo y sin horizonte B (un suelo sin horizonte B se denomina suelo A/C). Esto también produce en ascenso de material interno a la superficie creando microrrelieves conocidos comúnmente como gilgai.

Este tipo de suelo, es el que está adelantando el cambio climático donde ellos fueron capaces de formarse con un clima contrastante en el Holoceno Medio. En el presente se puede apreciar que estos suelos con un clima isohígro son incapaces de generarse y existen experiencias de calicatas realizada en nuestro país, donde se demuestra que el doble perfil identificable por medio de fotos aéreas tomadas hace 40 años en la actualidad no se expresan en el perfil de calicatas de más de 20 metros de longitud y 3 metros de profundidad. Estos suelos son poco extensos a nivel mundial y de acuerdo a Soil Survey Staff (1999) ocupan 3.16 millones de kilómetros cuadrados, similar a la cifra mencionada por Driessen *et al.* (2001) de 3.35 millones de kilómetros cuadrados. Coincidiendo que el 50% de estos suelos ocurren en los trópicos entre los 50° N a 45° S de latitud las mayores áreas donde los vertisoles dominan son las del este de Australia (*Queensland, New South Wales*), la meseta de Decán en India, sur de Sudán, Etiopía y Chad (la Gezira) y en la provincia de Entre Ríos entre el Río Paraná y el Río Uruguay y su adyacente área occidental de Uruguay en Sudamérica. Como se puede apreciar en la figura 17 (*Distribution of Vertisoles Based on WRB and FAO/Unesco Soil Map of the World*).

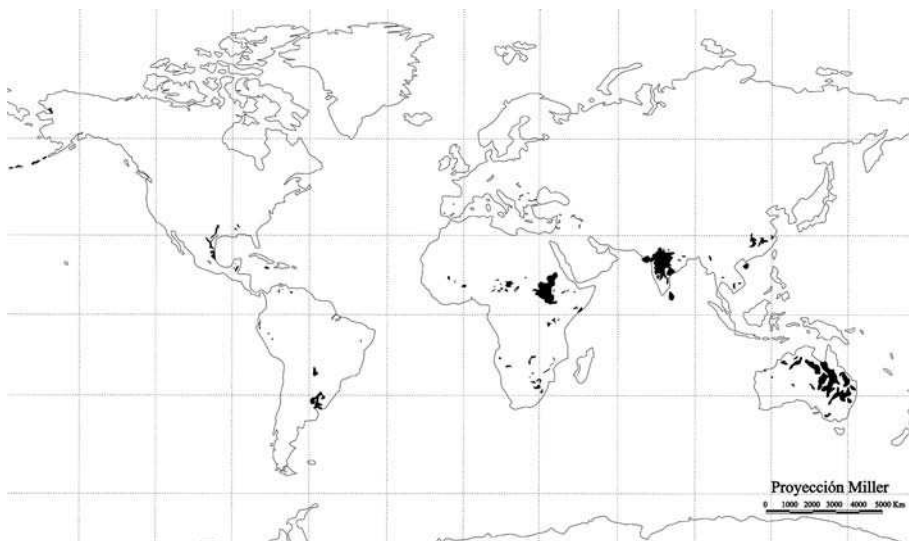


Figura 17. Vertisoles en el Mundo, FAO-GIS febrero, 1998.

Distribución de vertisoles

La distribución fue basada en la Carta de Reconocimiento de Suelos a escala 1/1.000.000 de DSF/MAP (1976) que describe 19 unidades distintas que contienen Vertisoles dominantes o co-dominantes. Describen tres unidades con vertisoles dominantes nítidos que son Bellaco, Arapey y Paso Cohello; dos unidades asociadas a Brunosoles Subéutricos, la Unidad Cuchilla Corralito y la Unidad Paso Palmar; dos asociaciones con Litosoles en las unidades Curtina y Masoller; una Unidad asociada a Brunosoles Éutricos y Planosoles y en once unidades asociados a Brunosoles Éutricos. En la figura 18 y en la tabla 3 se exponen estos datos.

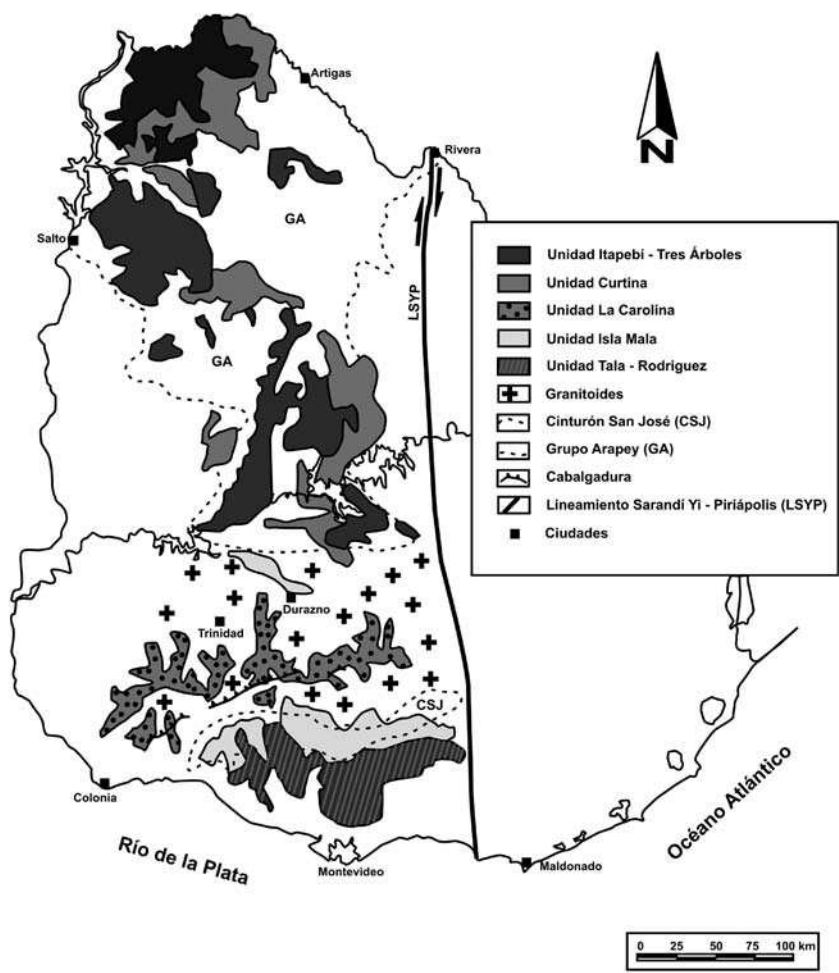


Figura 18. Mapa de asociaciones de suelos con Vertisoles co-dominantes y rasgos geológicos significativos (Bossi y Schipilov 2007).

Tabla 3. Unidades cartográficas con Vertisoles según la Carta de Suelos de Uruguay (DSSF/MAP, 1976) y Bossi y Ferrando (2001), ordenados según el área que abarcada						
Unidad	Subgrupo de	Asociaciones	Área	%	Sub	suelo
	Vertisoles	Co-dominantes	(km ²)		DSF/MAP (1976)	Bossi <i>et al.</i> (1998)
Bellaco (Be)	Rúptico lúvicos	-	300	0.7	Arcillas	Limos
Arapey (Ay)	Háplicos L Ac	-	400	0.9	Limos	Basalto
Paso – Coelho (PC)	Háplicos L Ac	-	450	1.2	Limos	Fm. Melo
Palleros (Pl)	Háplicos L Ac	Brunosoles éútricos	500	1.3	Fm. Yaguarí	Fm. Yaguarí
Cuaró (Cr)	Háplicos Ac (mp)	Brunosoles éútricos y Planosoles	550	1.4	Lodolitas	Basalto
Baygorria (By)	Háplicos y rústicos	Brunosoles éútricos	600	1.4	Lodolitas	Basaltos y Areniscas
Risso (Ri)	Rúpticos lúvicos	Brunosoles éútricos	850	2.1	Lodolitas	Cretácico
San Jacinto (SJc)	Rúpticos lúvicos	Brunosoles éútricos	850	2.1	-	Mígues
Carpintería (Cpt)	Rúpticos lúvicos	Brunosoles éútricos	900	2.1	Limos	Cretácico
Masoller (Ma)	Háplicos Ac (mp)	Litosoles y Brunosoles	950	2.1	-	Basalto
Trinidad (Tr)	Rúpticos lúvicos	Brunosoles éútricos	1050	2.2	Limos	Cretácico
Lechiguana (le)	Rúpticos lúvicos	Brunosoles éútricos	1200	3.0	Sedimentos pelíticos grises	Fm. Melo
Cuchilla Corralito (CC)	Rúpticos lúvicos Ar Ac	Brunosoles subéútricos	1500	3.2	Cuaternario	Cretácico
Paso Palmar (PP)	Rúpticos lúvicos Ar Ac	Brunosoles subéútricos	1800	4.1	Cretácico	Cretácico
Isla Mala (IM)	Rúpticos	Brunosoles éútricos	2950	7.0	Limos	Cinturón San José
La Carolina (LC)	Rúptico lúvicos	Brunosoles éútricos	3900	9.0	Limos	Anfibolitas
Tala Rodríguez (TR)	Rúptico lúvicos	Brunosoles éútricos	4150	10.0	Lodolitas	Limos
Curtina (Cu)	Háplicos Ac (mp)	Litosoles y Brunosoles	7300	17.0	-	Basalto
Itapebí -Tres Árboles (I-TA)	Háplicos	Brunosoles éútricos	12700	29.8	Cuaternario	Basalto

Lo que resulta muy impactante es que se encuentran 19 unidades de suelos con Vertisoles y Brunosoles dominantes, lo que genera la sospecha del comportamiento diferencial frente al clima actual con respecto a 3000 años atrás $\pm$ 500 años.

La distribución en todo el territorio nacional pauta que las unidades con Vertisoles dominantes ocupan un porcentaje pequeño, pero sin embargo las unidades con vertisoles codominantes registran más del 20% del área de nuestro país, que son aproximadamente unos 42.000 km². La unidad con mayor área territorial es la Unidad Itapebí-Tres Árboles compuesta de Brunosoles Éútricos y Vertisoles Háplicos ocupando un área de 12.700 km² aproximadamente, la sigue en área la Unidad Curtina con 7.300 km² aproximadamente compuesta de Litosoles, Vertisoles Háplicos y Brunosoles. La totalidad de los vertisoles que contiene el territorio nacional esta dispuesto al oeste de la

Falla Sarandí del Yi-Piriápolis. Hacia el este, la zona de vertisoles es residual y por lo tanto no se tiene en cuenta.

Los avances obtenidos comprenden la existencia de rocas limosas diferentes antes incluidas todas en una sola formación denominada Libertad. En la actualidad se cuestiona esta formación como tal pues según los estudios obtenidos de las barrancas del sur del departamento de San José parece ser una alteración del Miembro San Bautista de la formación Raigón. También estudios realizados en el departamento de Salto cuestiona esta formación y se utiliza informalmente la nomenclatura de formación Nueva Hespérides. El descubrimiento de un proceso de meteorización en clima húmedo y más cálido que el actual hacia el Cuaternario Medio, transformando 2 a 3 metros de roca en un limo de granulometría y mineralogía diferente según el material rocoso afectado es de enorme importancia ya que estos limos son los que en el holoceno generan los vertisoles que podemos registrar hoy en Uruguay.

En Uruguay los suelos de mayor interés agronómico respecto a su productividad son los suelos melánicos y dentro de estos los vertisoles. Para ello se exige que si existe contacto lítico, debe ocurrir a más de 50 cm de profundidad para que el suelo se clasifique como Vertisol, si el perfil cumple con las demás requerimientos. Este criterio fue desechado en otras taxonomías como la de Estados Unidos originalmente la incluía. La ocurrencia o no de horizonte argilúvico es otro criterio de subdivisión de los Vertisoles en Uruguay que con excepción de Argentina tampoco es utilizada en otros países. A modo de síntesis en nuestro país, la clasificación de un Vertisol debe tener una o más de las siguientes características:

- evidencia de movimiento entre 25 y 100 cm creando caras de deslizamiento;
- evidencia de automezclado con inclusiones de un horizonte en otro;
- autogranulado;
- > a 35 % de arcilla en los primeros 30 cm.

Dentro del gran grupo podemos reconocer dos subgrupos: los Hápticos y los Rúpticos.

Los Vertisoles Hápticos carecen de doble perfil; poseen un horizonte melánico de gran espesor con perfil A-C; la parte inferior del horizonte A puede presentar estructura más grande pudiendo considerarse como B estructural.

Los Vertisoles Rúpticos poseen un típico doble perfil con A-C de 20 a 30 cm en la fase superficial y A-Bt-C de 90 a 120 cm en la fase profunda. En esta puede aparecer un B textural indicando que el proceso de translocación de arcilla por iluviación es más rápido que el automezclado por dilatación-contracción. Este doble perfil es el que genera el microrrelieve en ondas con diferencias de la vegetación natural, se denomina relieve gilgai, relieve en plumas o relieve con estrías muy fácil de reconocer mediante foto aérea o en imágenes satelitales donde se ha conservado el territorio.

La zona de vertisoles al oeste de la gran falla Sarandí del Yi-Piriápolis en Uruguay son de gran atracción ya que no se encuentran en la actualidad con un clima contrastante entre estaciones secas y húmedas, como lo exige su génesis. La génesis de suelos

vérticos de doble perfil sobre rocas cristalinas básicas, formados sobre anfibolitas son de utilidad agronómica y geológica ya que es posible ubicar todos los procesos ocurridos en el tiempo; con respecto a los vertisoles de doble perfil estos se generan a partir de un limo con abundante arena gruesa, bloques en suspensión y presentan pruebas de deslizamiento posterior a su formación; sobre este limo más o menos erosionados se formaron los vertisoles de edad supuesta 3000 ± 500 a AP; conservados como paleosuelos datables en Entre Ríos (Argentina).

Vale la pena mencionar el estudio de la génesis del material madre de un vertisol sobre la incidencia de las anfibolitas en el proceso propuesto, realizado en la Escuela Agraria «La Carolina» en el departamento de Flores (km 162 de la ruta nacional 23). Coincide con la foto aérea a escala 1/20.000, N.º 11 - 085, cuyo centro geométrico tiene CPx= 382 y CPy= 6281, incluida en la hoja topográfica 1/50.000 M 24 «Guaycurú» del (SGM). La ubicación del área de estudio se muestra en la figura 19 y la carta de ubicación de los vertisoles correspondientes en la figura 20.

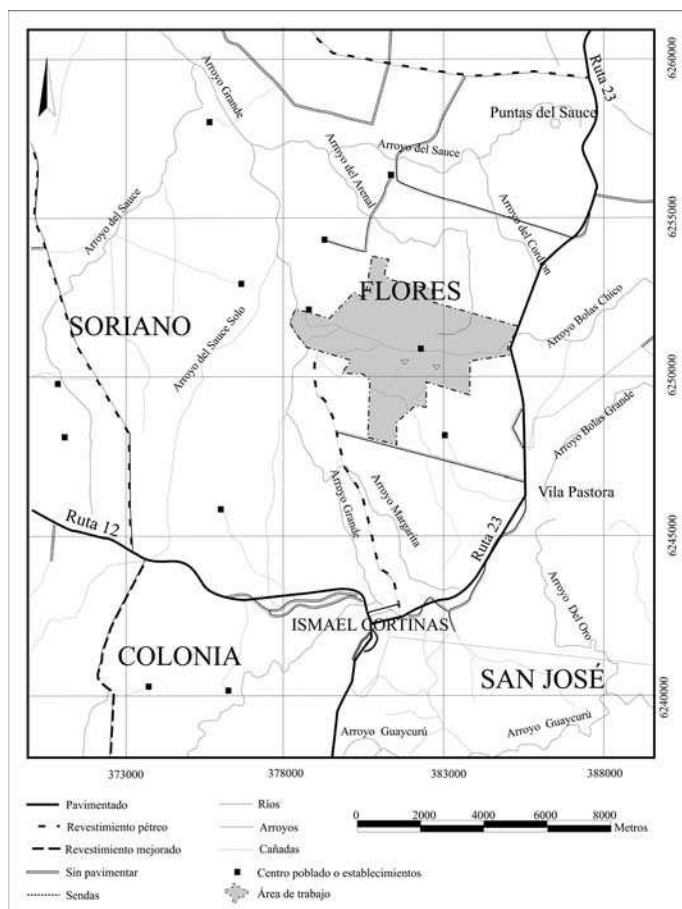


Figura 19. Ubicación del área de estudio con relación a la localidad Ismael Cortinas.

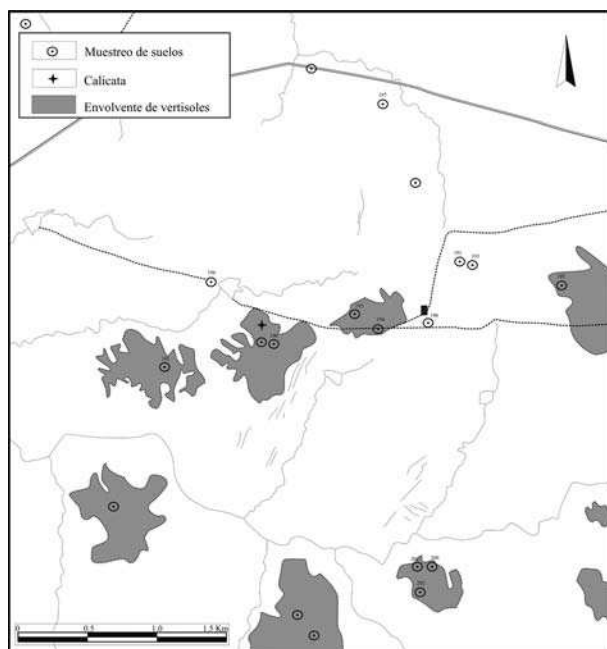


Figura 20. Carta ubicando las áreas ocupadas por vertisoles y puntos de observación referidos en el trabajo.

En los sondeos realizados en suelos que presentaron carácter vértico se pudo observar de manera sistemática que debajo del horizonte C presentaban un limo pardo anaranjado masivo con propiedades macroscópicas similares y de espesores mayores a 50 cm y también observándose el típico doble perfil en la figura 21.

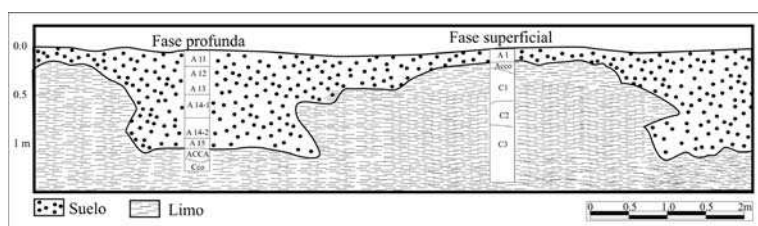


Figura 21. Calicata en la estancia La Palma mostrando las dos fases de un vertisol según Ponce de León (1984).

De las observaciones de campo se pudo concluir que los vertisoles o suelos con carácter vértico necesitan una etapa preliminar de formación de una espesa capa limosa. Estos limos fueron siempre considerados parte integrante de la formación Libertad suponiendo su acumulación a través de un aporte eólico alóctono. De aquí resulta que el estudio de estos limos constituía una etapa ineludible de investigación del proceso genético de los vertisoles La Carolina.

Carta geológica

Los estudios granulométricos preliminares de suelos con sondeos manuales permitieron identificar vertisoles o suelos con características vérticas en todas las áreas de microrrelieve gilgai. Resultó entonces imprescindible conocer la naturaleza del subsuelo para cumplir con el objetivo del estudio sobre la posibilidad de formación de vertisoles sobre rocas cristalinas básicas. Ya se había reconocido en la estancia Las Palmas (Ponce de León, 1981) y en los sondeos del área tipo de la unidad La Carolina que los vertisoles se desarrollaron sobre limos. En los trabajos realizados se determinó que los limos no eran eólicos sino que por su granulometría y mineralogía debían atribuirse a la meteorización de rocas cristalinas. La confección de la carta geológica del área fue el instrumento que permitió establecer gráficamente la distribución espacial de los materiales rocosos y correlacionar tipo de suelo con naturaleza del subsuelo. Se expone gráficamente en la figura 22 para dejar registrada el área ocupada por cada material del subsuelo.

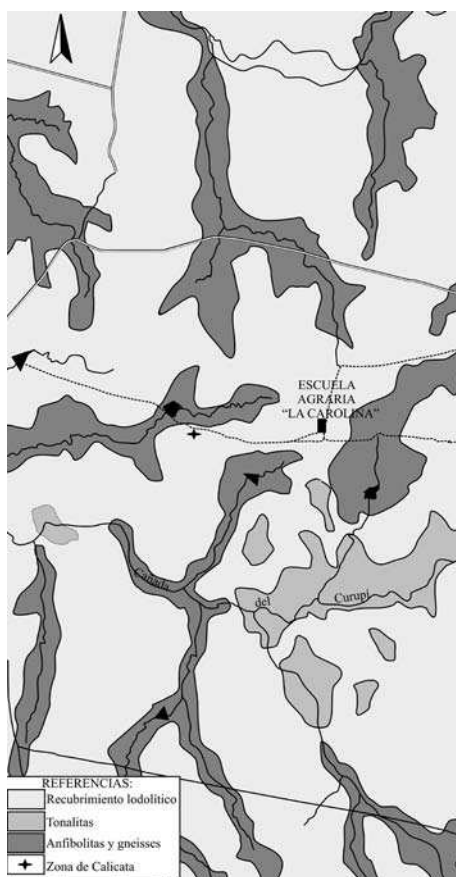


Figura 22. Carta geológica del área de estudio.

La zona cartografiada como recubrimiento lodolítico en realidad posee pequeños afloramientos con típica estructura filoniana así como fragmentos líticos angulosos de hasta más de 1 dm de arista en superficie. En la cuneta sur del camino de rumbo N80W ubicado al sur del área relevada ($x=57^{\circ}00' W$; $y=34^{\circ}00' S$) se observó el perfil geológico más ilustrativo. En la base se reconoció una estructura fuertemente plegada con alternancia decimétrica de anfibolita y gneiss, atravesados por delgados filones pegmatíticos. Los filones mantenían su orientación/buzamiento en el limo superior, lo que indica que éste resulta de la meteorización del complejo metamórfico. En los alrededores se observan afloramientos con estructura filoniana son rumbo dominante NS (figura 23).

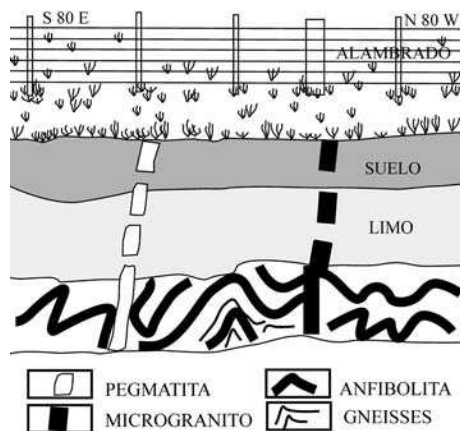


Figura 23. Esquema geológico de la estructura.

La información recogida de la fotointerpretación, los sondeos con taladro holandés, los perfiles geológicos dentro y fuera del predio de la Escuela Agraria La Carolina y los estudios de laboratorio sobre granulometría y mineralogía de arenas de los suelos y las rocas limosas de la base, sugería que los vertisoles se formaban a partir de limos que eran el producto de meteorización in situ de un sustrato rocoso rico en anfibolita.

A pesar de ello no se había observado ningún perfil que explicara el verdadero proceso de transformación del sustrato lítico en vertisol. Fue entonces necesario realizar la excavación de una calicata de dimensiones suficientes como para permitir analizar ese proceso de transformación tanto desde el punto de vista naturalista en base a la morfología y relación geométrica de cada roca, así como desde el punto de vista genético comparando datos petrográficos de cada unidad.

Calicata

La calicata fue ubicada con rumbo EW en el borde norte de una de las áreas con microrrelieve gilgai de la que se conocía el perfil de la fase profunda (Muestra 196) con datos macroscópicos, granulométricos y mineralógicos de cada horizonte. La excavación en una zona de microrrelieve con ejes NS identificada por foto aérea 1/20.000

(misión 1966), permitió realizar una serie de observaciones y medidas que constituyen un importante avance en el conocimiento de la pedogénesis de vertisoles en la Unidad La Carolina. Los suelos con horizontes A, B y C están apoyados sobre un limo con cantidades variables de carbonatos de concreciones pulverulentas de 3 a 5 cm de diámetro. Las rocas de base representan una alternancia de gneisses biotíticos y anfibolitas de rumbo N60E verticales y las anfibolitas se encontraron en una zona con mucho carbonato en el limo suprayacente. En la figura 24 se muestran las principales características de la cara sur de la calicata.

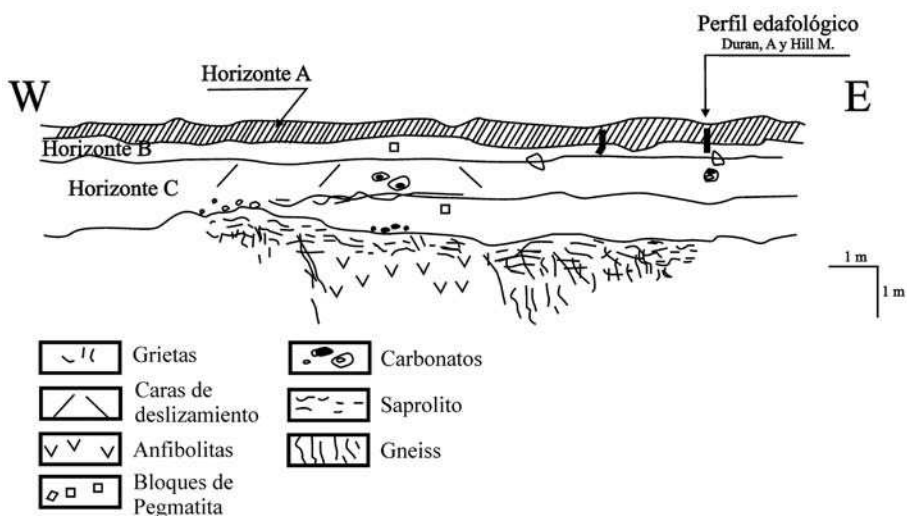


Figura 24. Cara sur de la calicata excavada en un área con microrrelieve gilgai al norte del punto 196 de la figura 20.

El perfil edafológico realizado en la calicata, por los profesores ingenieros agrónomos Artigas Durán y Mariana Hill, dio los resultados que se expresan en los cuadros 4 y 5. El suelo presenta una profundidad variable con valores próximos a los 80 cm (± 10 cm). El horizonte calcáreo no es continuo presentando en la parte inferior una débil reacción de carbonatos. Hasta los 24 cm hay grietas alargadas e irregulares y entre 24 cm y 80 cm hay grietas verticales de 30 a 50 cm de longitud y hasta 2 cm de ancho, separadas no más de 10 cm. Hasta 80 cm la masa de suelo absorbe muy lentamente el agua, y de allí hacia abajo el suelo se encontraba húmedo. La constante existencia de una capa de limo debajo de los vertisoles en distintas zonas de Uruguay condujo a analizar el tema en su conjunto para explicar la génesis de dichos limos.

Tabla 4. Descripción de un perfil completo de la calicata realizado en la UTU «La Carolina» según datos de A. Durán y M. Hill	
Profundidad (cm)	Descripción del perfil
0-24	Pardo grisáceo muy oscuro en seco; Negro en húmedo; franco arcilloso; transición clara.
20-40	Negro en seco; arcilloso; transición gradual.
40-62	Negro en seco; arcilloso; películas de arcilla pardo oscuro delgadas discontinuas a continuas; caras de deslizamientos comunes; transición gradual.
62-80	Pardo muy oscuro en húmedo; arcilloso; películas de arcilla pardo oscuro delgadas continuas; caras de deslizamiento comunes; transición clara.
80-94	Pardo oscuro en húmedo; arcilloso; películas de arcilla pardo oscuro delgadas continuas; caras de deslizamiento comunes; transición clara.
94-138	Pardo en húmedo; franco arcilloso; películas de arcilla pardo oscuro; transición clara e irregular, mezcla de horizontes.
138-174	Pardo y pardo amarillento en húmedo; franco arcilloso con gravillas; películas de arcilla pardo oscuro; transición gradual e irregular, mezcla de horizontes.
174-205	Pardo y pardo amarillento en húmedo; franco arcilloso con gravilla; películas de arcilla pardo oscura. Nódulos de CaCO_3 ; transición gradual e irregular, mezcla de horizontes.

Tabla 5. Datos analíticos del perfil descrito según A. Durán y M. Hill											
Profundidad (cm)	Horizonte	pH H_2O	M.O%	Cationes Meq/100g					Granulometría %		
				K	Ca	Mg	Na	CIC	Arena	Limo	Arcilla
0-24	A	5.5	7.1	0.32	11.5	3.6	0.37	16	21	54	25
24-40	Bt1	6.2	3.0	0.55	17.4	5.7	1.3	25	16	43	41
40-62	Bt2	7.2	1.8	0.66	21.5	7.5	1.6	32	16	38	45
62-80	Bt3	7.8	1.8	0.57	21.8	7.4	1.8	32	15	43	42
80-94	C1	8.2	0.7	0.55	21.4	7.3	1.4	32	16	43	41
94-138	C2	7.9	0.1	0.65	16.2	5.5	1.9	25	16	52	31
138-174	C3	8.0	0.0	0.68	25.9	5.7	1.5	38	24	45	31
174-206	C4								23	41	35

Limos

La constante existencia de una capa de limo debajo de los vertisoles en distintas zonas del país condujo a analizar el tema en su conjunto para encarar la génesis de dichos materiales. En la figura 25 se observa el relieve gilgai característico de los vertisoles rúpticos típicos (Imagen satelital del *Google Earth*).



Figura 2.5. Observación satelital de un Vertisol, Mahoma-San José.

La calicata realizada en punto: CPx: 393.941 - CPy: 6231.623 y punto 2: CPx: 393.920 - CPy: 6231.644. De 20 metros de longitud. Pertenecen a la foto aérea 10-027 (figura 28). Verifica la no existencia del doble perfil. Situación igual a la ocurrido en la calicata realizada en el vertisol estudiado en la Escuela Agraria La Carolina.

En Uruguay se reconocen varias unidades geológicas cuaternarias constituidas por limos masivos friables de color pardo anaranjado: Miembro San Bautista de la formación Raigón, Ortiz (2002); la formación Libertad, Goso y Bossi (1966); formación Dolores, Antón y Goso (1974) y formación Sopas, Antón (1975). Los limos del área La Carolina fueron atribuidos por Garat (1991) a la formación Libertad, que en su descripción original comprende lodolitas dominantes y loess discontinuos en la base de la formación. Las lodolitas son rocas limosas friables, con arena gruesa o gravilla en partículas dispersas suspendidas en la masa, sin estratificación; son de color pardo anaranjado y presentan CaCO_3 en diversas formas, son rocas friables sin ninguna cohesión y en las paredes de fuerte pendiente la película exterior muestra un típico resquebrajamiento poligonal cuando se seca; desde el punto de vista granulométrico contiene 20% arena, 40% limo y 40% arcilla. El loess masivo de color pardo anaranjado poroso con grado de diagénesis superior a la lodolita no presenta carbonatos y la disyunción es prismática cuando seco; estos loess contienen más del 50% de fracción limo y < del 1% de arena gruesa; en la mayoría de los casos no contienen granos > 0.25 mm permitiendo suponer un origen eólico para el transporte y sedimentación.

Un reciente trabajo demostró que las lodolitas de la formación Libertad eran el producto de meteorización del loess inferior y que a su vez este loess constituye el miembro San Bautista de la formación Raigón. Ortiz *et al.* (2006) encuentran criterios paleoclimáticos y paleontológicos para sugerir que los loess naranjas de San Bautista se depositaron en el Pleistoceno inferior y la formación Libertad (que en realidad es su producto de meteorización) se produjo en un óptimo climático de 1.6 ± 0.1 M.a. Para dilucidar la génesis de los limos de la base de los suelos con características vérticas del predio de la (UTU) La Carolina se entendió preferible el análisis de la granulometría y mineralogía de la fracción arena aunque se tuvo muy en cuenta la presencia sistemática

de un débil porcentaje de caolinita como indicadora de un clima más cálido y húmedo que el actual.

Tabla 6. Granulometría de las arenas en los limos «La Carolina»; tamaño de grano en mm y % en peso					
Tamaño de grano (mm)					
Muestra	0.25	0.15	0.074	0.05	< # 325 mesh
189 C	62.30	26.20	7	4.10	0.20
190 C	62.95	28.76	5.63	2.40	0.26
191 C	59.10	36.40	3.80	0.20	0.05
194 C	53.45	34.21	10.77	0.75	0.85
196 A	33.01	51.28	12.71	1.34	1.66
196 Bt 1	42.51	50.88	4.46	2	0.15
196 Bt 2	41.25	43.33	13.35	0.51	1.56
196 BC	45.06	45.76	7.40	1.43	0.08
196 C	52.09	35.60	9.94	1.75	0.62
198 C	11.5	70.15	14.89	1.50	2.02
200 C	47.29	41.52	10.97	0.21	0

Desde el punto de vista mineralógico es significativa la presencia sistemática de biotita o vermiculita sin poderse cuantificar en todos los ensayos por su morfología laminar. Los valores cuantitativos de los diversos minerales integrantes de la fracción arena, entre 200 y 50 micras se obtuvieron a partir del conteo de 1000 granos en cuatro frotis bajo microscopio petrográfico y los resultados obtenidos se presentan en la tabla 7.

Tabla 7. Mineralogía de arena de tamaño entre 80 y 50 micras de los vertisoles de La Carolina							
Muestra	Horizonte	Hornblenda	Epidoto	Andesina	Feldespato Na ⁺ y K ⁺	Cuarzo	Biotita
189	C	14	15	48	8	16	2
190	C	2	9	76	3	6	3
191	C	3	19	52	3	24	1
194	C	4	16	48	1	32	-
198	C	46	1	34	-	-	19
200	C	1	5	65	18	10	1
201	C	2	19	52	3	24	1
Media sin 198	C	4 ± 1	14 ± 2	56 ± 3	6 ± 2	18± 2	1

Desde el punto de vista granulométrico los limos de La Carolina presentan importantes porcentajes de arena, tanto fina como gruesa. Todos los granos de arena,

cualquiera sea su dimensión, son angulosos, indicando ausencia de transporte por un medio fluido. En el Cuadro 8 donde se exponen los datos granulométrico de los limos de La Carolina comparados con los valores de Prandi (1984) obtenidos en los horizontes C de suelos desarrollados sobre limos en el departamento de Canelones.

Tabla 8. Granulometría en % en peso de los limos del establecimiento La Carolina y de Canelones según Prandi (1984)					
La Carolina Muestras	Arena %	Limo %	Arcilla %		
	> 0.25 mm	0.50-0.25 mm	0.05-0.02	0.02-0.005	0.005-0.02 >0.0002
193	6	50	15	29	
196	12	49	9	30	
198 (anfib.)	38	49	6	7	
200	12	49	11	27	
201	17	46	13	24	
M3 VFP	12	47	14	27	
M5 VFP	14	40	19	27	

Canelones Muestras	Arena %	Limo %	Arcilla %		
	> 0.25 mm	0.50-0.25 mm	0.05-0.02	0.02-0.005	0.005-0.02 >0.0002
124	4	6	51	39	100
130	5	8	39	48	100
137	2	9	56	32	100
143	4	9	45	43	100
149	3	5	42	50	100

Aunque el suelo del punto 198 no es un vertisol, se utilizó como referente de la mineralogía de las arenas de los productos de alteración y edafización de anfibolitas porque se desarrolla sobre un potente banco de estas rocas en un perfil claramente expuesto en la barranca de una cañada donde se puede observar el pasaje gradual anfibolita-saprolito-suelo. De estos datos resulta evidente que todos los vertisoles analizados en el área de La Carolina contienen minerales típicos de la meteorización de la anfibolita: hornblenda, pistacita (epidoto) y andesina. De allí puede inferirse que los limos del horizonte C de los vertisoles provienen de estas rocas cristalinas básicas mediante un proceso que más adelante se define. El suelo en el punto 196, que es una fase profunda de vertisol en la descripción de campo, fue estudiado en todo el perfil para definir la composición mineralógica de las arenas de tamaño < 74 µm que podrían provenir de aporte eólico alóctono. Los resultados mostraron que en todos los horizontes aparecen porcentajes importantes de hornblenda, epidoto y andesina en granos angulosos que necesariamente provienen de las anfibolitas de la zona sin importante transporte. En el horizonte C no aparecen tampoco granos redondeados de 0.1-0.2 mm de diámetro,

confirmando la ausencia de aporte eólico. Resulta evidente que los limos se han formado por alteración de rocas cristalinas con abundante biotita, hornblenda, epidoto y plagioclasas con $An > 30$, con un contenido menos importante de feldespatos alcalinos y no demasiado cuarzo. La capa de limo se forma cuando existen rocas capaces de liberar Ca^{++} Mg^{++} y Fe^{++} por meteorización como para generar esmectitas. Los limos son macroscópicamente similares a los de la formación Libertad sin embargo difieren en su mineralogía y granulometría. Esto permite sugerir que existen diversas fuentes de procedencia de los materiales constituyentes de los limos precursores de los vertisoles: loess eólico de San Bautista para la «formación Libertad» de la fosa tectónica de Santa Lucía; rocas cristalinas básicas para la formación Libertad sobre rocas cristalinas.

Discusión

Los suelos constituyen un importante componente del medio físico, en tanto archivan la información de los factores *físicos-geográficos* acontecidos en un determinado espacio de tiempo. El estudio de la posibilidad de formación de vertisoles sobre rocas básicas tiene enorme interés agronómico por la posibilidad de agregar a su fertilidad natural la presencia de oligoelementos.

Durante el estudio en áreas pertenecientes a la unidad La Carolina se utilizó el *Compendio actualizado de información de suelos de Uruguay* versión digital, Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca y la *Carta de Reconocimiento de Suelos* (Altamirano *et al.*, 1976). En la versión digital 2006 se han detectado extensiones diferentes, reduciéndose el área de la unidad La Carolina. La estancia Las Palmas queda fuera de ella, asignándose a la unidad Trinidad. Las tesis realizadas en dicha estancia representaban en su momento definiciones sobre la unidad La Carolina lo que muestra que los vertisoles rúpticos lúvicos desarrollados sobre ambas unidades son semejantes pero independientes del material generador. En el caso del estudio realizado en la escuela agraria de la UTU La Carolina, los suelos de carácter vértico se desarrollan sobre materiales cristalinos básicos. Todas las áreas con microrrelieve gilgai que se sondearon poseían características vérticas y un material limoso entre el suelo y el sustrato cristalino; en el área más típica se excavó una calicata en la cual se pudo demostrar la siguiente secuencia de fenómenos: un proceso de intensa meteorización de rocas cristalinas con anfíbolitas que conduce a la formación de limo encima del saprolito, ese limo presenta varias pruebas de su procedencia del material cristalino, como bloques angulosos en suspensión con un promedio de 5 cm de arista, abundancia de arena gruesa y anfíboles. Asimismo, muestra cierto contenido de caolinita que indica condiciones de clima húmedo y de mayor temperatura que la actual, hace unos 1.7-1.5 Ma (Ortiz *et al.*, 2006). En el óptimo climático holocénico se alteraron las rocas cristalinas aflorantes que generaron los limos que actualmente conservan poco espesor (2 a 3 metros). La imagen expuesta en la figura 26 muestra la existencia de un flujo de barro que arrastró bloques pegmatíticos de un antiguo filón hacia el W. Se confirmó que el suelo deriva de la edafización de ese limo por la existencia de bloques decimétricos angulosos en ambos y

el mantenimiento de la mineralogía de las arenas. El contraste entre el horizonte C del suelo y la roca alterada es irregular y variable, presentando zonas con paleo pavimento, zonas calcáreas y zonas con pasaje gradual.

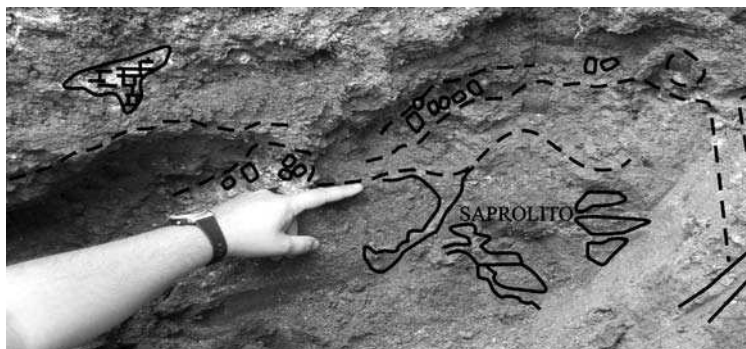


Figura 26. Detalle del contacto entre la anfibolita alterada y el limo suprayacente mostrando como el filón del este suministra fragmentos que son desplazados alrededor de un metro de su posición original hacia el oeste.

El sustrato cristalino es una alternancia polimétrica de anfibolitas y gneisses biotíticos. En las bandas anfibólicas aparece mayor concentración de calcáreo en el horizonte C o en el limo subyacente y es también donde se vio con nitidez niveles de saprolito y paleo pavimentos de clastos de cuarzo pegmatíticos. Esos suelos pueden haberse formado hace 6000 ± 2000 a B.P como plantea Iriondo (2004) para los paleovertisoles de la provincia de Entre Ríos (Argentina) Desde entonces la isostasia produce una elevación relativa de Uruguay. Eso permite cubrirse de aluviones y fosilizarse en Entre Ríos mientras se erosionan y experimentan eluviación que desdibuja el doble perfil en Uruguay.

En resumen el proceso evolutivo comprende las siguientes etapas:

1. clima árido a semiárido que favorece la erosión, permitiendo aflorar rocas cristalinas;
2. clima tropical húmedo transformando las rocas cristalinas en saprolito y limo pardo anaranjado con abundante vegetación y megafauna;
3. clima semiárido eliminando la vegetación y permitiendo flujos gravitacionales de fangos;
4. desarrollo de vertisoles sobre ese limo movilizado;
5. destrucción del doble perfil al someterse a condiciones isohégas.

Esa secuencia explica la mayoría de los fenómenos observados en el área de estudio:

- bloques en suspensión en los limos y en los suelos;
- posibilidad de formación de vertisoles por un sustrato plástico;
- incidencia de las anfibolitas en la formación de ese limo;
- desaparición del doble perfil por eluviación y formación de horizontes Bt;
- conservación del microrrelieve gilgai.

Estratigrafía

Bossi y Navarro (1991) plantearon una propuesta estratigráfica reuniendo los datos de la época y se reproduce en la tabla 9 mereciendo modificar algunas cifras colocadas entre paréntesis.

Tabla 9. Esquema aproximado de la morfoestratigrafía				
Años AP	Nivel del mar (m)	Formaciones		
		Continentales	Marinas	Morfoestratigrafía
1.800	± 0 (+1,5)			Dunas blancas
2.500				Pedogénesis
3.000				Dunas grises
3.500	+ 2 (+ 3)		P ^{ta} . Loberos	Pedogénesis
4.000				Dunas rojas
5.000	+ 2 (+5)	Dolores	Villa Soriano	Paleopavimento
9.000	- 40			Entalles

La figura 27, expresa gráficamente un corte geológico de la arenera Calcagno, mostrando un sector de la estratigrafía propuesto por Bossi y Navarro (1991).

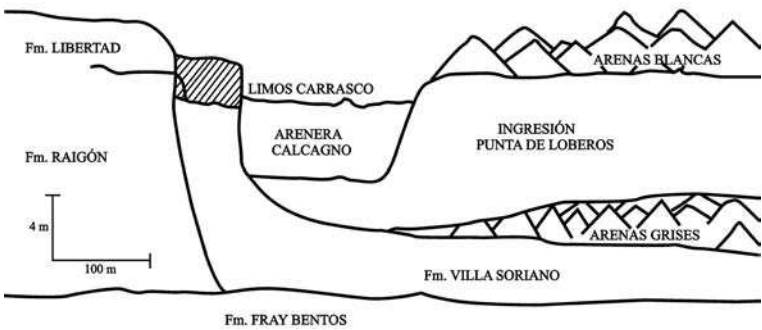


Figura 27. Corte geológico.

Conclusiones

El estudio del área tipo de la unidad de suelos La Carolina permitió extraer las siguientes conclusiones:

- Se han formado vertisoles rúpticos lúvicos sobre rocas cristalinas básicas con desarrollo de microrrelieve gilgai, fracturas abiertas casi verticales, caras de deslizamientos y mezcla de horizontes.

- Dicha génesis pasa por una etapa intermedia de meteorización subtropical a un limo anaranjado con grandes bloques de rocas filonianas y abundante hornblenda en las arenas.
- Esa capa de limo que no resulta de la acumulación de material eólico alóctono sino de la meteorización de rocas cristalinas es la que permite los movimientos verticales de masa.
- En las actuales condiciones climáticas en la periferia de las áreas con vertisoles se destruyen algunos rasgos pero queda registro del proceso genético que los hace a veces confundirse con brunosoles.
- En lo esencial el material precursor debe contener Ca^{++} , Al^{+++} , Mg^{++} como para que con adecuadas condiciones topográficas y climáticas se formen estos suelos.
- Sobre rocas metamórficas (anfíbolitas) los vertisoles adquieren poco desarrollo y son vulnerables a ascensos isostáticos y/o climas isohégros.
- Una hipótesis relevante es que con las predicciones de evolución climática en Uruguay estos suelos van perdiendo las características vérticas y asemejándose a sus pares melánicos los brunosoles, manteniendo la fertilidad natural y favoreciendo su manejo. Este estudio sirve para sugerir la asociación de vertisoles y brunosoles sin límites definidos tan común en Uruguay.

Fue en esta zona donde se lograron resultados suficientemente coherentes como para poder extraer conclusiones válidas sobre génesis y evolución de vertisoles rúpticos lúvicos. Se observa la desaparición del doble perfil de algunas áreas de estudio debido a procesos de iluviación de arcillas; este fenómeno responde a la situación isohégica actual en un material que dio microrrelieve gilgai y posee características vérticas (como desplazamiento vertical de masa) donde los vertisoles están extremadamente asociados con sus pares melánicos los brunosoles.

Los avances obtenidos comprenden, la existencia de rocas limosas diferentes antes incluidas todas en una sola formación denominada Libertad; en la actualidad se cuestionan esta formación como tal pues según los estudios obtenidos de las barrancas del sur del departamento de San José parece tratarse de una alteración del Miembro San Bautista de la formación Raigón. También estudios realizados en el departamento de Salto cuestiona esta formación y se utiliza la nomenclatura de formación Nueva Hespérides. El descubrimiento de un proceso de meteorización en clima húmedo y más cálido que el actual hacia el Cuaternario medio, transformando 2 a 3 metros de roca en un limo de granulometría y mineralogía diferente según el material rocoso afectado es de enorme importancia ya que estos limos son los que en el Holoceno generan los vertisoles. Sin embargo los vertisoles se formaron en un clima diferente al actual, y aunque conservan el microrrelieve, fácilmente identificable en fotos aéreas o imágenes satelitales, han perdido su doble perfil por iluviación de arcilla generando un horizonte Bt continuo (figura 28) en su totalidad.



Figura 28. Calicata realizada en el vertisol de la figura 25 sobre las estrías del microrelieve en mayo 2009.

De acuerdo con las observaciones disponibles y los datos geocronológicos de algunos perfiles bien definidos que fueron descriptos líneas arriba es posible extraer las siguientes conclusiones:

- El nivel del mar equivalente al actual se alcanzó a los 7000 a P.
- Desde entonces hasta la actualidad el mar llegó a + 5 m a 5000 a P, se retiró y va disminuyendo hasta llegar a la costa actual.
- El bloque continental de Uruguay asciende más que el nivel general de los mares o bien el hemisferio sur se enfría parafraseando a Archibald y Ferreyra (2008).

- Hay evidencias de movimientos tectónicos, lo que favorece la idea de un levantamiento isostático aunque solo se dispone de una medida cuantitativa para el departamento de Rocha (Introcaso y Schipilov, 1995).
- La pérdida de doble perfil de vertisoles rúpticos desarrollados a partir de limos gravillosos en La Carolina, por iluviación de arcilla, y formación de un horizonte Bt, apunta también a apoyar la idea de un levantamiento isostático respecto a la provincia de Entre Ríos, acompañado de un régimen de lluvias isohigro.

Bibliografía

- Altamirano, A.; Da Silva, H.; Durán, A.; Echeverría, A.; Panario, D. y Puentes, R. (1976), *Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay, clasificación de suelos*, V. 1 Montevideo, MAP, Dirección de Suelos y Fertilizantes.
- Anton D. (1975), *Evolución geomorfológica del Norte del Uruguay*, Montevideo, MAP, Dirección de Suelos y Fertilizantes, pp. 1-22.
- Anton, D. y Gosso, C. (1974), *Estado actual de los conocimientos sobre el Cuaternario en el Uruguay*, Montevideo, MAP, Dirección Suelos y Fertilizantes, pp. 1-12.
- Archibald y Ferreyra (2008), *Pasado y Futuro del Clima «El Hemisferio Sur se Enfria»*, disponible en <www.uruguayinforme.com>.
- Bossi, J. y Ferrando, L. (2001), *Carta Geológica del Uruguay*. Escala 1/500.000, versión digital.
- Bossi, J. y Navarro, R. (2005), *Geología del Uruguay*, 2 vol., 839 pp., Montevideo, Universidad de la República.
- Bossi, J.; Durán, A. y Maldonado S. (2005), *Algunas evidencias de desarrollo de vertisoles en Uruguay sobre rocas cristalinas básicas*, Montevideo, Ed. Agrociencias.
- Bossi, J. y Ortiz, A. (2007), «Estudio de la génesis del material madre de un vertisol en la unidad 'La Carolina': Incidencia de las anfíbolitas en el proceso propuesto», en *Revista Agrociencias*, pp. 58-71, Montevideo, Facultad de Agronomía.
- Bossi, J. y Schipilov, A. (2007), *Rocas ígneas básicas del Uruguay*, Vol. I, Montevideo, Facultad de Agronomía.
- Bracco, R. y Ures, C. (1998), «Las variaciones del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay», en *Actas II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, 16-28*. Maldonado.
- Driessen, P.; Deckers, J.; Spaargaren, O. y Nachtergaele, F. (2001), «Lecture notes on the major soil of the World», *World Soil Resources Reports*, 94, Roma, FAO.
- Garat, I. (1991), *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000 - Hoja M-26 Guaycurú*, Montevideo, Convenio Facultad de Agronomía-Facultad de Ciencias-Dirección Nacional de Minería y Geología.
- González, M. (1992), *Cambios climáticos del Holoceno Medio en latitudes medias de la República Argentina*, II Reunión Grupo Pediglaciar Argentino, CRICYT_ME (Mendoza) Actas: 8-105, Argentina.
- Gosso C. y Bossi J. (1966), «Cenozoico en el Uruguay», en Bossi, J. (ed.), *Geología del Uruguay*, Colección Ciencias N.º 2, Montevideo, Universidad de la República.
- Introcaso A. y Schipilov A. (1995), *Documento interno Cátedra de Geología*, Montevideo, Facultad de Agronomía, Universidad de la República.

- Iriondo, M. (2004), *Actas XIII Congreso Argentino de Geología III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Vol. IV, pp. 15-25, Buenos Aires, Ed. Akian Gráfica Editora SA.
- Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca (2006), *Compendio actualizado de información de suelos del Uruguay*, Montevideo, Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca, versión digital.
- Montaña, J. y Bossi, J. (1995), *Geomorfología de los humedales de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha*, Montevideo, Facultad de Agronomía y Probides.
- Nahle, N. (2007), *Calentamientos Globales Durante la Época del Holoceno*, Biology Cabinet Organization, disponible en <www.biocab.org/holoceno.html>.
- Ortiz, A. (2002), *II Jornadas Uruguayas del Cenozoico*, Montevideo, Facultad de Ciencias, Udelar, pp. 69-74.
- Ortiz, A.; Bossi, J.; Perea, D. y Ubilla, M. (2006), *Actas del III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*, Vol. 1, pp. 11-22, Córdoba.
- Ponce de León, J. (1981), *Caracterización de un vertisol de la unidad «La Carolina», propiedades físicas-químicas suelo*, Tesis de Grado, Montevideo, Facultad de Agronomía, Udelar.
- Prandí, H. (1984), *Caracterización mineralógica de la formación Libertad en el Departamento de Canelones*, Tesis de Grado, Montevideo, Facultad de Agronomía, Udelar.
- Prost, M. T. (1982), *Héritages quaternaires et évolution géomorphologique des bords du Río de la Plata en Uruguay*, tesis doctoral III cycle, Paris VII.
- Schipilov, A. (1995), *Modelado gravimétrico de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha*, Montevideo, Facultad de Agronomía y Probides.
- Schönwiese, C. (1995), *Gráfico, Temperaturas medias de superficie del Hemisferio Norte durante los últimos 11.000 años*.
- Soil Survey Staff (1999), «Soil Taxonomy: A Basic Clasification for Making and Interpreting Soil Surveys», 2nd ed. *Agric. Handbook*, N.º 436, Washington, U. S. Government Printing Office.

Daniel Panario · Ofelia Gutiérrez

Introducción a la geomorfología de lagunas costeras, lagos someros y charcas de Uruguay

Resumen

Las lagunas costeras uruguayas representan el límite austral de un sistema que abarca una extensa zona que se extiende desde Santa Catarina (Brasil) hasta el departamento de Canelones (Uruguay). La geomorfología como disciplina que ayude a la interpretación del origen y evolución de estos sistemas, sólo ha sido reconocida recientemente, existiendo aún pocas aproximaciones al tema en la literatura científica.

Las lagunas costeras desde un punto de vista físico pueden caracterizarse como depresiones que responden a diferentes situaciones y condiciones; algunas han sido formadas en las ensenadas o en las partes terminales de las planicies de inundación de los ríos, otras son de origen tectónico y otras se forman por la acumulación de sedimentos arrastrados por las corrientes marinas en planicies de abrasión generadas durante las intrusiones pleistocénicas y holocénicas. Todas estas unidades ecológicas se diferencian de los estuarios por sus rasgos geomorfológicos, sin embargo sus características biológicas, físicas y químicas son similares. Los procesos que dieron origen a la formación de nuestras lagunas costeras se remontan en algunos casos al Pleistoceno superior. Por su importancia pueden destacarse aquellas lagunas y lagos costeros o lagunas cerradas, lagunas de origen fluvial (*oxbow*), restos de antiguas lagunas pleistocénicas, paleocanales de mareas, charcas interdunares de deflación eólica, de claudicación de sedimentos modernos, de disolución de carbonatos, y pequeñas charcas de origen biológico. Una de las características geomorfológicas analizadas y que permiten comprender procesos biológicos, es la apertura de las lagunas semicerradas, que permite el intercambio de agua con el Atlántico y el Río de la Plata.

Otra característica geomorfológica importante es el grado de evolución de los cuerpos de agua relativo a la circulación interna de la laguna, generada por su índice de circularidad, la circulación interna y la cantidad de cuerpos aislados o semiaislados escondidos de la misma. Las principales lagunas son analizadas individualmente en la medida en que su evolución posterior ha generado particularidades en su estructura geomorfológica, importantes en relación a los ecosistemas que las mismas poseen, haciendo énfasis en particular en la Laguna de Castillos por su particular interés geomorfológico, biológico y cultural.

Palabras clave: geomorfología; barras; lagunas; charcas; Uruguay.

Origen y evolución

Las lagunas costeras uruguayas representan el límite austral de un sistema de lagunas que abarca una extensa zona del litoral atlántico sudamericano. Se extiende desde Santa Catarina (Brasil) hasta el departamento de Canelones (Uruguay). En su mayor parte se encuentran situadas en territorio brasileño, por lo que podría hablarse del «sistema

lagunar sur brasileño». Según el criterio de clasificación de la *Encyclopedia of Ecology and Environmental Management* (Calow, 1999), en Uruguay podemos tipificar una variedad muy amplia de ambientes acuáticos lénticos, que constituyen ecosistemas de muy diversa persistencia, caracterizables geomorfológicamente por su origen y evolución, así como por sus propiedades fisicoquímicas y, desde un punto de vista ecológico, por su estado trófico y por su variedad y riqueza de flora y fauna.

En territorio uruguayo se pueden destacar por su importancia; lagunas y lagos costeros o lagunas cerradas, lagunas de origen fluvial (*oxbow lakes*), restos de antiguas lagunas pleistocénicas, paleocanales de mareas, charcas interdunares generadas por deflación eólica, de claudicación de sedimentos modernos, de disolución de carbonatos y pequeñas charcas de origen biológico. Asimismo, existe una enorme cantidad de reservorios de origen antrópico que no serán considerados en este capítulo por centrarse el mismo en los sistemas de origen natural.

Lagunas costeras semicerradas

La importancia de la geomorfología en la ecología lagunar ha sido sólo recientemente reconocida, existiendo pocas aproximaciones al tema en la literatura científica. Las lagunas costeras son depresiones formadas en las ensenadas o en las partes terminales de las planicies de inundación de los ríos; otras son de origen tectónico y otras se han formado por la acumulación de sedimentos arrastrados por las corrientes marinas en planicies de abrasión generadas durante las ingresiones pleistocénicas y holocénicas. Estas unidades ecológicas se diferencian de los estuarios por sus rasgos geomorfológicos, sin embargo sus características biológicas, físicas y químicas son similares (Lankford, 1977).

Calow (1999) expresa que las características «fisiográficas» como la superficie, la longitud del emisario y la desembocadura, han sido recientemente propuestas como los más importantes factores que afectan su tipología, tanto en el Mediterráneo (Basset *et al.*, 2006), como en Polinesia (Andréfouët *et al.*, 2001). Además expone que las diferencias «fisiográficas» e hidrológicas entre lagunas generan diferentes condiciones ambientales que permiten la separación de nichos entre especies. Barnes (1980), Day y Yáñez-Arancibia (1982) y Pérez-Ruzafa *et al.* (2007) realizaron observaciones similares. No es lo mismo un cuerpo totalmente redondeado por la circulación lagunar, que otro como es el caso de la laguna de Rocha, Garzón o Merín, con diversos cuerpos más o menos aislados de la circulación general. Debe señalarse que la superficie varía significativamente según el estado de la laguna. La superficie es función de las precipitaciones y del estado de la barra (cerrada o abierta). En consecuencia lo mismo debe decirse del perímetro (cuya longitud se ve además afectada por la escala a la que se hagan las mediciones).

También es una variable importante la forma en que los afluentes llegan a la laguna. En algunos casos los sedimentos que aportan pueden ser filtrados por un humedal, mientras que en otros, llegan directamente con su carga de sedimento fino generando esporádicas condiciones de turbidez. Esta será mayor cuanto mayor sea la pendiente de la cuenca. Por ejemplo, en el caso de la laguna de Rocha la pendiente casi duplica a la de la laguna Garzón, 0,009 y 0,005 respectivamente (Texeira, 1999), implicando mayor energía de transporte y por tanto mayor cantidad de eventos de turbidez, más aportes externos de nutrientes y presumiblemente menor longitud de vida de la laguna.

La apertura de las lagunas al océano suele producirse en zonas donde la ola llega con mayor energía, ubicadas en estrechos sectores de playa con mayor profundidad, vinculados posiblemente a la antigua salida de arroyos, y/o a la existencia de corrientes de retorno favorecidas quizás por la existencia de un canal marino preexistente. Entendiendo por lagunas semicerradas aquellas que en condiciones naturales intercambiaban agua con sistemas salobres como el Atlántico y el Río de la Plata, en esta categoría pueden ser incluidas de este a oeste, las lagunas de Castillos, Rocha, Garzón, José Ignacio, del Diario y el sistema de lagunas del Sauce, del Potrero y de los Cisnes, en el departamento de Maldonado, y la laguna del Cisne en el departamento de Canelones. En la actualidad, algunas de ellas deben ser consideradas como reservorios por haber sido aisladas de su conexión con el mar, como es el caso de la laguna del Sauce, la del Diario y la del Cisne. No se incluyen en esta categoría lagunas con eventuales conexión durante eventos de tormenta excepcionales, por no disponerse de la información necesaria para realizar esta discriminación como la Laguna Blanca.

Las lagunas y lagos someros o lagunas cerradas de mayor tamaño de la costa uruguaya, por su *fêch*, y por estar sometidas a fuertes vientos de dirección variable (predominantemente de los cuadrantes S, SE, SW y NE) generan oleaje, y por tanto tienen playas arenosas en gran parte de su costa. Dichas playas son ambientes dominados por las olas, llegando a ser incluso playas de arena gruesa y pendiente pronunciada. Las playas de arena gruesa se originan en ambientes de alta energía (Silvester y Hsu, 1993), por tanto la existencia de esta granulometría en ambientes lagunares puede explicarse como herencia del último período transgresivo.

Los vientos generan circulación longitudinal en las lagunas (Groen, 1969; Smith, 1989, 1990). También al igual que en cualquier cuerpo de agua con olas existe circulación de sedimentos por deriva litoral, proceso no descrito habitualmente en la literatura científica sobre lagunas. Ambos procesos de circulación configuran la formación de lóbulos por ataque de las olas y relleno de sedimentos, conformando un tipo de estructura con tendencia a formar cuerpos redondeados y a separar las bahías internas del resto de la circulación lagunar.

Desde el punto de vista ecológico, resulta de particular relevancia las características del cuerpo de agua con el que intercambian caudales y especies, así como la frecuencia e intensidad de estos intercambios. Con esta perspectiva se pueden dividir,

en aquellas con intercambio con el océano Atlántico como Castillos, Rocha, Garzón y José Ignacio, de las restantes ubicadas al oeste de Punta del Este que intercambian con el Río de la Plata (figura 1).

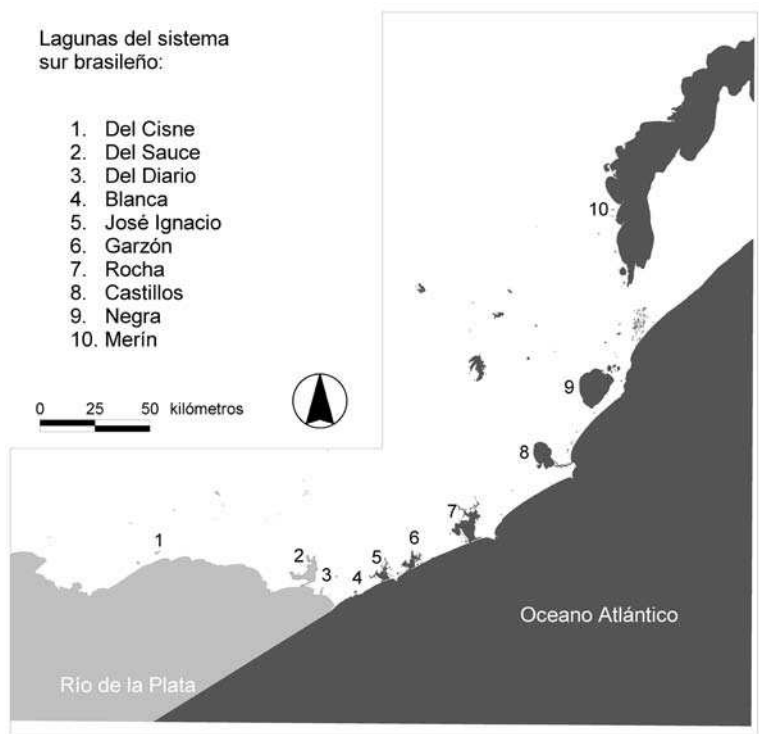


Figura 1. Sistema de lagunas costeras uruguayas. Las mismas representan el límite austral de un sistema de lagunas que abarca una extensa zona que se extiende desde Santa Catarina (Brasil) hasta el departamento de Canelones (Uruguay). También se aprecian reservorios de agua dulce.

También pueden establecerse diferencias debidas a la naturaleza de su conexión, siendo directa cuando solamente se separan del mar por una barra arenosa que se abre y se cierra todos o casi todos los años, como las lagunas de Rocha, Garzón, José Ignacio, del Diario (actualmente convertida en reservorio), o las que lo hacen a través de un emisario como Castillos y del Sauce. Otra laguna con emisarios pero ingreso esporádico de agua salobre era la del Cisne, de dimensiones menores, y actualmente al igual que la del Sauce transformada en reservorio dulceacuícola.

Es así que en territorio uruguayo, aparecen lagunas a distancias variables de las desembocaduras y con diferentes grados de evolución vinculables a diferentes variables como ser su antigüedad, tamaño de la cuenca eferente, capacidad de retención de sedimentos en la cuenca inferior de sus afluentes, dimensión original, etcétera. Aspectos

estos que se discutirán para las distintas tipologías de lagunas costeras. No obstante las similitudes, es pertinente analizar cada una por separado en la medida en que su evolución posterior ha generado particularidades en su estructura geomorfológica, importantes en relación con los ecosistemas que las mismas han producido.

Laguna de Castillos

Muchas de las lagunas litorales de Uruguay son policíclicas. La laguna de Castillos se generó en su primer ciclo pleistocénico como consecuencia del cierre por una flecha arenosa de una cuenca que desembocaba en una bahía, conformada por los arroyos Don Carlos, del Chafalote, de las Piedras, del Consejo, y de los Castillos, y otras cañadas. La edad de formación de esta flecha arenosa según Villwock *et al.* (1986), podría ubicarse hace aproximadamente unos 110.000 a AP.

La laguna en su extremo norte expone una planicie de abrasión marina conformada por rocas metamórficas, del grupo Lavalleya, Rocha según Preciozzi *et al.* (1985). Su planicie lagunar en su zona SE, presenta evidencias de neotectónica, aunque de escasa relevancia (figura 2).

La laguna presenta una superficie de 8.111 ha y un perímetro de 52,6 km¹ (tiene 12,8 km de largo y 8,3 km de ancho máximo). Fue reinvasida por las aguas durante el Óptimo Climático, entre el 7000 a AP hasta aproximadamente el 4200 a AP. Se separa definitivamente durante la regresión posterior, atravesando su emisario, el arroyo Valizas, la barra y la planicie de marea exhumada por la regresión (Bracco *et al.*, 2008). Este emisario es de carácter meandriforme y por tanto genera en su transcurso numerosos *oxbow lakes* (lagunas de planicie fluvial). La estructura de los meandros responde más al ingreso de las mareas que a la salida de agua dulce (Rodríguez-Gallego, 1999) denotando mayor poder de fricción la inundación que el reflujo. La desembocadura del emisario al mar sólo se cierra por cortos períodos, lo que favorece un intercambio activo de especies marinas en consonancia con el carácter estuarial del emisario. Esta desembocadura según la cartografía de circa 1750² (figura 3) se ubicaba próxima a Aguas Dulces, estando la migración posicionada más al este de la que se tiene registro.

1 Todas las medidas realizadas a las lagunas fueron hechas a escala 1:25.000 en *Google Earth*.

2 *Plan de la Bayeux de Castillos, situé le long de la côte du Brésil, en parallèle 34° 15' SW*, Archivo de la Bibliothèque Nationale de France (BNF), Département des cartes et plans (referencia portefeuille 166 division 15 p. 2D 84C 122893).

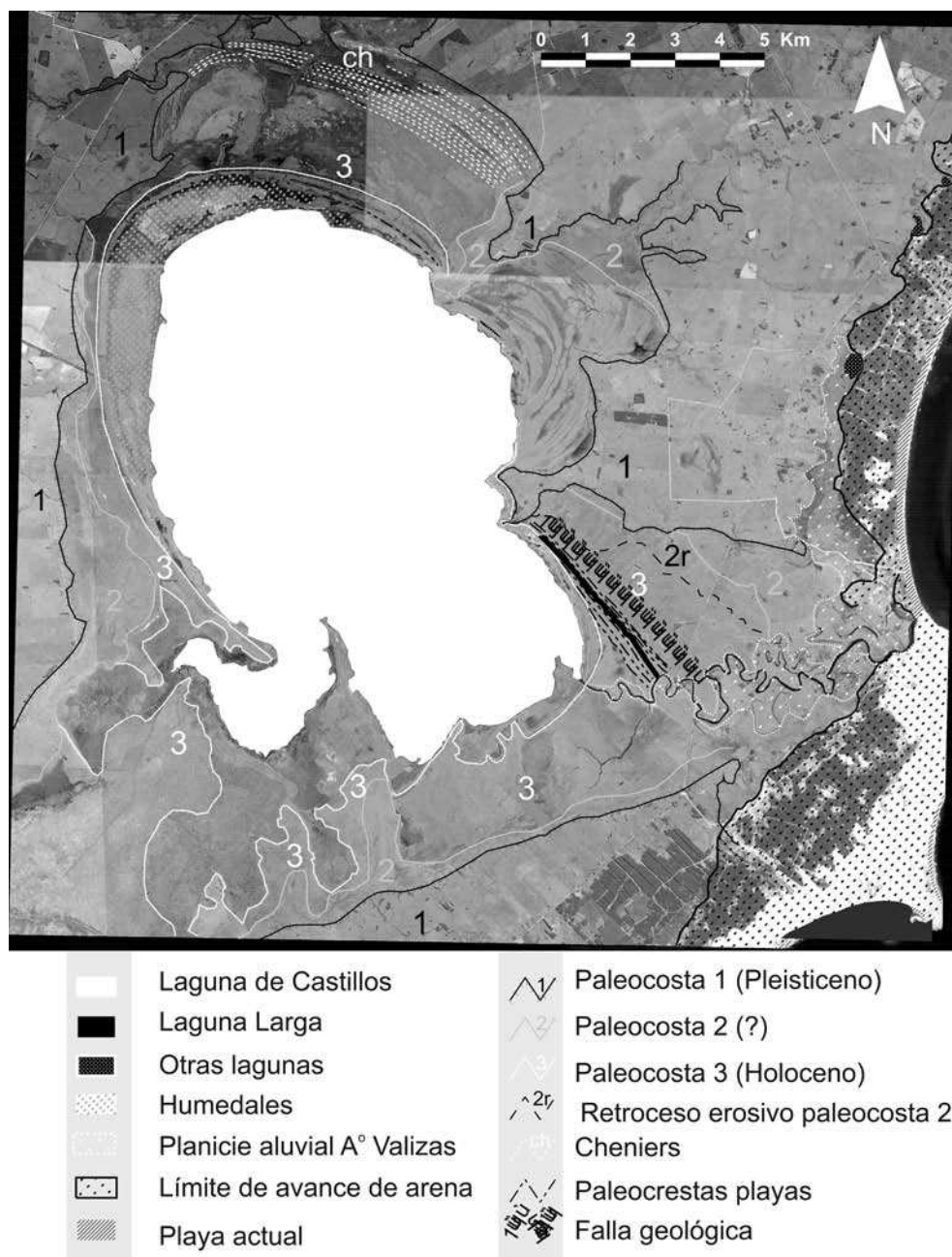


Figura 2. Carta geomorfológica de la laguna de Castillos y zonas aledañas. Se representan aquellas estructuras geomorfológicas que más aportan a una interpretación evolutiva del paisaje. La misma ha sido realizada por foteointerpretación, análisis de imágenes satelitales, y apoyo de terreno no exhaustivo. La diversidad de ambientes acuáticos, hidróficos y xerófitos del sistema, explica su importancia biológica, ecosistémica, paisajística y cultural.

En el año 1943,³ se ubicaba por detrás de los predios en que se desarrolló posteriormente el primer fraccionamiento de Valizas. Luego migró a su posición actual, extendiéndose esporádicamente hacia el este en concordancia con la dirección de la deriva dominante en ese sector de la costa (Panario y Gutiérrez, 2006). Estas trayectorias, han dejado también lagunas del tipo *oxbow lakes*.

La laguna presenta en su entorno otro cuerpo alargado y notoriamente rectilíneo de agua dulce, de origen incierto, de menos de 30 metros de ancho y más de 3 km de largo, a lo que le sigue una «cicatriz» estrecha de otros dos kilómetros que puede ser atribuible a neotectónica (figura 2), en la medida que coincide con aulacógenos en la plataforma, señalados por Urien (2009).

Al norte de la laguna, en su entorno inmediato está rodeada de estructuras arenosas alargadas de poca altura, con abundantes restos de conchillas mayoritariamente apoyadas sobre sedimentos finos. Estas estructuras son caracterizables como *Chenniers sensu* Augustinus (1978), y sobre ellas se asienta un bosque latifoliado como es característico de estas formaciones holocénicas (Augustinus, 1989). En otros sectores son sustituidas tanto por crestas de playa de arena gruesa como por barras arenosas más modernas de arena fina, y por tanto de varias decenas de metros de ancho y pocos decímetros de altura. En su extremo sur presenta una barra arenosa de cierre típica, de mayor altura que las *cheniers*, con intercalaciones de materia orgánica y señales de acreción eólica también propias de estas estructuras (figura 2). Su redondez particularmente bien expresada en su parte norte estaría indicando una evolución prolongada aunque presumiblemente policíclica. Hacia el sur presenta un apéndice de dimensiones reducidas, que no ha sido aún separado del cuerpo principal por la circulación de sedimentos. El sistema de flechas de playa y barras presentes es una señal inequívoca de una mayor dimensión durante el Holoceno (figura 2).

Laguna de Rocha

La laguna de Rocha está formada por el cierre de una bahía durante la regresión posterior al máximo holocénico, en la confluencia de los arroyos Rocha, de los Cedros Blancos, de las Conchas y de la Palma, lo que genera una estructura con dos alvéolos opuestos en su extremo norte y un amplio frente al mar, cerrado por una barra arenosa estrecha y sin emisario. Su superficie es de 7.912 ha y tiene un perímetro medido a escala 1:25.000 de 73,8 km (teniendo un largo máximo de 13 km y un ancho máximo de 10 km, incluyendo los dos alvéolos de su porción norte).

Su forma en planta sugiere un proceso de maduración incipiente lo que podría indicar un corto período de funcionamiento como laguna. Hipótesis que se refuerza por lo amplio de la zona de contacto con el mar y lo estrecho de su barra de cierre (ver figura 1).

3 Expropiaciones para el Parque de Reserva Forestal, Decreto Ley del 16 de setiembre de 1942. Plano de los terrenos que constituyen la Primera Zona, situados en «Balizas», 8ª Sección Judicial del departamento de Rocha, realizada por el agrimensor Arturo López Blanquet, en noviembre de 1943 (Archivo de la Dirección de Topografía, Ministerio de Transporte y Obras Públicas, Rocha).

La apertura de la barra, consecuente con la dirección de la deriva en la playa, se produce hacia el extremo oeste, aunque presenta una estrecha prolongación hacia el este que sugiere una deriva dominante opuesta durante su cierre inicial. En la cartografía del año 1789,⁴ sólo era observable esta primera apertura, hoy conocida como «Barra Vieja», indicando que la nueva apertura sería un proceso posterior.

La regresión posterior al Óptimo Climático dejó abandonadas varias crestas de playa, las que represaron diversas vías de drenaje menores, generando por tanto varios espejos de agua en su entorno; pequeños y aislados del cuerpo principal, y desarrollados sobre una planicie de marea presumiblemente holocénica, que en su sector noreste también está labrada sobre rocas duras.

Laguna Garzón

La laguna Garzón se forma por la confluencia de los arroyos de la Cruz, Garzón y Anastasio, presentando una superficie de 1.416 ha y un perímetro medido a escala 1:25.000 de 32,9 km (su largo máximo es de 6,8 km y su ancho máximo es de 2,8 km). El lóbulo ubicado al este, tiene una superficie de 396 ha y un perímetro medido a escala 1:25.000 de 14,9 km, mientras que la laguna anexa ubicada al suroeste tiene una superficie de 142 ha y un perímetro de 5,3 km.

Se encuentra cerrada por una barra que se extiende de este a oeste conforme a la dirección de la deriva (Panario y Gutiérrez, 2006), la cual se abre anualmente en forma natural o artificial. Su punto de apertura natural coincide con un canal subacuático, posiblemente vinculado a la antigua salida de los arroyos, previo al cierre de la misma. Su forma en planta expresa la presencia de corrientes circulares que forman numerosas espigas prolongadas, las que en condiciones de aguas bajas aíslan diversos alvéolos, exhibiendo una morfología más madura que la de la laguna de Rocha. Su lado oeste se presenta escarpado y consecuentemente se ubica allí la zona más profunda. Esta diferencia de profundidad sub-paralela a los vientos del cuadrante sur, podría explicarse por la existencia de la corriente circular, tal como lo propone Groen (1969). Ubicadas al este de la laguna, se observan pequeñas lagunas de borde que fueron cerradas por crestas de playas, y que se encuentran desarrolladas sobre una planicie de marea holocénica.

Laguna de José Ignacio

La laguna de José Ignacio se forma del cierre de una bahía en la confluencia de los arroyos José Ignacio y de Sosa. Presenta una superficie de 1762 ha, y un perímetro medido a escala 1:25.000 de 26,3 km (su largo máximo es de 7 km y su ancho

4 *Carta esférica del Río de la Plata desde su desembocadura hasta [sic] Buenos-Ayres. Levantada de Orden del Rey en 1789 y rectificada en 1794, por varios oficiales de su Real Armada.* Presentada a S. M. por mano del Exmo. Sr. Juan de Langaran en el año 1798. ID: Ko886, National Maritime Museum, Londres. Disponible on-line en <<http://www.nmm.ac.uk/collections/explore/chartzoom.crm/imageID/Ko886/x/6063/y/36/zoomlevel/2/#content>> (consultado el 6/10/2009).

máximo es de 3,4 km, sin incluir para estas medidas el lóbulo existente). Su eje mayor es perpendicular a la costa oceánica. Su barra de cierre es estrecha y consolidada con vegetación hacia su extremo oeste.

La curvatura de la playa en ese punto sugiere un importante intercambio de sedimentos arenosos entre la laguna y el mar. Su apertura se produce próxima a su extremo este y con mayor frecuencia que las anteriores, debido quizás a que la berma de la playa es más baja (playa intermedia a disipativa) y por tanto más vulnerable a eventos de tormenta que una barra alta, ubicada en una playa reflectiva de arena gruesa y con pendiente pronunciada.

La desembocadura del arroyo José Ignacio genera un delta en el alvéolo ubicado al nordeste, el cual se encuentra casi totalmente colmatado sugiriendo un mayor transporte de sedimentos, atribuible a una mayor pendiente en relación con otros afluentes de las lagunas. Su forma y tamaño indica una menor presencia de corrientes circulares con capacidad de transporte. En las proximidades de su extremo suroeste se expresa un banco sedimentario semi-aflorante que condiciona la circulación interna de la laguna, acelerando la corriente en el tramo final y con ello el intercambio de sedimentos y la distribución de la salinidad.

Laguna del Sauce

La laguna del Sauce está formada por el cierre de una profunda bahía holocénica situada en la desembocadura de los arroyos Pan de Azúcar y del Sauce. Su eje mayor está orientado de norte a sur. Se trata de una laguna muy alargada con su lado este rectilíneo en largos tramos, debido al control estructural de la falla que según Oyhançabal *et al.* (2009) originó la Sierra de la Ballena.

Su lado oeste presenta un brazo lateral estrecho formado por dos lagunas concatenadas (laguna del Potrero y laguna de los Cisnes), en el que desemboca el arroyo Pan de Azúcar. Al norte presenta dos brazos más pequeños donde desembocan el arroyo del Sauce y la Cañada Mallorquina. Se conectaba con el mar a través de un largo emisario, el arroyo del Potrero, que bordea un campo dunar de dunas transversales de dirección oeste-este que muere contra la sierra, generando el cierre definitivo de la laguna.

Su estructura alargada y normal a la costa debe haber condicionado su expresión de inmadurez al restringir la circulación anular. En la actualidad esta laguna ha sido convertida en reservorio mediante la construcción de un dique de cierre para elevar su espejo de agua.

Otras lagunas

Además de las lagunas reseñadas, entre el arroyo Pando y el arroyo Chuy existen una serie de lagunas menores (al menos 18), la mayoría de las cuales fueron generadas por el cierre de pequeñas vías de drenaje por dunas transgresivas. Las excepciones a este proceso son la laguna del Diario con cierre de barra y también convertida en

reservorio y las pequeñas lagunas existentes en el departamento de Soriano sobre el bajo Río Uruguay. La formación de otras lagunas se vinculan a migraciones de la barra del arroyo Valizas, visible en cartografía de 1750 (figuras 2 y 3), como la laguna de Briosio ubicada por detrás del balneario Aguas Dulces en el departamento de Rocha.

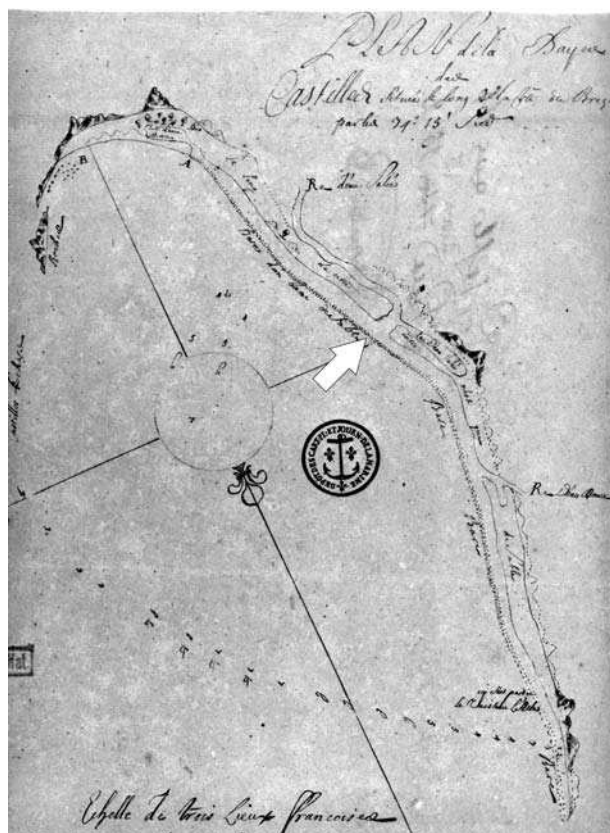


Figura 3. La flecha blanca indica para la mitad del siglo XVIII la ubicación de la desembocadura del arroyo Valizas, cercano al actual balneario de Aguas Dulces. Fuente: Carta de circa 1750. *Plan de la Bayeux de Castillos, situé le long de la côte du Brésil, en par allèle 34° 15' SW.*

Lagunas pertenecientes al graven de la laguna Merín

El graven de la laguna Merín formó una extensa laguna probablemente durante el período Sangamoniano, cerrada presumiblemente por barras *offshore*, cuya expresión morfológica actual es la denominada Cuchilla de La Angostura (Willvock *et al.*, 1986), que en territorio uruguayo se extienden hasta La Paloma, cerrando las lagunas Merín, Negra y parcialmente la de Castillos, aunque en esta última su cierre definitivo es holocénico.

Los límites hacia el continente pueden observarse como crestas de playa próximas a la ciudad de Lascano. Su retroceso, en territorio uruguayo, dejó dos grandes lagunas cerradas al ingreso de agua salobre, las lagunas Merín y Negra, y una extensa planicie de marea surcada por innumerables canales, un sinnúmero de pequeñas lagunas como la de Campo Alto, y charcas de las cuales nacen pequeñas cárcavas que atacan la planicie que Sombroek (1970) denominó «planicie atacada». La mayor de ellas, la laguna Merín, se conectaba con la laguna de los Patos a través del emisario denominado Canal de San Gonzalo (represado en el año 1977), lo que le permitió hasta la construcción de una esclusa, recibir fauna marina y esporádicamente agua, con mayores contenidos de sal que la que recibe actualmente al tener impedido el ingreso de aguas de la laguna de los Patos.

La laguna Merín es una típica laguna de planicie de marea, orientada paralela a la costa oceánica, se encuentra cerrada por barras arenosas sucesivas, siendo la más antigua la mencionada «Lomas de Narváez». Presenta numerosos estrangulamientos incipientes como resultado de una circulación típica de oleaje (deriva), con estructuras en espigas que apuntan al Noreste y diversas barras que aíslan parcialmente cuerpos de agua de medianas dimensiones, principalmente en la costa Brasileña.

Su superficie es de 402.057 ha y tiene un perímetro medido a escala 1:25.000 de 616 km (teniendo un largo máximo es de 183 km y un ancho máximo de 48 km), presenta numerosas crestas de playa que aíslan lagunas menores («lagunas Guachas») y recibe importantes tributarios como son los ríos Yaguarón, Cebollatí y Tacuarí, así como algunos tributarios menores. Las desembocaduras de los tributarios suelen presentar estructuras de prodelta, que en algunos casos ingresan profundamente en la laguna.

Laguna Negra

La laguna Negra tiene una superficie de 17.339 ha y tiene un perímetro medido a escala 1:25.000 de 52,4 km (teniendo un largo máximo es de 17,3 km y un ancho máximo de 13,8 km). Su origen es similar al de la laguna Merín, pero su aislamiento del océano posterior al Óptimo Climático fue más temprano y permanente, al punto que por su escasa profundidad puede ser definida como un lago somero.

Su antigüedad le ha permitido desarrollar una importante madurez en su forma, presentando importantes acumulaciones, que sugieren el arrastre de vegetación flotante hacia su extremo noreste, habiéndose podido describir en perforaciones realizadas hasta 4 metros de espesor de turba, mientras hacia el suroeste los espesores no han sido medidos aún. Su profundidad —previa a las obras de drenaje que se realizaron en la década de 1970— sugiere una baja tasa de sedimentación, atribuible al filtrado de materiales clásticos por el estero en el que corre su único afluente importante, el arroyo de los Indios. En su extremo noreste presenta una serie de lagunas (Blanca, Verde y del Bicho) hoy fuertemente alteradas por obras de drenaje.

Charcas

Bajo esta denominación se incluyen una gran cantidad de espejos de agua de diversos orígenes y distribución extensa en el territorio, los cuales suelen quedar estacionalmente secos. Por su importancia biológica merecerían una consideración especial y detallada, al mantener una herpetofauna variada, así como según Loureiro (2004) especies de peces como las cinolebias de particular relevancia científica.

Se destacan por su importancia: a) las charcas ubicadas sobre las zonas altas planas de lomas de Narváez y la planicie de marea asociada; b) las charcas generadas por compresión de sedimentos modernos o por claudicación de la porosidad del suelo, comunes en interfluvios aplanados de la formación Libertad; c) las charcas generadas por deflación eólica de la parte superior de los loess de esa formación; d) las charcas interdunares en zonas de grandes médanos como Cabo Polonio; e) las charcas de disolución de carbonatos en interfluvios aplanados sobre materiales calcáreos de la formación Fray Bentos; f) *oxbow lakes* de ríos de planicie generados por abandono de meandros o de canales de desborde por fuera de los montes ribereños; y g) las charcas de origen biológico, como las existentes en el litoral del río Uruguay, generadas a partir del abandono y colapso de hormigueros de la hormiga *Atta vollenweiderii* que se ubican sobre suelos sódicos, los que persisten por la recirculación de sedimentos que ellas realizan.

Puede considerarse que en general las charcas presumiblemente son mantenidas por el retiro de sedimentos que producen los mamíferos cuando se introducen en ellas para beber, de lo contrario no se podría explicar su supervivencia por períodos tan prolongados como los que seguramente pueden atribuirse a aquellas desarrolladas sobre paisajes de sierras aplanadas, como la existente en Sierra de Ríos. Estas charcas son cuerpos de agua semipermanentes que tienen un importante rol en los ciclos de anfibios, aves y mamíferos.

Bibliografía

- Andréfouët, S.; Pagès, J. y Tartinville, B. (2001), «Water renewal time for classification of atoll lagoons in the Tuamotu Archipelago (French Polynesia)», en *Coral Reefs*, 20:399-408.
- Augustinus, P. G. E. F. (1978), *The changing shoreline of Surinam (South America)*, tesis doctoral, Utrecht, Universidad de Utrecht, 232 pp.
- (1989), «Cheniers and cheniers plains: A general introduction», en *Marine Geology*, 90 (4): 219-229.
- Barnes, R. S. K. (1980), *Coastal lagoons*, Cambridge, Cambridge University Press, 106 pp.
- Basset, A.; Sabetta, L.; Fonnesu, A.; Mouillot, D.; Do Chi, T.; Viaroli, P.; Giordani, G.; Reizopoulou, S.; Abbiati, M. y Carrada, G. C. (2006), «Typology in Mediterranean transitional waters: new challenges and perspectives», en *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 16(5): 441-455 DOI: 10.1002/aqc.767

- Bracco, R.; García-Rodríguez, F.; del Puerto, L.; Inda, H. y Castiñeira, C. (2008), «Holocene relative sea-level variation inferred from records in the basin of Castillos», en *Structure and function of world shallow lakes. Book of Abstracts*, Punta del Este, p. 75.
- Calow P. (ed.) (1999), *The encyclopedia of ecology and environmental management*, segunda edición, Blackwell Science Ltd.
- Day, J. W. y Yáñez-Arancibia, A. (1982), «Coastal lagoons and estuaries, ecosystem approach», en *Ciencia Interamericana*, 8 (1-2): 11-26.
- Groen P. (1969), «Physical hidrology of coastal lagoons», en Ayala-Castañares, A. y Phleger, F. B. (eds.), *Lagunas Costera, Un Simposio*, Memorias del Simposio Internacional de Lagunas Costeras, 28-30 de noviembre de 1967, México DF, UNAM-Unesco, pp. 275-280.
- Lankford R. (1977), «Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification», en Wiley, M. L. (ed.), *Estuarine processes*: 2: 182-215, Nueva York, Academic Press Inc.
- Loureiro, M. (2004), *Sistemática y biogeografía de los peces anuales de la subtribu Cynolebiatina (Cyprinodontiformes: Rivulidae: Cynolebiatinae)*, tesis de doctorado, Montevideo, Pedeciba, Universidad de la República, 119 pp.
- Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K. y Layer P. (2009), *The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-009-0453-1 (online).
- Panario D. y Gutiérrez O. (2006), «Dinámica y fuentes de sedimentos de las playas uruguayas», en Menafrá, R.; Rodríguez, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay, pp. 21-34.
- Pérez-Ruzafa, A.; Mompeán, M. C. y Marcos C. (2007), «Hydrographic, geomorphologic and fish assemblage relationships in coastal lagoons», en *Hydrobiologia*, 577: 107-125.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. y Rossi P. (1985), *Carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000*, Montevideo, Dirección Nacional de Minería y Geología, 92 pp.
- Rodríguez-Gallego L. (1999), *Descripción geomorfológica del Arroyo Valizas*, monografía, Montevideo, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 15 pp.
- Silvester, R. y Hsu, J. R. C. (1993), *Coastal stabilization. Innovative concepts*, Nueva Jersey, Prentice Hall.
- Smith, N. P. (1989), «Computer simulation of wind-driven circulation in a coastal lagoon», en Neilson, B. J.; Kuo, A. y Brubaker, J. (eds.), *Estuarine circulation*, 113-132. Nueva Jersey, Humana Press.
- (1990), «Longitudinal transport in a coastal lagoon», en *Estuarine, Coastal and Shelf Science*: 31 (6): 835-849.
- Sombroek, W. G. (coord.) (1970), *Estudios de los suelos en la Cuenca de la Laguna Merín. Apéndice A - Descripciones, datos físicos y químicos de perfiles seleccionados*, Parte uruguaya, Proyecto Regional Laguna Merín (Informe Mimeo).
- Texeira L. (1999), «Dinámica de las barras costeras de la Laguna Garzón y Rocha», en Probides (ed.), *Seminario: Costa Atlántica. Estado actual del conocimiento y estrategia de investigación de la costa y sus barras lagunares (Rocha, marzo de 1997)*, Serie Documentos de Trabajo N.º 21, Rocha, Probides, pp. 55-58.
- Urien, C. M. (2009), «Conferencia: El margen occidental del atlántico Sur, evolución tectónica, cuencas sedimentarias y actual fisiografía regional», en Fucks, E. E.; Deschamps, C.; Silva, C. G. y Schnack, E. J. (eds.), *IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur.*, La Plata, 21-23 de setiembre.
- Villwock, J. A.; Tomazelli, L. J.; Loss, E. L.; Dehnhardt, E. A.; Horn Filho, N. O.; Bachi, F. A. y Dehnhardt B. A. (1986), «Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province», en Rabassa, J. (ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 79-97, Balkema, Rotterdam.

Roberto Bracco Boksar · Felipe García-Rodríguez
Hugo Inda · Laura del Puerto · Carola Castiñeira
Daniel Panario

Niveles relativos del mar
durante el Pleistoceno final-Holoceno
en la costa de Uruguay

Resumen

La preocupación creciente por los perjuicios que el calentamiento global pueda producir ha motivado que el ascenso del nivel del mar pasara a estar dentro de nuestras preocupaciones cotidianas, tomándose conciencia que el nivel del mar puede variar y ha variado a lo largo de los tiempos geológicos. En el campo de las ciencias, clima y nivel marino se habían vinculado a partir del reconocimiento, a principios del siglo XX, de los períodos glaciales que caracterizan el Pleistoceno. Estas líneas de investigación demostraron que en los últimos 2.5 Ma, los océanos han ascendido y descendido en el orden de decenas de metros —no de centímetros— durante los períodos interglaciales y glaciales, respectivamente. Pero también en muchas zonas litorales ascensos o descensos locales o regionales del continente, principalmente por tectónica o isostasía, acompañaron las variaciones glacioeustáticas, lo que ha llevado a que se acuñara el concepto de «niveles relativos del mar». El mayor descenso glacioeustático para el Pleistoceno se observa durante el Máximo de la Última Glaciación, hace ~26 ka, cuando se produce la mayor retención de agua en los mantos de hielo continental. El nivel de los océanos se ubicó ~ -120 m. A partir de este momento, acompañando el mejoramiento climático que llevará al Holoceno, el océano ascendió rápidamente para situarse en el nivel actual, en el ~8 ka. Regionalmente este ascenso significó que nuestra plataforma continental quedara bajo agua, se formara el estuario Río de la Plata y se ubicara la línea de costa en una posición muy cercana a la que hoy conocemos. Hacia el 6 ka AP el ascenso glacioeustático cesa, al alcanzarse el «Máximo del Transgresivo del Holoceno». Las posteriores variaciones del nivel del mar que se observan mundialmente son atribuidas a procesos de redistribución de las masas de agua. Es a partir de ese momento que en nuestras latitudes se forman las evidencias más visibles en nuestros registros de las variaciones en la línea de costas ocurridas durante el Pleistoceno final-Holoceno. Son depósitos y sus geoformas que no han quedado sumergidos y que testifican un progresivo descenso desde el nivel más alto alcanzado durante el Holoceno Medio, a ~+ 4 m, hasta el nivel actual. Estas evidencias tienen su mayor expresión en las lagunas costeras cuyo origen se encuentra en el Máximo del Transgresivo del Holoceno. Presentamos los datos de las variaciones relativas del nivel del mar obtenidos en la laguna de Castillos y el comportamiento de los niveles del mar inferidos a partir de ellos. Por último, se compara este comportamiento con los propuestos para las costas próximas de Brasil y Argentina. Cierra una reflexión sobre evolución humana y cambios del nivel del mar.

Los niveles relativos del mar

Todos los factores que han incidido en la modelación del espacio ocupado por el ser humano a lo largo de la Prehistoria han merecido la atención de la Arqueología. La respuesta glacio-eustática post glacial no es una excepción. Particularmente una de sus consecuencias, la disminución de la superficie habitable y el consiguiente aumento de la densidad de población, ha sido esgrimida como una de las causas que desencadenó uno de los procesos que más ha incidido en la evolución de nuestra especie: el desarrollo del cultivo (ver Binford, 1968). En nuestras latitudes, las variaciones relativas del nivel mar comenzaron a tener interés en el contexto de la arqueología de la Cuenca de la laguna Merín. A fines de la década de los sesenta los investigadores brasileños apelaron a los trabajos de Fairbridge (1974, 1976) para formular un modelo geocronológico que permitiera datar en forma relativa los sitios con estructuras monticulares (cerritos de indios o *aterros*) que se ubican particularmente en las márgenes de la laguna de los Patos (ver entre otros Schmitz, 1973, 1976; Schmitz *et al.*, 1968, 1991; Schmitz y Basile, 1970; cf. Bracco, 1990). En la década de los ochenta, observando la coincidencia entre la distribución de los humedales y de los sitios arqueológico con estructuras monticulares, se recurre a la oferta económica de dichos ambientes para explicar lo que comenzó a apreciarse como una de las modificaciones humanas más importantes que se dieron durante período prehispánico, en las llanuras de las latitudes medias sudamericanas (López y Bracco, 1992, 1994). En dicho contexto, la historia de los humedales comienza a tener una singular relevancia. En consecuencia se inician líneas de investigación que se centran en seguir el comportamiento temporal de los parámetros principales que han permitido su desarrollo: la pluviosidad y el nivel de base regional (Bracco, 2006; Bracco *et al.*, 2000, 2005, 2008; del Puerto, 2009; Inda *et al.*, 2006, entre otros). Para el Pleistoceno tardío-Holoceno el nivel de base regional de la Cuenca de la laguna Merín está controlado por los cambios relativos del nivel del mar (Inda, 2009).

Oscilaciones del nivel de los océanos

Al referir generalmente la altura de los puntos terrestres al nivel medio de las mareas subrepticamente aceptamos que el nivel del mar, más allá de las mareas, no varía, sino que se ha mantenido y mantendrá relativamente estable. Sin embargo, la realidad es otra. El nivel del mar ha cambiado y seguirá cambiando a lo largo de la historia geológica por múltiples factores. El mundo científico prestó atención a las variaciones del nivel de los océanos a partir de que se admitieron las glaciaciones pleistocénicas, a inicios del siglo XX. Comenzó a advertirse que el agua que había quedado retenida en los continentes en forma de hielo fue restada de las cuencas oceánicas. A su vez también

se prestó atención a la respuesta causada por la presencia-ausencia de grandes masas de hielo sobre amplios sectores de la tierra. Manifestándose la alternancia en descensos y ascensos o ascensos y descensos de la superficie continental, dependiendo de estar directamente en la zona de carga de las capas de hielo o en las áreas periféricas (isotasia y abombamientos).

Los primeros registros instrumentales del nivel del mar, que se hacen más densos en los inicios del siglo XX, estuvieron relacionados con la operativa portuaria (figura 1). A partir de la década de los cuarenta, el análisis de esos datos permitió aseverar que el nivel del mar ascendió $1,1 \text{ mm/año}$ entre mediados del siglo XIX y mediados del siglo XX (Gutemberg, 1941 en González, 1992). También de dicho análisis se infirió que el ritmo se aceleró a $1,2 \text{ mm/año}$, en la segunda mitad de ese lapso (figura 2). Esas investigaciones pioneras constataron que el ascenso no fue constante, dándose años sin elevación o años que mostraban oscilaciones negativas (1907, 1920, 1945) (Fairbridge, 1961, 1972).

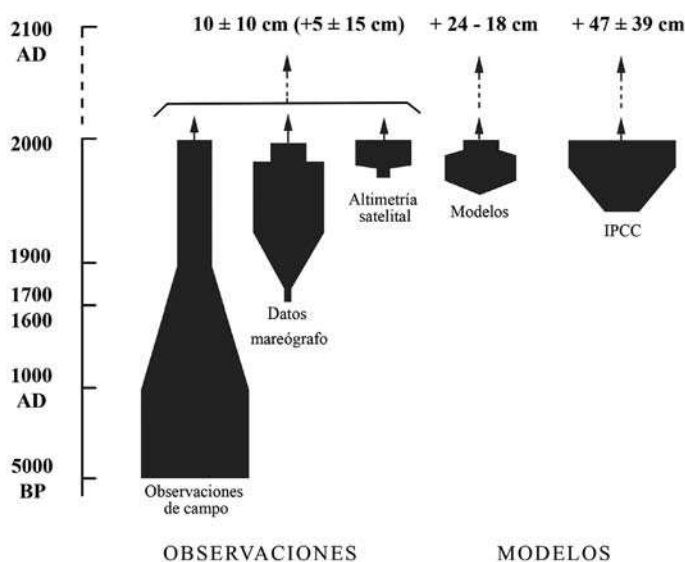


Figura 1. Técnicas y registros que permiten observar las oscilaciones del nivel del mar junto a su predicción hasta el fin del presente siglo (Modificado a partir de Mörner, 2003).

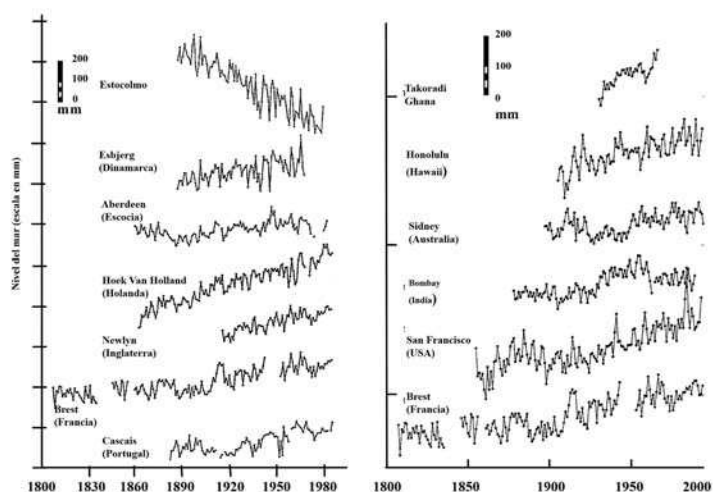


Figura 2. Izquierda: serie de medias anuales del nivel del mar de registros de mareógrafo del Atlántico norte (modificado de Barker, 1993). Derecha: serie de medias anuales del nivel del mar a partir de registros de mareógrafo, para diferentes regiones del mundo (modificado a partir de IPCC, 1992).

Actualmente se admite un ascenso de 1,5-2,0 mm/año para el siglo XX, como consecuencia del derretimiento de los hielos y del calentamiento de los océanos (Miller, 2009) con períodos extremos, como el que se da desde 1993 influenciado fuertemente por un evento mayor ENSO, con un ritmo de ascenso de ~2,8 mm/año. Pero no sólo estamos frente a un ascenso constante. Los registros instrumentales de marea para el período 1870-2004 muestran una aceleración en el ascenso global del mar de $0,013 \pm 0,006$ mm/año (Church y White, 2006 en Gornitz, 2009).

El concepto de ascenso y descenso relativo del nivel del mar

A medida que las investigaciones pioneras avanzaron, se tomó conciencia de que los retrocesos y avances de las líneas de costa pueden deberse a fenómenos globales, regionales o locales, evidenciando la escala de incidencia de los factores que determinan el nivel de los océanos en un punto dado. Observando dichas condiciones singulares, Mörner (1976) acuñó el concepto de «ascenso y descenso relativo del nivel del mar». Este nuevo concepto remplazó, en realidades singulares, el concepto de «nivel del mar», que se define como la distancia relativa de la superficie marina al centro de la tierra, la cual coincide ajustadamente con el geoide y corresponde a la superficie definida por los puntos de igual potencial gravitacional. También Mörner presenta la primer sistematización de los factores que determinan un punto de la costa, el «nivel relativo del mar» (figura 3). Éstos los agrupó en dos grandes categorías: continentales y marinos.

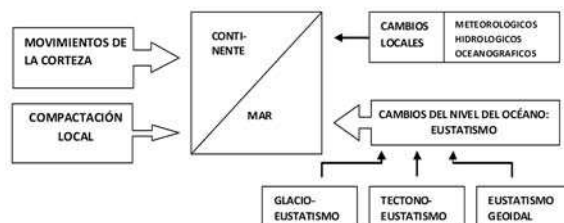


Figura 3. Factores que inciden en el nivel relativo del mar (modificado de Mörner, 1976).

Factores continentales

Los factores continentales generalmente tienen expresión cuanto máximo a escala regional y son causados principalmente por movimientos corticales. Determinan que el avance o retroceso de la línea de costa se produzca por ascensos o descensos del litoral continental. Su génesis puede ser sísmica-tectónica, respuesta isostática, volcánica o por compactación de sedimentos. Tienen mayor presencia en las regiones donde la tectónica es más activa y/o en las que se desarrollaron grandes mantos de hielo y zonas próximas (isostasia y «abombamiento periférico») y/o donde se formaron grandes depósitos sedimentarios (subsistencia - compactación). Los márgenes pasivos también pueden experimentar ascensos por rebote o «alivio» de un tectonismo distal.

Factores marinos

Los factores de origen marino han sido generalizados bajo el nombre de eustasia. Dentro de ellos podemos distinguir tres grupos de acuerdo a la escala en la cual se manifiestan:

Factores locales

Aunque estos factores en general son responsables de fenómenos locales y de corta duración no deben de ignorarse, ya que pueden generar o incidir en la interpretación de los registros históricos de los niveles relativos del mar que se utilizan para reconstruir su evolución a largo plazo. Los factores locales están vinculados a causas meteorológicas, hidrológicas u oceanográficas. El primer caso involucra principalmente mareas barométricas. Llegan a producir variaciones de 100 mm durante eventos severos. Son fenómenos que duran horas, en algunos casos días y se dan primariamente en altas y bajas latitudes. Al asociarse a marejadas de tormenta pueden tener efectos catastróficos en litorales bajos, como ocurrió en Holanda en 1953 o en el sur de Estados Unidos con el huracán Katrina en el año 2005, donde el nivel del mar superó los 8 m en algunos puntos de la costa.

Los fenómenos locales hidrológicos ocurren particularmente en estuarios, por lo que tienen gran interés para nuestra región. Se producen al coincidir grandes flujos de agua continental aportada por los ríos y mareas especialmente altas, como mareas de sicigias (ver infra). Su duración es en general de horas y su magnitud llega a metros.

Los factores oceanográficos que mayor incidencia tienen en los niveles del mar son las mareas y los vinculados a las corrientes controladas por la fuerza de Coriolis. Las mareas se producen por la acción gravitacional de los cuerpos del sistema solar. La interacción gravitatoria entre la tierra, el sol y la luna es la responsable de las mareas diarias, con un período en el orden de las 12 horas. En nuestras costas, con un régimen de micromareas, no superan en promedio los 40 cm. Pero cada 14 días se producen dos manifestaciones de amplitud mayor: las mareas de sicigia y de cuadratura. Las primeras son causadas por entrar en fase la atracción gravitacional del sol y la luna, dando amplitudes de mareas máximas. Las segundas se producen cuando luna y sol se oponen, dando amplitud de mareas mínima.

Asimismo, las mareas se amplifican cuando la tierra se acerca al sol, durante su perihelio. También son mayores por la conjunción de los planetas exteriores: alineación. Esto se da particularmente por la acción gravitacional de los de mayor masa, Júpiter y Saturno, situación que ocurre cada 112 años. Por último, mareas de excepcional y de mínima amplitud se dan durante el perigeo (momento de mayor acercamiento lunar) y durante el apogeo (momento de mayor alejamiento lunar) con un ciclo de 556 años. Las corrientes marinas, controladas por el efecto de Coriolis, son la causa de elevaciones relativas del nivel del mar en aquellos sectores de costa donde inciden.

Factores regionales

Las variaciones gravitacionales en un punto llevan a que la columna de agua oceánica tienda a compensar el desequilibrio isostático, dándose ascensos o descensos relativos para anomalías negativas o positivas. Estas anomalías gravitacionales, causadas por adelgazamientos o ensanchamientos de la interfase núcleo-manto, derivan hacia el oeste como consecuencia de la velocidad diferencial de rotación entre manto y núcleo. Dicha diferencia de velocidad es producida por el carácter elástico de la interfase y la respuesta diferencial del núcleo y el manto para conservar el momento cuando hay desplazamientos de masa con respecto al eje de rotación. Por ejemplo durante las glaciaciones, cuando grandes cantidades de agua se desplazan de los océanos a la superficie de los continentes. También a la inversa, durante los interglaciales y en menor medida durante los interestadiales. Estas anomalías dan deformaciones del geoide, que en el mar se traducen en elevaciones del nivel en el orden de las decenas de metros.

Factores globales

Dentro de los factores globales se encuentran los cambios en el volumen de las cuencas oceánicas y los cambios en el volumen de agua en los océanos. Los primeros, principalmente controlados por la deriva de placas, se producen en períodos de largo plazo. Los segundos, que refieren a los ascensos y descensos de niveles marinos

ocasionados por cambios en los volúmenes de agua que permanecen sobre los continentes y expansión/contracción térmica del agua que reside en las cuencas marina, se dan en períodos más cortos. Responden principalmente a eventos de calentamiento o enfriamiento climático global, que afectan al ciclo hidrológico y también a la temperatura de las masas oceánicas. Los de mayor incidencia han sido los glacioesustáticos, responsables de las variaciones en los volúmenes de agua oceánica como consecuencia de cambios en la masa de hielo terrestre. Estos causaron las mayores variaciones del nivel del mar durante el período geológico que transcurre y son vistos como una de las mayores amenazas del calentamiento global. Sin embargo cerca del 60% de la elevación del nivel del mar que se ha observado en el último siglo tiene origen en un aumento del volumen por aumento de temperatura del agua oceánica y no por ablación (figura 4).

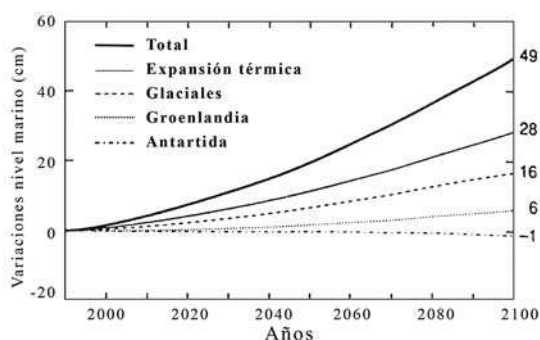


Figura 4. Contribuciones al ascenso del nivel marino hasta el 2100 (base IPCC, 1992).

En los últimos 2,5 Ma, como resultado de la sucesión de los períodos glaciales e interglaciales que caracterizaron el Pleistoceno, la «edad del hielo», los niveles del mar han ascendido y descendido en respuesta al crecimiento y disminución de los mantos de hielo, principalmente del hemisferio norte. Actualmente el mayor volumen de hielo continental se encuentra en el Manto Oriental Antártico. La disminución o derretimiento de las porciones de hielo que están abajo del nivel marino no contribuyen al ascenso del nivel marino, ya que están desplazando agua de mar. Este es el caso de la mayor proporción del Manto Occidental Antártico. Si se fundiera el Manto Antártico, produciría un ascenso de los océanos de aproximadamente 66 m. La licuación de los hielos de Groenlandia y de los glaciales europeos equivale a un ascenso de 7 metros y menos de un metro respectivamente (Pekar, 2009). Si se derritiera el total del hielo almacenado actualmente sobre los continentes, resultaría en una elevación glacioeustática cercana a los 73 m. En contraste, hace unos 20.000 años los niveles marinos estaban ~ 120 m por debajo del nivel actual. Grandes mantos de hielo, casquetes y glaciares dominaban los paisajes de las altas latitudes del hemisferio norte (figura 5).

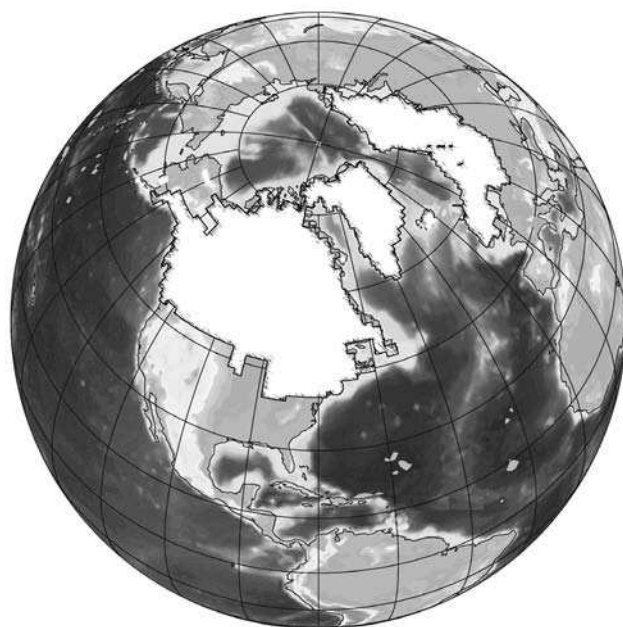


Figura 5. Extensión de los mantos de hielo en el hemisferio norte durante el Máximo del Último Glacial (tomado de Peltier y Fairbanks, 2007). Un sistema glaciar europeo estaba centrado sobre Escandinavia y se extendía hacia el sur y hacia el este a través del norte de Alemania y el oeste de Rusia, y hacia el suroeste sobre las islas Británicas. El segundo gran sistema glaciar del hemisferio norte cubría la mayor parte de Siberia. En Norteamérica, un sistema glaciar cubrió Canadá y se extendió hasta Estados Unidos. En el este de Estados Unidos, la glaciación se expandió hasta Pensilvania al sur, y desde el océano Atlántico hacia el oeste hasta el río Missouri. Otra sábana de hielo fluía de las faldas de las montañas Rocosas y otras cordilleras experimentaron la glaciación, llegando incluso hasta Nuevo México y Arizona. Las regiones ártica y antártica estaban también cubiertas de hielo, al igual que la mayoría de las montañas más altas de todo el mundo.

La respuesta glacio eustática posglacial

Hacia el fin del último interglaciar, hace aproximadamente 120 ka, el nivel del mar se encontraba unos pocos metros sobre el nivel actual (figura 6). Muy poco después, ~ 110 ka, al instalarse condiciones climáticas más frías, desciende aproximadamente 50 m. A partir del 100 ka se suceden una serie de oscilaciones entre -20 y -80 m, correspondiendo a la sucesión de estadales e interestadales del último período glacial, con una tendencia de descenso a largo plazo.

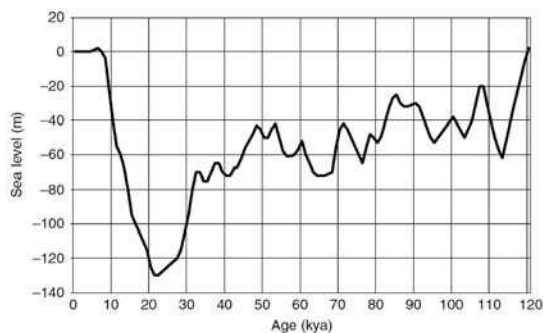


Figura 6. Oscilaciones glacioeustáticas para los últimos 120 ka según Lamberck *et al.* (2003) y Lamberck y Champell (2001).

Al final del OIS₃¹, hacia el 30 ka, se aprecia un fuerte descenso. Al inicio del OIS₂ continua la tendencia para alcanzar su mínimo durante el Máximo del Último Glacial. El nivel alcanzado en ese momento fue punto de controversia durante el último siglo. Diferentes investigadores discreparon en un rango cercano a los 100 metros (-160 / -70 m) (Bloom, 1983). El nudo gordiano se encuentra en el cálculo del volumen de agua que fue retenido como mantos de hielo y en determinar la respuesta isostática-hidro-isostática de continentes y cuencas oceánicas. Este se ha tratado de resolver en forma directa, determinando el volumen del manto de hielo continental. Pero también se ha recurrido a indicadores indirectos como la relación del fraccionamiento en los isótopos de oxígeno, a investigaciones geológicas submarinas y modelación teórica de la respuesta isostática del planeta (entre otros Bard *et al.*, 1989; Broecker y Van Donk, 1970; Chappell y Shackleton, 1986; Peltier, 2004; Peltier y Fairbanks, 2006).

Investigaciones realizadas en las últimas tres décadas, en los registros coralinos de Barbados, parecen haber disminuido la amplitud de la controversia (ver entre otros Fairbanks, 1989; Peltier y Fairbanks, 2006). Sus resultados han permitido reconstruir el comportamiento del nivel del mar a partir de un conjunto de indicadores (corales, restos de plantas, foraminíferos y moluscos), datados por ¹⁴C y ²³⁰Th/²³⁴U y procedentes de localidades con influencia isostática mínima. Se han mostrado consistentes con las predicciones teóricas (figura 7). El ascenso se habría iniciado a partir de -120 metros, hacia el 26 ka AP. Si este momento coincide con el Máximo del Último Glacial, este se habría producido entre 6 a 8 ka antes de lo que se aseveraba. Aunque los datos

¹ OIS (*oxygen isotope stages*) determinados a partir de registros de microfósiles de los fondos marinos indican períodos alternativos de frío y calor. Entre las diferentes etapas del ciclo hidrológico la relación del ¹⁶O / ¹⁸O varía, por procesos de fraccionamiento que se dan durante los cambios de estado. Al cambiar la relación entre el volumen de agua que permanece en los continentes como hielo y el volumen de agua oceánica también la relación isotópica varía entre ambas masas. Así tenemos diferencias entre períodos glaciales e interglaciales. Esta relación queda registrada en los caparazones de microfósiles que luego de su muerte, se acumulan en los fondos oceánicos. A ser en estos ambientes la sedimentación continua durante millones de años, ellos guardan un registro climático continuo de millones de años.

muestran un ascenso continuo hasta el Holoceno Medio, éste no se presenta como constante, indicándose cuatro períodos de elevación más acelerada (MWP= meltwater pulse): 19000 a AP (50-20 mm/año²), 16400-13500 a AP (65-37 mm/año), 11500-11000 a AP (40-25 mm/año) y 7900-7600 a AP (40 mm/años).

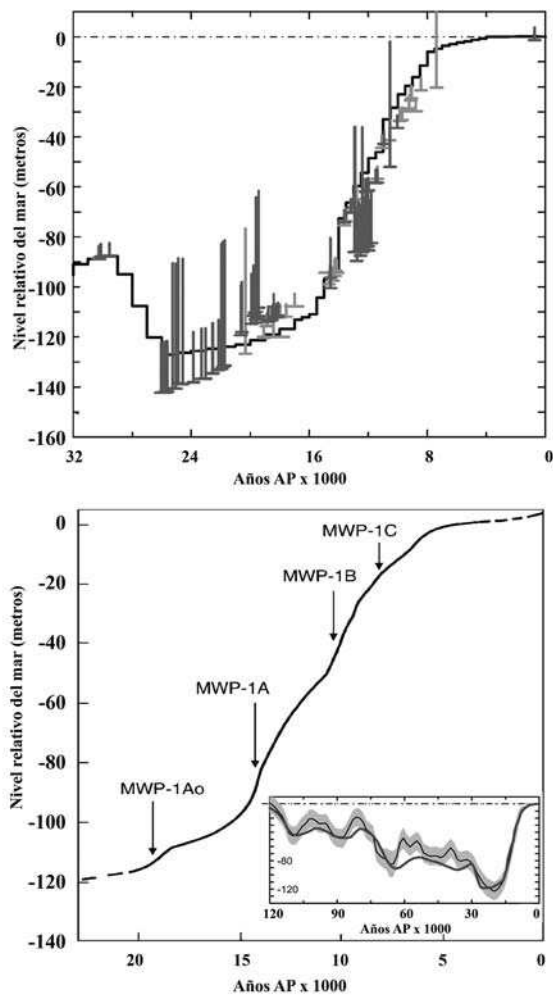


Figura 7. Arriba: Datos procedentes de los arrecifes coralinos de Barbados superpuestos a la curva modelada ICE-5G (VN2). La barra vertical indica el rango de profundidad en el cual se encuentran actualmente las especies datadas, corregida por elevación tectónica. La barra horizontal grafica las incertidumbres de las dataciones Th/U (Tomado de Peltier y Fairbanhs 2007). Abajo: Curva general de los niveles marinos eustáticos indicando los pulsos de aceleración de ascenso (meltwater pulse) (tomado de Gornitz 2009). Enmarcado abajo: Historia de los niveles del mar producido a partir de datos isotópicos (O16/O18) procedentes de testigos marinos profundos (la banda corresponde a los errores asociados a la medida) comparada con la curva predica por ICE-5E (VN2) (Peltier, 2004) (Tomado de Peltier y Fairbanks, 2007).

2 Máximos y mínimos reportados. Tomado de Gornitz, tabla S1 A.

En el Holoceno Medio (6.0 ka ^{14}C AP) cesa el proceso transgresivo generado por el derretimiento de los hielos (Máximo del Transgresivo del Holoceno) y comienza la fase de «nivel alto del mar», en la cual nos encontramos. Los niveles marinos se hallan dominados por la redistribución irregular de las masas de agua sobre el globo (Mörner, 2003) (figura 8).

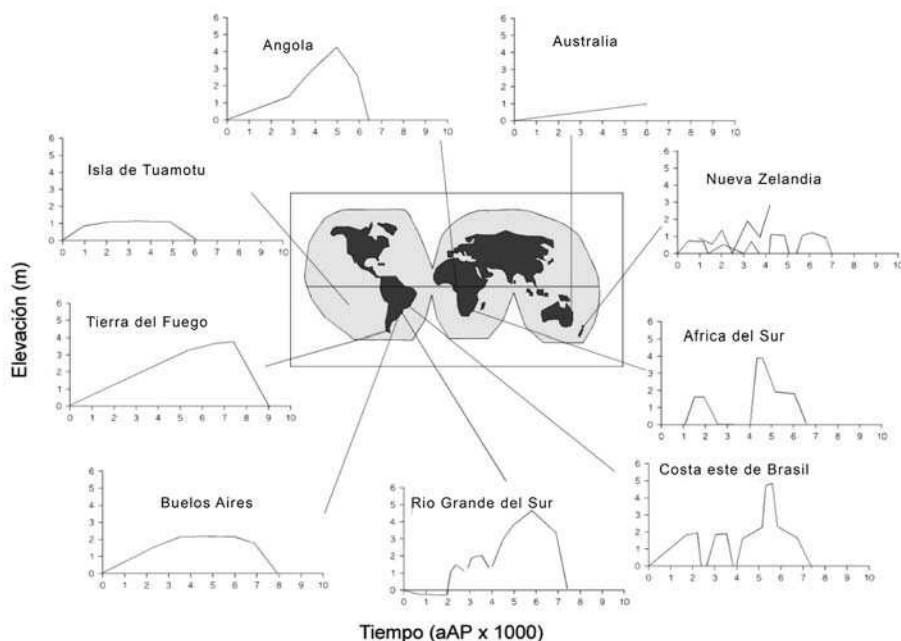


Figura 8. Modelos de las oscilaciones del nivel del mar para el hemisferio sur durante el Holoceno. Fuentes Islas (1989), Martín y Suguio (1992), Ramsay (1995) y Angulo y Lessa (1997) (tomado de García Rodríguez, 2002).

Consecuencias y evidencias de la respuesta eustática posglacial en nuestra región

Durante los hem Ciclos regresivos y transgresivos (descenso y ascenso del nivel del océano) se produce la depositación de sedimentos con formación de geoformas, los que constituyen un registro de su historia, no siempre visible o reconocido.

A escala regional, los testimonios de los niveles marinos más ostensibles y estudiados corresponden al Holoceno Medio y reciente, formados durante el Máximo del Transgresivo y el posterior regresivo (vr. gr. Aguirre y Whatley, 1995; Angulo y Lessa, 1997; Bracco y Ures, 1998; Bracco *et al.*, 2008b; Cavallotto *et al.*, 2004; García Rodríguez y Witkowski, 2003; Isla, 1989, entre otros). Pero los mayores cambios ambientales ocasionados por las variaciones eustáticas se produjeron durante el período

inmediato anterior. En nuestras latitudes, donde dominan costas relativamente estables en cuanto a tectónica o respuesta isostática, estos tienen poca visibilidad. Los espacios afectados están cubiertos por el agua. La dinámica de estos cambios dependió del ritmo de ascenso y de las características del borde continental. En el actual territorio de Uruguay la respuesta glacioestática postglacial tuvo su mayor impacto en la plataforma continental, particularmente en la planicie por la cual discurría, durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano, el paleo curso del Río de La Plata, formado por la confluencia del río Paraná y Uruguay (MTOP, 1979: 158-167). Esto dio origen al rasgo geográfico que identifica la región.

Nacimiento del estuario del Río de la Plata

El Río de la Plata se ubica en la costa este de Sudamérica, entre los $34^{\circ}00' - 36^{\circ}10'S$ y $55^{\circ}00' - 58^{\circ}10'W$, con una superficie de $38,800 \text{ km}^2$. Su sección transversal aumenta hacia el sureste hasta su límite con el océano Atlántico, alcanzando 320 km . Su largo es de 200 km . Recibe las aguas de la segunda mayor cuenca del continente, formada por la confluencia del Río Paraná y Uruguay, con caudales de $23,000$ y $20,000 \text{ m}^3/\text{s}$ respectivamente. Su profundidad máxima es de 26 metros, en un canal ubicado frente a Punta del Este. Su profundidad media es menor a los 10 metros (López Laborde y Nagy, 1999). Aunque no se pueden desconocer procesos de erosión-sedimentación y subsidencia, su topografía evidencia la topografía de la planicie sobre la cual se originó, como también el valle del río formado por la confluencia del Río Uruguay y Paraná. Éste corría paralelo a la costa actual de Uruguay, para desembocar en un delta sobre el borde de la plataforma (Cavallotto *et al.*, 2002, 2005; MTOP, 1979; Ayup-Zouain, 2006) (figura 9). Como consecuencia del ascenso post glacial la planicie y el paleo curso son paulatinamente cubiertos por las aguas atlánticas.

Siguiendo los datos de Peltier y Fairbanks (2006) (figura 7) el ascenso comenzó hacia el $\sim 25 \text{ ka}$, acelerándose marcadamente hacia el 19 ka . Para la plataforma de Río Grande do Sul, Corrêa (1995) plantea que el ascenso glacial-postglacial del nivel marino comienza un poco después, circa 17.5 ka , a partir de $-120/-130 \text{ Msnm}$. El valor medio del ritmo fue de $8,5 \text{ mm/año}$, con al menos tres pulsos donde se aceleró (figura 7). El último pulso propuesto, con un máximo de 40 mm/año , se habría producido entre el 8 y el 7 ka (Gormitz, 2009: 890). En forma acorde, para el Río de la Plata Guida y González (1984) indican un aumento en la tasa de ascenso de 17 mm/año para el período $8.5-7.0 \text{ ka } ^{14}\text{C}$, a partir de la edad de una turba recuperada a cota $-18/-20 \text{ Msnm}$ y datada en $8620 \pm 120 \text{ a } ^{14}\text{C AP}$ por Vogel y Lerman (1969). Es de destacar que este dato se ajusta perfectamente al comportamiento indicado en la figura 7. Para el período $8.6-6.0 \text{ ka } ^{14}\text{C}$ Cavallotto *et al.* (2005: 363) proponen una tasa de ascenso menor ($9,4 \text{ mm/año}$), manejando el mismo dato.

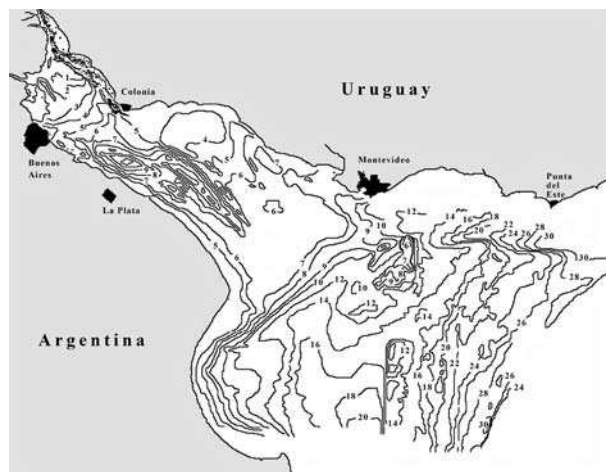


Figura 9. Batimetría del Río de la Plata (López Laborde y Nagy 1999).

Si se conjugan los perfiles del Río de la Plata con los ritmos de ascenso propuestos, se advierte que la formación del estuario fue casi instantánea, en escala de tiempos geológicos. Admitiendo un ritmo de ascenso de 8,5 mm/año, se habría formado en 1900 años (8-6 ka AP); tiempo necesario para que el nivel del mar ascendiera desde -16 m hasta 0 m. Pero si tomamos el ritmo de ascenso propuesto por Guida y González (1984) el lapso de formación se reduce a la mitad (850 años). Asimismo, si aceptamos el pulso propuesto para el período 7-8 ka, el proceso debe de haber exhibido al menos lapsos de mayor aceleración. Posteriormente, en los siguientes 250-300 años³ el Río de la Plata hubo de aumentar su superficie entre un 40 y 60%, al alcanzar localmente el nivel relativo del mar ~5 Msnm (ver entre otros Aguirre y Whatley, 1995; Angulo y Lesa, 1997; Bracco y Ures, 1998; Bracco *et al.*, 2008b; Cavallotto *et al.*, 2004; Isla, 1989; García Rodríguez y Witkowski, 2003).

Este proceso no sólo estuvo controlado por el ritmo de ascenso sino también por las características de los distintos sectores del ambiente. Lo primero afectado fue la desembocadura del paleocauce. Posteriormente, a medida que el delta del Paraná-Uruguay se iba ahogando, comienza a ser inundada la planicie por la cual discurría. Como la pendiente de esta planicie va disminuyendo desde las zonas más a menos profundas, la velocidad de avance horizontal se fue gradualmente incrementando.

3 En este razonamiento no se ha considerado la erosión causada por el transgresivo (Cavallotto *et al.*, 2005) ni la sedimentación del estuario. Dos testigo de fondo tomado en la ensenada y puerto del Buceo de Montevideo, en sectores de más alta sedimentación del Río de la Plata (López Laborde y Nagy, 1999), indican una tasa de sedimentación de ~1 mm/año y 0,5 mm/año (García Rodríguez com. pers.). Aunque extrapolamos estos valores de sedimentación todo el lecho no se alteran significativamente los cálculos.

El registro de la laguna de Castillos

El origen y la historia geomorfológica de las lagunas costeras están determinados por factores geológicos, climáticos, hidrológicos, ecológicos y por los cambios relativos del nivel marino. Esto las convierte, por lo tanto, en los ambientes con mayor memoria de dichos parámetros, a escala regional (Barnes, 1980; Bird, 1994; Martin y Domínguez, 1994). Dentro del sistema de lagunas litorales de Uruguay, la laguna de Castillos, en función de su registro, ha centrado la investigación sobre los cambios holocénicos del nivel del mar.

Ubicación y marco geológico

La laguna de Castillos ($34^{\circ}18'S$; $54^{\circ},56'W$) tiene una superficie de 90 km^2 ; su cuenca es de 300 km^2 y los tributarios principales son el arroyo Castillos, Don Carlos y Chafalote. Mantiene un nexo a distancia con el océano a través del arroyo Valizas. Se encuentra en el extremo sur de la cuenca de la laguna Merín, correspondiendo al vértice austral de la cuenca de Pelotas (Sprechmann, 1980). Es la consecuencia del desarrollo de una pequeña fosa tectónica dentro del zócalo cristalino ($540\text{--}520\text{ MA}$), con bordes muy irregulares y afloramientos aislados del basamento (Bracco *et al.*, 1996). Sobre el zócalo cristalino, en las zonas menos altas afloran depósitos sedimentarios cuaternarios. Los más antiguos son coluviones arcillo arenosos que determinan una topografía ondulada. Preciozzi *et al.* (1985) los asignan a la formación Libertad, de edad Plioceno-Pleistoceno. Paralela al litoral, separando la laguna del océano por el sureste y este, aflora la formación Lomas de Narváez, de edad pleistocénica y posible génesis transgresiva (Bossi y Navarro, 1991). Entre cota $10\text{--}5\text{ Msnm}$, expresándose en una superficie relativamente plana, se identificó la formación Dolores, constituida por limos friables y de edad Pleistoceno tardío. En los espacios aledaños a la costa actual de la laguna, por debajo de cota 5 metros se reconocen «depósitos modernos» y en el sector sur la formación Villa Soriano, de edad holocénica (Preciozzi *et al.*, 1985) (figura 10).

El registro de los niveles de la laguna durante Holoceno Medio y Tardío

Por debajo de la cota de 10 metros , en el litoral de la laguna se observan principalmente cuatro tipos de geoformas vinculadas genéticamente a las oscilaciones holocénicas del nivel del mar. Siguiendo su secuencia geomorfológica estos son: 1) terraza de erosión (ET); 2) cordones de playa aislados (IR); 3) sistema de barras Arazá (SS); y 4) sistemas de cordones de playa (BRS I, II y III). Las investigaciones de campo hicieron que este registro se complementara con una serie de depósitos de fondo (LD) (figura 11).

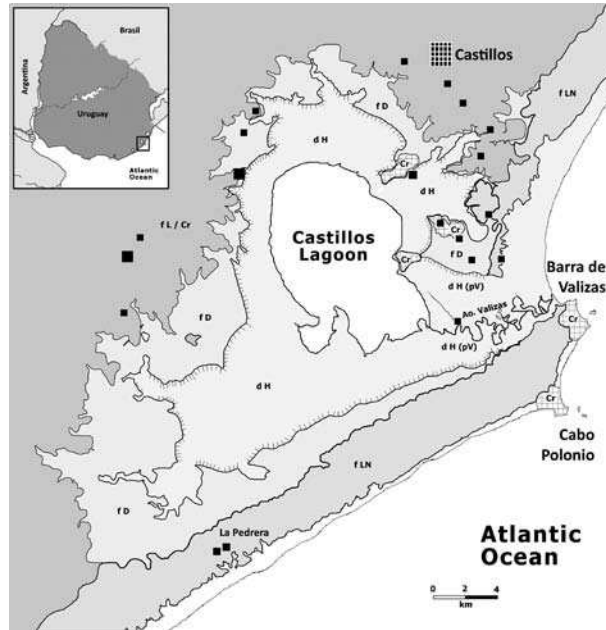


Figura 10. Geología de la cuenca inmediata de la laguna de Castillos.
Formaciones: Cr cristalino, fL Libertad, fD Dolores, dM depósitos modernos.
Base Preciozzi *et al.* (1985).
También se indican los sitios arqueológicos con estructuras monticulares.

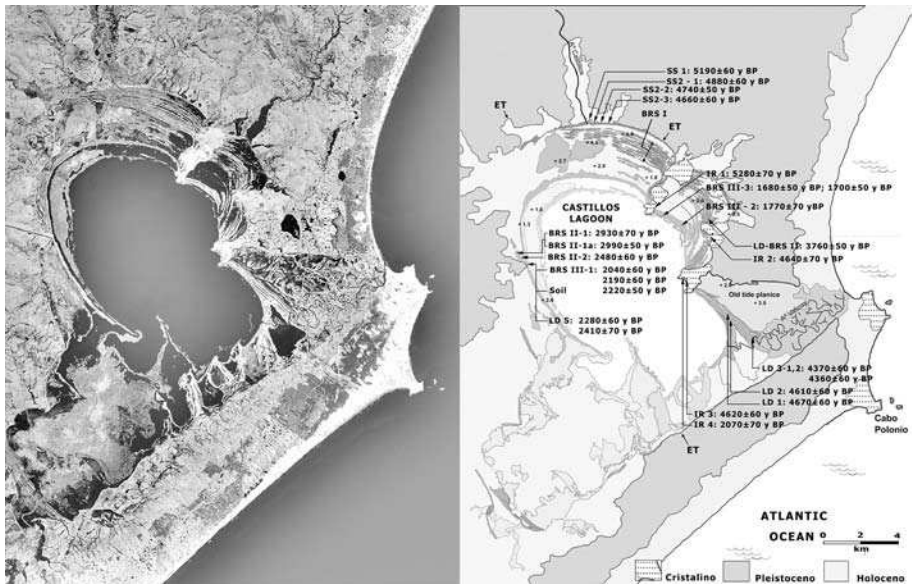


Figura 11. Imagen satelital (LANDSAT, 2000) y geoformas de la laguna de Castillos junto a sus dataciones.

Estos rasgos fueron datados, directa o indirectamente, a partir de depósitos discretos de valvas que se presentaron en su interior. Las valvas datadas no provienen de contextos primarios. Sus edades deben ser consideradas como la *edad máxima* del rasgo. La ausencia en casi todos los casos, menos tres (tabla 1, muestras 5, 8 y 9) de indicios de retransporte (completitud y ausencia de abrasión) y la consistencia de las cronologías permite asumir que éstas integran contextos para autóctonos, por lo cual sus edades serían muy próximos a las edades reales. La excepción la constituyen las valvas de *Tagelus plebeius* procedentes del cordón expuesto en el cauce del arroyo Valizas, que se encontraban en posición de vida (*vide infra*).

Tabla 1. Edades 14C. Geoformas y depósitos datados de la cuenca de la laguna de Castillos, junto a su cota y tipo de muestra. En la figura 11 se puede observar su procedencia.

#	Procedencia	Denominación	Cota metros	Fracción	URU	Edad años 14C AP
1	Barra de Arazá	SS 1	4.0	Ostrea	0393	5190±60
2	Barra de Arazá	SS2-1	4.0	<i>Amiantos purpuratus</i>	0411	4880±60
3	Barra de Arazá	SS2-2	4.0	<i>Amiantos purpuratus</i>	0413	4740±50
4	Barra de Arazá	SS2-3	4.0	<i>Amiantos purpuratus</i>	0410	4660±60
5	Cordón Guardia del Monte	IR1	4.5	Fragmentos de shells	0055*	5280±70
6	Cordón Serveto	IR2	4.5	<i>Amiantos purpuratus</i>	0396	4640±70
7	Cordón 1 Cerro del Negro	IR3	4.5	<i>Amiantos purpuratus</i>	0398	4620±60
8	Depósito litoral Valizas	LD1	0.1	Fragmentos de shells	0414	4670±60
9	Depósito litoral Valizas	LD2	0.6	Fragmentos de shells	0409	4610±60
10	Depósito litoral Valizas	LD3-1	0.4	<i>Tagelus plebeius</i>	0131*	4370±60
11	Depósito litoral Valizas	PD3-2	0.4	<i>Tagelus plebeius</i>	0058*	4360±60
12	Depósito litoral	LD – BRS II	2.5	<i>Helobia australis</i>	0404	3760±50
13	Cordón 1 Silva	BRS II-1	3.0	<i>Erodona mactroides</i>	0059*	2930±70
14	Cordón 1 Silva	BRS II-1	3.0	<i>Erodona mactroides</i>	0416	2990±50
15	«C. Marcado» sitio arqueol.	CMAS	3.0	Carbón	0136*	3080±70
16	Cordón 2 Silva	BRS II-2	2.8	<i>Erodona mactroide</i>	0057*	2480±60
17	Depósito litoral bajo Cordón 3 Silva	LD – BRS III	1.4	<i>Erodona mactroides</i>	0399	2280±60
18	Depósito litoral bajo Cordón 3 Silva	LD – BRS III	1.4	<i>Erodona mactroides</i>	0066*	2410±70
19	Cordón 3 Silva 3: 0.35-0.40	BRS III -1	2.5	<i>Erodona mactroides</i>	0401	2040±60
	Suelo enterrado	s-srs iii	1.6	Organic matter	0134	1460±70
20	Cordón 3 Silva: 0.60-0.66	BRS III -1	2.5	<i>Erodona mactroides</i>	0400	2190±60
21	Cordón 3 Silva: 0.55-0.60	BRS III -1	2.5	<i>Erodona mactroides</i>	0060*	2220±50
22	Cordón 2 Cerro del Negro	IR 4	2.5	<i>Erodona mactroides</i>	0398	2070±70
23	Cordón Guardia del Monte	BRS III -3	2.5	<i>Erodona mactroides</i>	0417	1680±50
24	Cordón Guardia del Monte	BRS III -3	2.5	<i>Erodona mactroide</i>	0408	1700±50
25	Cordón Guardia del Monte	BRS III -2	2.5	<i>Erodona mactroides</i>	0412	1770±50

Las altimetrías de los rasgos geomorfológicos estudiados no coinciden con el nivel normal de la laguna, al momento de su formación. Algunos se formaron a mayor altura y otros por debajo, como por ejemplo los cordones de playa y depósitos de fondo, respectivamente. Aguirre y Whatley (1995) han señalado que el origen de los cordones de playa no pueden ser explicados por un solo modelo, señalando que siempre estarían vinculados a eventos de tormenta en condiciones de marea alta de primavera. Hesp *et al.* (2005) en la misma línea, los definen como depósitos íntegramente constituidos por olas. La mayoría de las veces formadas durante condiciones de alta energía y niveles de agua elevados. Si los cordones son formas construidas en condiciones de tormenta durante períodos de mareas excepcionales, entonces para el momento de su formación, el nivel normal de la laguna es más bajo que la altura del cordón. Asimismo, al ir progresando la laguna a lo largo de su historia hacia condiciones más someras (menor profundidad y menor superficie) podemos suponer que la altura de ola fue disminuyendo. Como consecuencia, la diferencia de altitud entre los cordones y su nivel normal fue paulatinamente reduciéndose.

La terraza de erosión ET, casi en toda su extensión tallada en depósitos del Pleistoceno, señala el borde máximo al que llegó el cuerpo de agua en el Holoceno. La altura mínima de su cúspide, 6 Msnm, es la altura más próxima al nivel máximo que alcanzó la laguna. Aunque esta geoforma no pudo ser datada directamente, la edad máxima del sistema de barras (SS) (5190 ± 60 a ^{14}C AP) que se desarrolló en la costa septentrional (figura 12), apoyando en su inicio en ET, indica su edad mínima. Asimismo, cronología y altimetría de SS indican que para el período $5190 \pm 60 - 4660 \pm 60$ a ^{14}C AP la laguna estaba ~ 4 m.⁴ También a partir de las dataciones podemos observar que dichas barras se formaron siguiendo una deriva oeste-este (figuras 11 y 12, tabla 1).

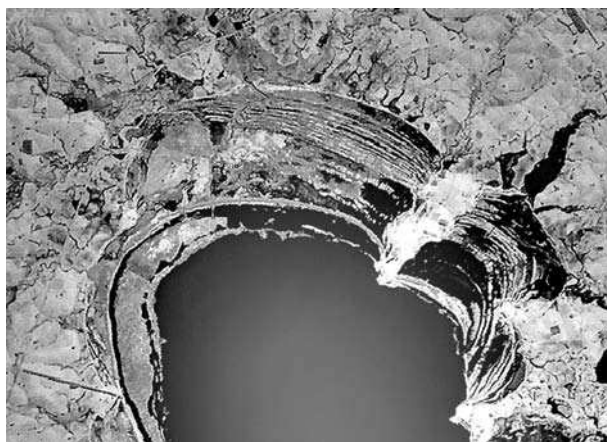


Figura 12. Imagen satelital del sector norte de la costa de la laguna de Castillos. Obsérvese el complejo de barras (SS) y la serie de cordones (BRS I).

4 Aunque puede terminar aflorando sobre la superficie, la formación de un sistema de barras es por debajo del nivel del agua.

La ubicación, en las inmediaciones de puntas rocosas (puntos duros), junto a la presencia de material grueso (grava y rodados) señalan que los cordones aislados (IR) que se encuentran en las posiciones más altas (~ 4.5 Msnm) se formaron en condiciones excepcionales de alta energía. En forma consistente con lo inferido a partir de la SS y ET, sus cronologías y altimetrías manifiestan que la laguna para el período 5280 ± 70 - 4640 ± 70 a ^{14}C AP estaba en su máximo nivel, por debajo de los 4,5 Msnm.

Tres sistemas de cordones (BRS) se encuentran entre ET-SS y la rivera actual de la laguna. Su distribución, en niveles sucesivamente más bajos, evidencia tres períodos de formación separados por un aumento del ritmo de descenso y/o pulsos de ascenso. El primer sistema (BRS I) se ubica a cota + 4 msnm. La corta y regular distancia que separa los cordones individuales que lo conforman evidenciaría condiciones regresivas sostenidas y regulares. Aunque BRS I no se pudo datar, la edad mínima de la geoforma inmediata que se encuentra en cota más alta y la edad máximas de la geoforma inmediata que se encuentra en cotas más baja (SS y BRSII respectivamente) sitúa su formación dentro del período 4660 ± 60 / 2990 ± 50 a ^{14}C AP. Por otra parte LD_I, testimonio de un brusco descenso, precisa posiblemente el final de este lapso hacia el ~ 4300 a ^{14}C AP (ver infra). El segundo sistema (BRS II) se desarrolla entre 3,0-2,8 Msnm y sus dataciones cubren el período 2990 ± 50 - 2280 ± 90 a ^{14}C AP. El tercero (BRSIII) se encuentra a 2,5-2,0 Msnm y sus dataciones cubre el período 2220 ± 50 - 1680 ± 50 a ^{14}C AP.

Las altimetrías y dataciones de los depósitos de fondo (LD), compuestos principalmente de arenas verdosas finas con claros indicios de hidromorfismo, indican el nivel sobre el cual estaba la laguna para los distintos momentos en los que se formaron. Asimismo, las cronologías de LD 2 y 3 señalan la edad máxima de la planicie de marea que cerró la laguna y el comienzo del funcionamiento de su emisario actual, el arroyo Valizas. Por otra parte las valvas de *Tagelus plebeius* procedentes del cordón LD_I, expuesto en el cauce del arroyo Valizas, que se hallaron articuladas y en posición de vida, aportarían un dato más preciso del nivel medio de la laguna para su período de vida. Estos bivalvos actualmente en Mar Chiquita, Argentina, viven entre - 0,3 y + 0,9 m con respecto al nivel medio mínimo de las mareas (MLW), encontrándose su mayor densidad inmediatamente por debajo del MLW (Iribarne *et al.*, 1998). Al hallarse las valvas de *Tagelus plebeius* de LD_I a cota + 0,4 m y teniendo un régimen local de mareas de 0,4 m (López Laborde y Nagy, 1999), señalarían un nivel del mar $\sim -0,2$ m, para el período indicado por su edad (4360 ± 60 - 4370 ± 60 y BP) (figura 13).

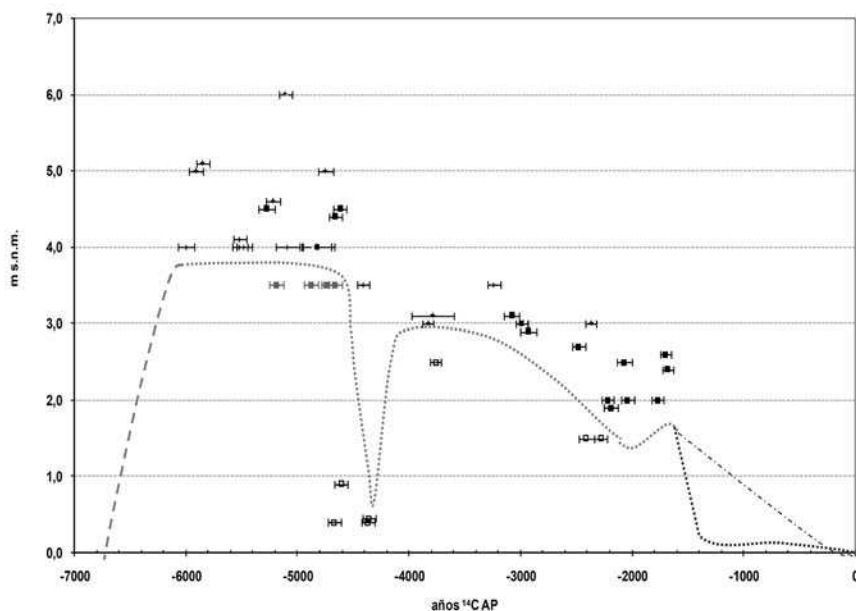


Figura 13. Curva de los niveles marinos relativos modelada a partir de los datos procedentes de laguna de Castillos (7.0-0 ka). También se han integrado datos procedentes de L. Merín, litoral Oceánico, costas del Río de la Plata y bajo Río Uruguay. Se discriminan los datos que proceden de geoformas que se formaron por debajo y por encima del nivel normal de la laguna, gris y negro respectivamente.

Historia de la laguna de Castillos

La laguna de Castillos se formó por la inmersión de la cubeta de una laguna pleistocénica (posiblemente 120.000 a AP, ver figura 6). Cuando el mar ascendió a su nivel máximo hacia el 6 ka ^{14}C AP la cubeta quedó sumergida transformándose en una *leaky lagoon* (*sensu* Kjerfve 1994) alargada, con su eje mayor subparalelo a la costa. Se conecta con el océano a través de un ancho y corto canal de entrada. La máxima superficie alcanzada en ese momento está señalada por la terraza de erosión tallada sobre sedimentos pleistocénicos (figura 14).

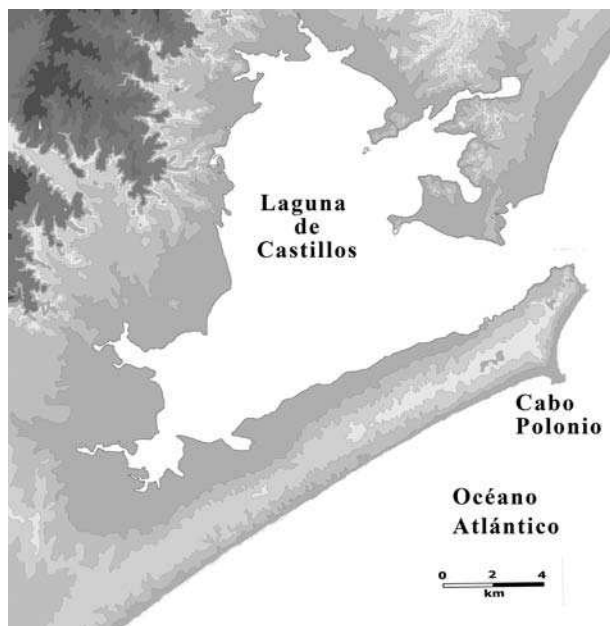


Figura 14. Reconstrucción de la laguna de Castillos durante el máximo del transgresivo del Holoceno.

A medida que el nivel del mar descende, los sedimentos depositados a lo largo de su costa comienzan a regularizar su forma. La primera etapa de este proceso está marcada por la segmentación ocasionada por la formación de pequeñas lagunas secundarias como consecuencia de la formación de barras en las desembocaduras de los cursos que desaguan en la laguna. Al continuar el descenso estas pequeñas lagunas secundarias se colmataron dando lugar a bañados. El proceso está claramente expresado en su costa septentrional, en el Bañado de Arazá (figura 12). La posterior formación de los siguientes sistemas de cordones de playa pudo haber sido favorecida por las condiciones climáticas más secas que se iniciaron hacia el 4500 a ^{14}C AP (*e.g.* Bracco *et al.*, 2005; del Puerto, 2009; del Puerto *et al.*, 2006); recibiendo la laguna en esas condiciones posiblemente mayor aporte de material arenoso proveniente del sistema de dunas Valizas-Cabo Polonio (Panario y Piñeiro, 1996).

El vínculo con el océano se fue paulatinamente modificando. Hacia fines del Holoceno Medio, después del 4600 a ^{14}C AP, el canal que conecta la laguna funciona primero como una llanura de marea, para luego quedar expuesta, al haber descendido el nivel marino por debajo de 3 Msnm, ~3000 a ^{14}C AP.⁵ A partir de ese momento el arroyo Valizas comienza a tallar su cauce (figura 10).

⁵ Esta planicie se desarrolla entre cota 2,5-3,0 Msnm

El registro de la laguna de castillos y los niveles relativos del Atlántico en latitudes medias sudamericanas (7-0 ka)

Los datos de la laguna de Castillos, observando su histórica conexión dinámica con el océano, permiten una aproximación a los cambios del nivel del mar para las costas de Uruguay desde el Holoceno Medio a la actualidad. En la figura 13 se presenta una curva modelada a partir de estos, habiéndose agregado datos procedentes de la costa de la laguna Merín y del litoral atlántico, del Río de la Plata y bajo Uruguay (Bracco y Ures, 1998: tabla 1). La curva se trazó observando el comportamiento general de los datos y las consideraciones que se expusieron supra sobre la relación entre la altura de los rasgos datados y la altura de la laguna durante el momento de su formación. El comportamiento del nivel relativo del mar observado en el litoral uruguayo manifiesta coincidencias y discrepancias con el comportamiento propuesto por Aguirre y Whatley (1995) e Isla (1989) para las costas de la provincia de Buenos Aires, por Cavallotto *et al.* (2004) para el Río de la Plata y por Marín y Suguio (1989, 1992) y Angulo y Lesa (1997) para el sur de Brasil. Sin embargo, es de resaltar que todos los modelos presentan una tendencia similar. Para las costas de Uruguay el nivel del mar durante el Holoceno Medio no habría alcanzado los +5 Msnm. Dicho máximo se habría mantenido cerca de un milenio, para luego descender abruptamente. Esta situación es muy similar a la propuesta para el Río de la Plata y costas de Brasil. No obstante la instalación temprana del máximo de transgresivo, hacia el 6000 a ¹⁴C BP y un mantenimiento sostenido es un comportamiento más similar al inferido por Aguirre y Whatley (1995), Isla (1989) para las costas de Buenos Aires, por Cavallotto *et al.* (2004) para el Río de la Plata. El descenso abrupto próximo al 4300 a ¹⁴C AP es consistente con lo planteado por Martín y Suguio (1992) y Angulo y Lesa (1997) y discutido por Angulo *et al.* (2006). Por otra parte en el registro de Uruguay no se han observado evidencias de un segunda sumersión hacia el 2800 a ¹⁴C AP (cf. Bracco y Ures, 1998). Por el contrario sí se advertiría un pulso positivo hacia el 1700 a ¹⁴C AP, parcialmente coincidente con García Rodríguez y Witkowski (2003). No se dispone de datos que permitan sustentar un descenso paulatino o un descenso abrupto luego de este último evento, hasta alcanzarse el nivel actual (Bracco *et al.*, 2008b).

Epílogo desde la arqueología

La arqueología impone ver los procesos desde la perspectiva humana y a largo plazo. El ser humano se desarrolló como una singular especie desde los comienzos del Pleistoceno. Los cambios climáticos no sólo fueron un factor relevante de su proceso de especiación sino también fueron una realidad que definió su desenvolvimiento y expansión. A lo largo de su «historia larga» convivió con la sucesión de períodos glaciales e interglaciales. Durante los primeros millones de años alejado de los mantos de

hielo, pero igualmente sufriendo las consecuencias de la alternancia climática. En el transcurrir del Paleolítico medio, glaciales y mantos de hielo componen su paisaje. En los últimos 40.000 años no sólo los espacios periglaciares fueron habitualmente ocupados, sino también fue posible colonizar los últimos grandes rincones deshabitados del mundo. Australia y las Américas integran la ecúmene gracias a que grandes masas de agua permanecen como hielo sobre los continentes, produciendo la emergencia de vías terrestres —«puentes»— casi continuos con Eurasia.

Para nuestras latitudes la llegada del ser humano se habría producido hace unos 12000 años. Aquellos primeros colonizadores estuvieron sujetos a los cambios que caracterizan el pasaje del Pleistoceno-Holoceno. Conviven con la expresión local de las transformaciones de clima y con sus consecuencias. La biota se modificó, así como la configuración de los espacios habitables. El ascenso glacioeustático hizo que grandes superficies sobre el litoral atlántico fueran cubiertas por el mar. La inmersión cesó hacia el 6000 a AP. Un reciente estuario Río de la Plata exhibía su mayor extensión. Para ese entonces la línea de costas, perlada por una extensa serie de laguna, comienza a estabilizarse para luego transitar a una fase regresiva. Durante ésta, por más de cuatro milenios, principalmente en las amplias planicies asociadas a la mayor de estas lagunas —laguna Merín— sus habitantes empiezan a elevar los «cerritos de indios». Los ambientes ocupados tienen en su conformación una estrecha relación con los niveles marinos holocénicos. La circunscripción a esos ambientes de los «cerritos de indios» expresa la relación entre el medio y la manifestación cultural. Posteriormente los cambios ambientales fueron relativamente menores, no así los culturales.

En el último siglo hemos generado el conocimiento científico que está a la base del relato. En las últimas décadas hemos comenzado a preocuparnos por la incidencia que pueda tener en nuestra forma de vida los cambios climáticos, particularmente aquellos que se puedan producir como consecuencia de la «modernidad». Quizás el mayor problema es que en desarrollo histórico hemos transitado —los seres humanos— un camino cuyas últimas etapas nos llevan a ser vulnerables a la escala de centímetro.

Bibliografía

- Aguirre, M. L. y Whatley, R. C. (1995), «Late Quaternary Marginal Marine Deposits and Palaeoenvironments from Northeastern Buenos Aires Province, Argentina: A Review», en *Quaternary Science Reviews*, 14: 223-254.
- Angulo, R. J.; Lessa, G. C. y de Souza, M.C. (2006), «A critical review of mid-to late Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline», en *Quaternary Science Reviews* 25: 486-506
- Angulo R. J. y Lessa, G. C. (1997), «The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions», en *Mar. Geol.* 140: 161-166
- Ayup-Zouain, R. (2006), «Evolución paleogeográfica y dispersión de los sedimentos del Río de la Plata», en Menafrá, R.; Rodríguez-Gallego, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.) *Bases para la conservación y manejo de la costa uruguaya*, 1-8. Vida Silvestre, Uruguay.

- Bard, E.; Faibanks, R. G.; Arnold, M.; Maurice, P.; Duplat, J.; Moyes, J. y Duplessy, J. C. (1989), «Sea-level estimate during the last deglaciation based on O-18 and accelerator mass spectrometry C-14 ages measured in Globigerina bulloides», en *Quaternary Research*, 31: 1-11.
- Barnes, R. S. K. (1980), *Coastal Lagoons. The natural history of neglected habitat*, Cambridge University Press.
- Binford, L. (1968), «Post-Pleistocene adaptations», en Binford, Sally y Binford, Lewis (eds.), *New perspectives in archaeology*, 313-341. Aldine, Chicago.
- Bird E. C. F. (1994), «Physical setting and geomorphology of coastal lagoons», en Kjerfve, Björn (ed.), *Coastal Lagoon Processes*, Elsevier Oceanography Series, 60: 9-37.
- Bloom, A. L. (1983), «Sea level and costal morphology of the United States through the late Wisconsin glacial maximum», en Porter, S. C. (ed.), *The late Pleistocene*, 42-52. University of Minnesota Press.
- Bossi, J. y Navarro, R. (1991), *Geología del Uruguay*, Montevideo, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República.
- Bracco, R. (1990), «Dataciones 14C en sitios con elevación», en *Revista Antropología*, 1(1): 11-17.
- _____ (2006), «Montículos de la cuenca de la laguna Merín: tiempo, espacio y sociedad», en *Latin American Antiquity* 17 (4): 511-540.
- _____ del Puerto, L. y Inda, H. (2008a), «Prehistoria y Arqueología de la Cuenca de la Laguna Merín», en Loponte y Acosta (comp.), *Entre la tierra y el agua: arqueología de humedales de Sudamérica*, 1-59, Buenos Aires, Asociación Amigos del Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano.
- Bracco, R.; García, F.; del Puerto, L.; Inda, H. y Castiñeira, C. (2008b), «Holocene relative sea-level variation inferred from records in the basin of Castillos», en *Structure and function of world shallow lakes. Book of Abstracts*, p. 75, Punta del Este.
- Bracco, R.; del Puerto, L.; Inda, H. y Castiñeira, C. (2005), «Middle-late Holocene cultural and environmental dynamics in the east of Uruguay», en *Quaternary International*. 132: 37-45.
- Bracco, R.; Montaña, J. R.; Bossi, J.; Panarello, H. y Ures, C. (2000), «Evolución del Humedal y Ocupaciones Humanas en el Sector Sur de la Cuenca de la Laguna Merín», en Duran, A. y Bracco Boksar, R. (eds.), *Arqueología de las Tierras Bajas*, 99-116, Montevideo, Ministerio de Educación y Cultura.
- Bracco, R. , R. Navarro y M. C. Ures (1996). *Primeros resultados geocronológicos y paleogeográficos de la cuenca de la Laguna Merín (Rocha, Uruguay)*. Manuscrito, 12 pp.
- Bracco, R. y Ures, C. (1998), «Las Variaciones del Nivel del Mar y el Desarrollo de las Culturas Prehistóricas del Uruguay», en *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia* 8: 109-115.
- Broecker, W. S. y van Donk, J. (1970), «Insolation Changes, Ice Volumen, and the O¹⁸ Record in Deep-Sea Cores», en *Rev. Geophys.*, 8(1), 169-198.
- Cavallotto, J. L.; Violante, R. A. y Colombo, F. (2005), «Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del Río de la Plata», en *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(2): 353-367.
- Cavallotto, J. L.; Violante, R. A. y Nami, H. G. (2002), «Late Pleistocene-Holocene Paleogeography and Coastal Evolution in the Mouth of the Río de la Plata: Implicances for the Human Peopling in the South America», en *Current Research in the Pleistocene*, 19: 13-16.
- Cavallotto, J. L.; Violante, R. A. y Parker, G. (2004), «Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina)», en *Quaternary International* 114: 155-165.
- Corrêa, I. C. S. (1995), «Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plateforme continentale du Río Grande do Sul-Brésil», en *Mar. Geol.* 130:163-178.
- Chappell, J. y Shackleton, N. J. (1986), «Oxygen isotopes and sea level», en *Nature*, v. 324, pp. 137-140.

- del Puerto, L. (2009), *Reconstrucción Paleoclimática y Paleoambiental para el Pleistoceno Tardío/Holoceno en el Sudeste del Uruguay: aporte del análisis de silicofitolitos*, Tesis de Maestría, Montevideo, Pedeciba-Biología-Ecología.
- _____. García-Rodríguez, F.; Inda, H.; Bracco, R.; Castiñeira, C. y Adams, J. B. (2006), «Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay», en *Journal of Paleolimnology* 36: 151-163.
- Fairbanks, R. G. (1989), «A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation», en *Nature*, 342: 637-642.
- Fairbridge, R. W. (1961), «Eustatic changes in sea-level», en Ahrenms *et al.* (eds.), *Physics and chemistry of the earths*, 4, 99-187, Londres, Pergamon Press.
- _____. (1972), «Climatology of the glacial cycle», en *Quaternary Research*, pp. 283-302.
- _____. (1974), «Holocene», en *Encyclopaedia Britannica*, 998-1007.
- _____. (1976), «Shellfish eating preceramic indians in coastal Brazil», en *Science*, 191: 353-359.
- García Rodríguez, F. (2002), *Estudio Paleolimnológico de la Laguna de Rocha, Castillos y Blanca, sudeste del Uruguay*, Tesis de Doctorado en Biología, opción Ecología, Montevideo, Pedeciba, Facultad de Ciencias de Universidad de la República.
- _____. y Witkowski, A. (2003), «Inferring sea level variations from relative percentages of *Seudopodosira kosugii* in Rocha lagoon, SE Uruguay», en *Diatom Research*, 18: 49-59.
- González, M. (1992), *Dinámica exógena y evolución del magassistema ambiental sudamericano en latitudes medias durante el Cuaternario*, Texto de apoyo, Montevideo, Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación de la Universidad de la República.
- Gornitz, V. (2009), «Sea level change, Post-Glacial», en Gornitz, V. (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environment*. 887-892, Springer.
- Guida, N. G. y González, M. A. (1984), «Evidencias paleoestuarías en el sudeste de Entre Ríos, su evolución con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno Superior y Holoceno», 9º *Congreso Geológico Argentino* (S.C. de Bariloche, Río Negro), Actas 3: 577-594, Buenos Aires.
- Hesp, P. A.; Dillenburg, S. R.; Barboza, E. G.; Tomazelli, L. J.; Ayup-Zouain, R. N.; Esteves, L. S.; Gruber, N. L. S.; Toldo-Jr., E. E.; de A. Tabajara, L. L. C. y Clerot, L. C. P. (2005), «Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil», en *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 77(3): 493-508.
- Inda, H. (2009), *Paleolimnología de cuerpos de agua someros del sudeste del Uruguay: evolución holocénica e impacto humano*, Tesis de Maestría, Montevideo, Pedeciba-Biología, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 128 pp.
- _____. García-Rodríguez, F.; del Puerto, L.; Acevedo, V.; Metzeltin, D.; Castiñeira, C.; Bracco, R. y Adams, J. (2006), «Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon, southern Uruguay», en *Journal of Paleolimnology* 35: 699-713.
- Iribarne, O.; Valero, J.; Martinez, M. M.; Lucifora, L. y Bachmann, S. (1998), «Shorebird predation may explain the origin of Holocene beds stout razor clams in life position», en *Marine Ecology Progress Series*. Vol. 167: 301-306.
- IPCC (1992), *Climate Chance 2002*, Cambridge University Press.
- Isla, F. I. (1989), «Holocene sea-level fluctuations in the southern hemisphere», en *Quaternary Science Reviews* 8: 359-368.
- Kjerfve, B. (ed.) (1994), *Coastal lagoon processes*. Elsevier Oceanography Series 60, Amsterdam, Elsevier, 577 p.

- Lamberck, K.; Esat, T. M. y Potter, E. (2003), «Links between climate and sea levels for the past three million years», en *Nature* 419, 199-206.
- Lamberck, K. y Champell, J. (2001), «Sea level changes through the last glacial cycle», en *Science* 292, 679-686.
- López, J. M. y Bracco Boksar, R. (1992), «Relación hombre medio ambiente en las poblaciones prehistóricas de la zona este del Uruguay», en Ortiz Troncoso, O. R. y Van der Hammen, T. (eds.) *Archaeology and Environment in Latin América*, Amsterdam, Universiteit van Amsterdam, 259-282.
- _____ (1994), «Cazadores-recolectores de la cuenca de la laguna Merín: aproximaciones teóricas y modelos arqueológicos», en Lanata, José L. y Borrero, Luis A. (eds.) *Arqueología de Cazadores-Recolectores. Límites, Casos y Aperturas*, 51-64. Arqueología Contemporánea. Edición Especial. Buenos Aires.
- López Laborde, J. y Nagy, G. J. (1999), «Hydrography and sediment transport characteristics of the Río de la Plata: a review», en Springer Perillo, G. M. E.; Piccolo, M. C. y Pino, M. (eds.) *Estuaries of South America: Their geomorphology and dynamics*, 133-160.
- Martin, L. y Domingues, J. M. L. (1994), «Geological history of coastal lagoons», en Kjerfve, Björn (ed.), *Coastal Lagoon Processes*, Elsevier Oceanography Series, 60: 41-67.
- Martin, L. y Suguio, K. (1989), «Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (north of State of Rio de Janeiro)», en *International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary. Special Publication N° 2*, pp. 1-136, San Pablo, Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.
- _____ (1992), «Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in breachridge plains associated with river mouths: example from the Central Brazilian Coast», en *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 99: 119-140.
- Miller, K. G. (2009), «Sea level changes, last 250 millions years», en Gornitz, V. (ed), *Encyclopedia of Paloclimatology and ancient environments*, 879-886, Springer.
- Mörner, N. A. (1976), «Eustasy and geoid changes», en *Journal of Geology*, 84(2): 123-151.
- _____ (2003), *Sea level changes in the past, at present and in the near-future global aspects observations versus models*, GI2S Coast, Research Publication, 4.
- Ministerio de Transporte y Obras Públicas-Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (1979), *Proyecto Conservación y Mejora de Playas*, Montevideo, Ministerio de Transporte y Obras Públicas – Proyecto de las Naciones Unidas para el Desarrollo, UNESCO, 593 pp.
- Panario, D. y Piñeiro, G. (1996), *Dinámica sedimentaria y geomorfología de dunas y playas en Cabo Polonio, Rocha*, Montevideo, UNCIEP, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República.
- Pekar, S. F. (2009), «Glacial eustasy», en Gornitz, V. (ed.), *Encyclopedia of Paloclimatology and ancient environments*, 354-360, Springer.
- Peltier, W. R. (2004), «Global glacial isostatic adjustment: palo-geodetic and space geodetic test Of the ICE-4G(VM2) model», en *Journal of Quaternary Science* 17, 491-510.
- _____ y Fairbanks, R. G. (2006), «Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record», en *Quaternary Science Reviews*, 25, 3322-3337.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. y Rossi, P. (1985), *Carta Geológica del Uruguay. Escala 1/500.000*, Montevideo, Dinamige.
- Programa de Conservación de la Biodiversidad y Desarrollo Sustentable de los Humedales del Este (1999), *Plan Director: Reserva de la Biósfera Bañados del Este*, Montevideo, Probides, 304 pp.

- Schmitz, P. I. (1973), *Cronología de las Culturas del Sudeste de Río Grande do Sul-Brasil*, Gabinete de Arqueología, Publicación N° 4, Porto Alegre, Universidad Federal de Río Grande del Sur, Porto Alegre.
- Schmitz, P. I. (1976), *Sítios de Pesca Lacustre em Río Grande, RS, Brasil*, Tese de livre docencia, Río Grande del Sur.
- _____ y Basile Becker, I. (1970), «Aterros en áreas alagadiças no sudeste do Rio Grande do Sul e Nordeste do Uruguay», en *Anais do Museo de Antropologia* 3 (3): 91-123, Florianópolis.
- Schmitz, P. I.; Basile, I.; La Salvia, F. y Naue, G. (1968), «Prospecções Arqueológicas na Campanha Riograndense», en *Prehistoria Brasileira*, San Pablo, pp. 173-186.
- Schmitz, P. I.; Naue, G. y Basile, I. (1991), «Os aterros dos campos do sul: a Tradição Vieira», en *Arqueología y Pré-Historia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, Mercado Aberto, pp. 221-250.
- Sprechmann, P. (1980), «Paleoecología, paleogeografía y estratigrafía de la región costera del Uruguay durante el neógeno y cuaternario», en *Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología*, tomo III, Buenos Aires, pp. 237-256.
- Vogel, J. L. y Lerman, J. C. (1969), «Groningen Radiocarbon dates», en *Radiocarbon* 8, 11(2):366-367.

Sergio Martínez · Alejandra Rojas

Asociaciones de moluscos marinos y estuarinos del Holoceno de Uruguay

Resumen

Este capítulo presenta una síntesis de los conocimientos sobre las asociaciones de moluscos marinos y estuarinos del Holoceno de Uruguay, y las inferencias de distinta índole que a partir de ellas pueden realizarse. Se tratan especialmente las asociaciones provenientes de afloramientos y que han sido datadas con métodos radiocarbónicos. Se evalúan también las perspectivas de conservación y manejo de los afloramientos que los contienen.

Palabras clave: moluscos; bivalvos; gasterópodos; tafonomía; paleoecología; nivel del mar.

Introducción

Una buena parte de los depósitos marinos del Holoceno aflorantes en la porción costera de Uruguay contiene asociaciones de moluscos fósiles (o subfósiles¹), los que se distribuyen a largo de toda la costa, desde unos kilómetros al norte de la ciudad de Fray Bentos hasta la laguna Merín (figura 1). Estos depósitos fosilíferos son conocidos desde larga data, y su conocimiento se ha ido incrementando por aproximaciones sucesivas, tanto respecto a las propias asociaciones como de algunos de los factores abióticos que las modelaron, y no menos importante, respecto a su edad. La presente contribución es una puesta al día respecto al conocimiento de este tipo de depósitos, sin dejar de enfatizar que los resultados y conclusiones, siempre transitorios en ciencia, son en este caso especialmente preliminares, restando una enorme variedad de preguntas generales y específicas por contestar.



Figura 1. Ubicación de las localidades mencionadas en el texto.

1 El término «subfósil» se usa para indicar la existencia en estratos geológicos de especies que sobreviven actualmente, aun en otra área.

Antecedentes

Las primeras publicaciones donde se mencionan moluscos marinos y estuarinos del Cuaternario de Uruguay son las de d'Orbigny (1842a, b) y Darwin (1846). Históricamente hablando, el mérito correspondería a Dámaso Antonio Larrañaga, quien en fecha estimada alrededor de 1819, escribió interpretando la formación de los depósitos conchilíferos en el marco de una hipótesis propia sobre la formación y evolución del Río de la Plata. Debido a la situación social y política de estas tierras por ese entonces, éste y otros muy interesantes manuscritos no fueron publicados y hasta corrieron riesgo de perderse definitivamente. Justamente el primer trabajo totalmente escrito por Larrañaga y publicado fue el que mencionamos, en 1894.² Desde ese entonces, muchos autores se han ocupado de los moluscos holocenos, con enfoques fundamentalmente taxonómicos, ya sea como parte de trabajos más amplios (*e.g.* Frenguelli, 1930; Teisseire, 1928; Ihering, 1923, 1907; Formica-Corsi, 1901) o específicos (*e.g.* Piñeiro *et al.*, 1992; Figueiras, 1967, 1962, 1961; De Mata, 1947). Figueiras (1973) y Zaffaroni (2006) combinan el registro de especies actuales y holocenas. La última lista actualizada de la totalidad de los moluscos fósiles marinos y estuarinos del Cuaternario de Uruguay es de Clavijo *et al.* (2005).

Principalmente a partir del último tercio del siglo XX se agregan trabajos con un corte más paleoecológico y tafonómico (por ejemplo Martínez *et al.*, 2006; Martínez, 1990, 1988a; Sprechmann 1978) aunque obviamente ya existían consideraciones de este tipo desde los trabajos pioneros. También en los últimos años aparecen las primeras dataciones mediante ¹⁴C, las que permiten por un lado separar sin dudas los depósitos pleistocenos de los holocenos, y por el otro verificar cómo se distribuyen las edades dentro de este último (*e.g.* Martínez *et al.*, 2006, 2001; Rojas, 2004, 2002; Rojas y Martínez, 2004; Bracco *et al.*, 1994). Síntesis anteriores relacionadas con la presente contribución son las de Rojas y Martínez (2008), Martínez y Rojas (2006), Martínez y del Río (2005), Martínez y Ubilla (2004).

Distribución geográfica, estratigrafía y sedimentología de los afloramientos

Los depósitos fosilíferos a los que nos estamos refiriendo por lo general no se encuentran muy alejados de la costa actual, apenas hasta unos pocos kilómetros de la misma. En algunos lugares (tramo bajo del Río Santa Lucía, laguna Merín y su cuenca) el mar penetró algo más aprovechando la mínima pendiente, formando paleolagunas, golfos, bahías, o líneas de costa algo más rectilíneas pero con rumbo diferente al actual (ver por ejemplo el trabajo en detalle de Montaña y Bossi, 1995 para parte del departamento de Rocha). La potencia alcanzada por estos depósitos es usualmente pequeña (de

2 Parte de la obra de Larrañaga fue posteriormente publicada (Larrañaga, 1922-1923), pero quedan aún manuscritos pendientes, y probablemente por hallar (ver por ejemplo, Mañé-Garzón, 2000).

centímetros a no más de 5-6 m) y si bien el área (lateral) que cubrieron debe haber sido extensa, los procesos biológicos y geológicos más recientes dejan naturalmente poca superficie al descubierto. Las canteras o la propia actividad de los investigadores permiten extender en algo el área disponible y conocida para su estudio. Los depósitos presentan una granulometría muy variable, desde pelitas a areniscas conglomerádicas, pero pueden agruparse en dos grandes tipos: los arenosos y los pelíticos (figura 2), estrechamente vinculados a los tipos de sepultamiento de las concentraciones fosilíferas (ver más adelante). La cota a la que se encuentran los afloramientos es de 0 a aproximadamente 5 m. Obviamente también hay depósitos a cotas negativas, pero en este capítulo se va a hacer un claro énfasis en los afloramientos.

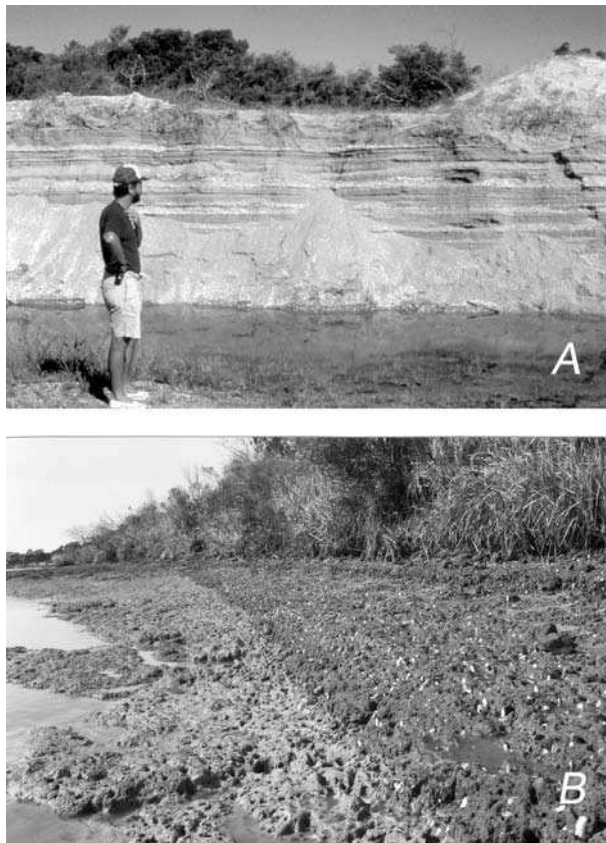


Figura 2 A. Ejemplo de depósitos arenosos con asociaciones de moluscos para autóctonas: Punta Pereira. Esta y exposiciones cercanas no existen más debido a obras de infraestructura. Ver también la figura 6B. Ejemplo de depósitos pelíticos con conchillas in situ (autóctonas): arroyo Pando, ca. 2,75 km de su desembocadura.

En la nomenclatura litoestratigráfica, los depósitos fosilíferos corresponden a la formación Villa Soriano en sentido amplio. Esta unidad o parte de ella ha recibido otros nombres, ya sea de tipo formal o informal, de tipo local o vinculado a la nomenclatura de Argentina (por ejemplo, post-Arazatí, Arcillas grises de Vizcaíno, formación Vizcaíno,

querandinense, formación Querandina, platense, Punta de Los Loberos, ver entre otros Martínez y Ubilla, 2004; Bossi *et al.* 1998; Bossi y Navarro, 1991; Preciozzi *et al.*, 1985; Goso, 1972; Goñi y Hoffstetter, 1964). El nombre formación Villa Soriano, adoptado por Goso (1972), parece haberse consolidado en el uso (figura 3). Dada la cercanía en el tiempo de su depositación, la formación Villa Soriano no tiene unidades suprayacentes (apenas sedimentos o suelos recientes); usualmente tiene por debajo a la continental formación Dolores. La formación Villa Soriano se correlaciona con las sedimentitas llamadas en Argentina «Platense», «Querandinense», formación Las Escobas (Aguirre y Whatley, 1995; Goñi y Hoffstetter, 1964). Martínez (1990) y Forti-Esteves (1974) la correlacionan con el Grupo Patos de Rio Grande do Sul, Brasil.

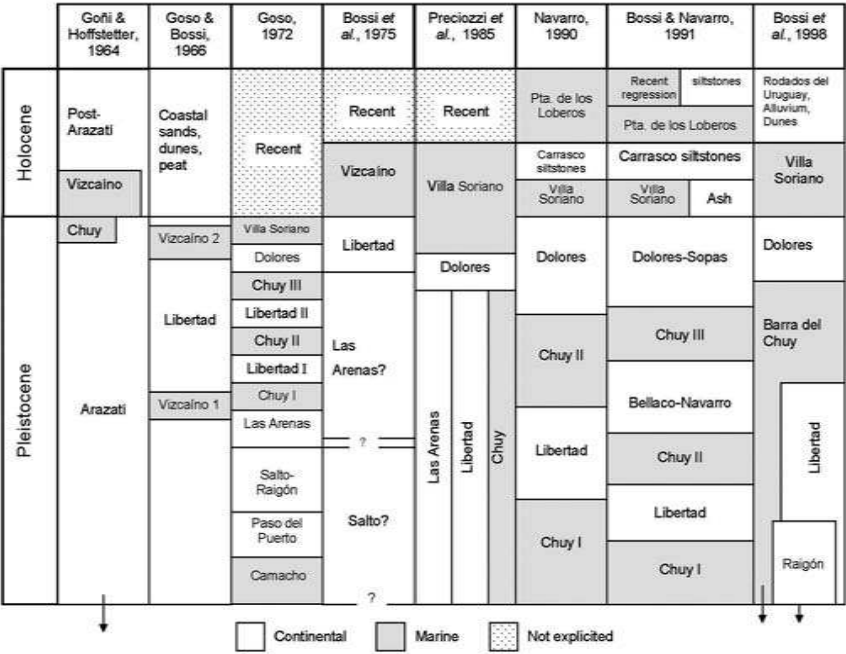


Figura 3. Evolución histórica de la nomenclatura de las unidades cuaternarias en Uruguay (modificado de Martínez *et al.*, 2001).

Como se señala principalmente en Martínez y Ubilla (2004), la aplicación laxa del concepto de unidad litoestratigráfica, sus confusiones con unidades temporales o aún caracterizaciones por especies de fósiles, llevó en un momento a una gran confusión de eventos y nombres. Si bien en esta contribución aceptamos el nombre de formación Villa Soriano como abarcativo para las sedimentitas marinas y estuarinas holocenas de Uruguay, los avances interesantes se verifican y verificarán atendiendo a una multidisciplinaria disección de estos depósitos, sin un exceso de preocupación por las unidades litoestratigráficas.

Composición de la malacofauna

Depurando³ para el Holoceno la lista de Clavijo *et al.* (2005), a lo que se debe agregar lo que al Holoceno respecta en Rojas y Urteaga (2008), han sido referidas para el Holoceno marino y estuarino de Uruguay, 3 especies de poliplacóforos (sobre 4 cuaternarias), 1 de escafópodos (1 cuaternaria), 53 de gasterópodos (66 cuaternarias), y 59 de bivalvos (73 cuaternarias), es decir un total de 114 especies (de 142 del total del Cuaternario), lo que a su vez representa un 38,6 % de las especies marinas y estuarinas actuales del país (5 de poliplacóforos, 6 de escafópodos, 185 de gasterópodos, y 172 de bivalvos, ver Scarabino, 2004, 2003a, b). Muy probablemente este porcentaje esté subvalorado, ya que la enorme mayoría de las especies registradas para el Holoceno son costeras, en tanto que las listas de moluscos actuales tienen en cuenta también especies de aguas más profundas. La gran mayoría de estas especies, se encuentra hoy en día en aguas uruguayas, no haciéndolo al menos 7 de ellas (Rojas, 2007). Estas son especies de aguas cálidas cuyo límite austral de distribución geográfica se encuentra en aguas brasileñas (ver más adelante).

Martínez *et al.* (2006) compararon mediante análisis multivariado la composición específica de las diferentes localidades (figura 4), concluyendo a este respecto que tres de ellas se diferencian más claramente del resto: Punta Rasa, Arazatí y Las Cañas; las dos últimas por ser monoespecíficas o casi [Las Cañas: *Erodona mactroides* Daudin; Arazatí: *Ostrea equestris* Say, y *Ennucula puelcha* (d'Orbigny)]. Punta Rasa por otra parte es la asociación más rica en número de especies, incluyendo varias que son exclusivas: *Glycymeris longior* (G. B. Sowerby I), *Brachidontes darwinianus* (d'Orbigny), *Plicatula gibbosa* Lamarck, *Crassinella maldonadoensis* (Pilsbry), *Amiantis purpuratus* (Lamarck), *Lottia subrugosa* (d'Orbigny), *Diodora patagonica* (d'Orbigny), *Tegula patagonica* (d'Orbigny), *Calliostoma jucundum* (Gould), *Nodliittorina lineolata* (d'Orbigny), *Seila adamsii* (H.C. Lea), *Urosalpinx cala* (Pilsbry), *Hanetia haneti* (Petit de la Saussaye), *Siphonaria lessoni* (Blainville), Ellobidae indet]. Es sugestiva para esta localidad también la relativamente alta presencia de especies propias de hábitats rocosos o duros en general (*B. darwinianus*, *P. gibbosa*, *L. subrugosa*, *D. patagonica*, *H. haneti*, *U. cala*, *S. lessoni*). Tomando en cuenta la abundancia (figura 5), en el trabajo mencionado se muestra que Arazatí y Punta Rasa también se diferencian del resto de las localidades, pero Las Cañas se agrupa con otras localidades donde *Erodona mactroides* predomina ampliamente. Arazatí se distingue por la presencia de cualquiera de sus dos especies, y Punta Rasa por un número considerable de especies, lo que refuerza su singularidad.

3 Teniendo en cuenta únicamente aquellas localidades datadas con ¹⁴C. La lista de Clavijo *et al.* (2005) ya no tiene en cuenta las referencias únicamente a géneros o aquellas de nomenclatura abierta, y obviamente no se han contado ahora tampoco.

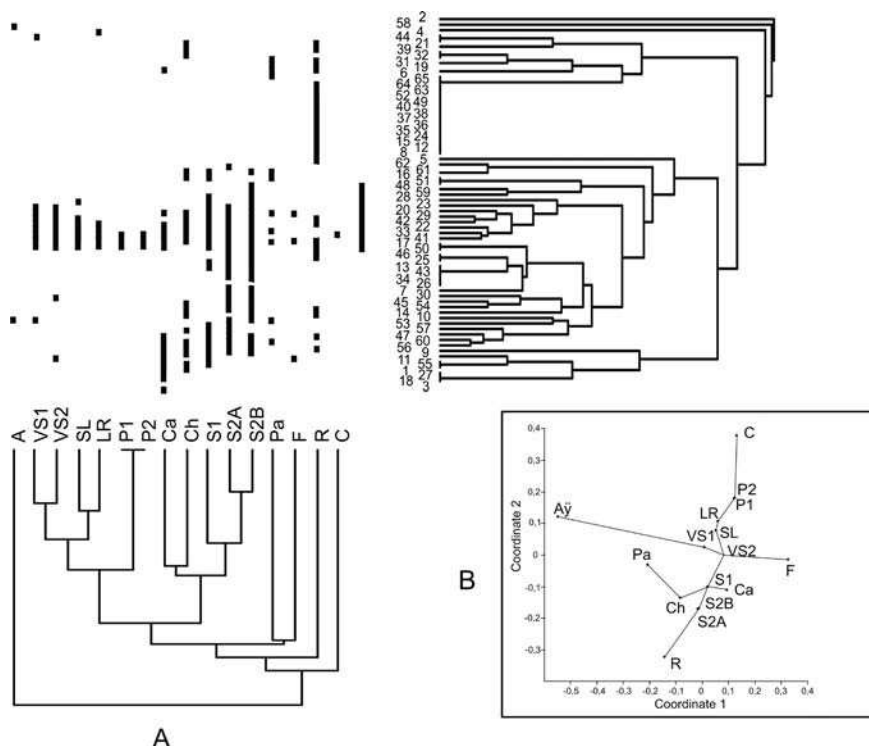


Figura 4. Análisis multivariado de la riqueza específica de las diferentes localidades. A. Análisis de agrupamiento de dos vías, coeficiente de Dice. B. NMDS con árbol de distancias mínimas sobreimpuesto, coeficiente de Dice (de Martínez *et al.*, 2006). A: Arazatí, VS: Villa Soriano, SL: San Luis, LR: laguna de Rocha, P: Punta Pereira, Ca: La Caballada, Ch: Chuy, S: Saglia, Playa Pascual, F: La Floresta, R, Los Rodríguez, C: Las Cañas. Los números corresponden a especies, ver Martínez *et al.*, 2006).

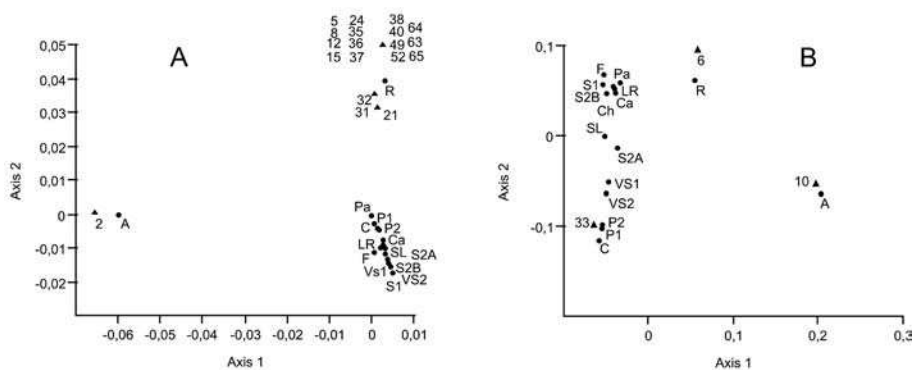


Figura 5A. Análisis de correspondencia, la abundancia de las especies tomada en intervalos. Solamente las especies cercanas a Punta Rasa y Arazatí se han incluido, ya que las demás forman un grupo muy compacto junto con las restantes localidades. **Figura 5B.** Análisis de correspondencia, la abundancia de las especies tomada como porcentajes. Solamente las especies cercanas a Punta Rasa, Arazatí y Las Cañas se han incluido, ya que las demás forman un grupo muy compacto junto con las restantes localidades (de Martínez *et al.*, 2006, donde se puede consultar la lista de especies considerada). Abreviaturas igual que en la figura 4.

La incorporación de nuevas asociaciones malacológicas holocenas permitió a Rojas (2007) realizar algunas comparaciones generales respecto a las características de las asociaciones de este momento: son menos diversas que las pleistocenas y a diferencia de éstas, poseen taxones que podrían calificarse como característicos de las asociaciones de moluscos del Holoceno en Uruguay. Los taxones compartidos por la gran mayoría de las localidades (figura 6) son *Erodona mactroides* y *Heleobia spp.* Otros bastante extendidos son *Mactra isabelleana* y *Tagelus plebeius*, y en una proporción ligeramente menor se cuentan *Ostreola equestris* y *Anomalocardia brasiliana*. A excepción de *E. mactroides*, la cual es estuarina *sensu stricto*, se trata de taxones eurihalinos, estando los tres primeros bien representados en las comunidades vivientes de la costa uruguaya (ver Scarabino *et al.*, 2006a, b).

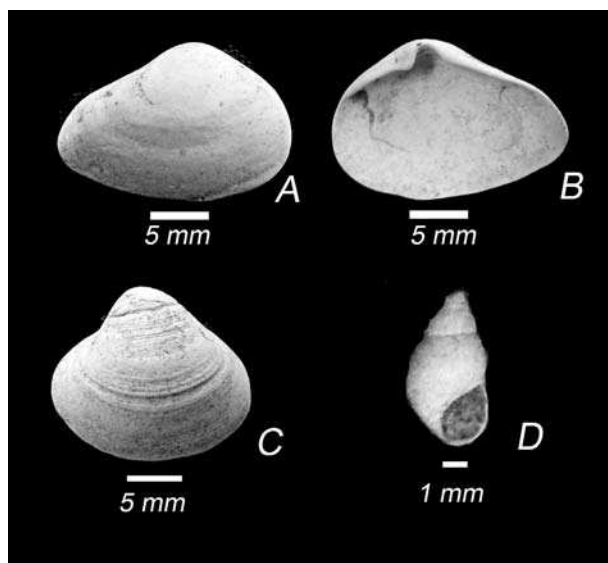


Figura 6. Algunos taxones comunes en el Holoceno de Uruguay.
A y B. *Erodona mactroides*. C. *Mactra sp.*; D. *Heleobia sp.*

Martínez y del Río (2005) aclararon el *status* de dos localidades que aparentemente indicaban una penetración del mar holoceno bastante más hacia el norte, desechando su pertinencia (no están por lo tanto en la figura 1). Un caso es el de Concepción del Uruguay, para la que Ihering (1907: 428) mencionó una pequeña colección de moluscos cuaternarios indicando la presencia de (nomenclatura y autores textual): *Bulla striata* Brug., *Siphonaria Lessoni* Blv., *Acmaea subrugosa* Orb., *Cerithium atratum* Born., *Urosalpinx Rushi* Pils., *Pododesmus rudis* Brod., *Phacoides pectinatus* Gm., *Chione cancellata* L., *Chione portesiana* Orb., *Anomalocardia brasiliana* Gm. Posteriormente Parodiz (1962) y Doello-Jurado (1940) consideraron que *B. striata*, *C. atratum*, *P. rudis*, *P. pectinatus*, *C. cancellata*, y *C. portesiana*, eran parte del balastro descargado por barcos brasileños y que *S. lessoni*, *A. subrugosa*, *U. rushii* y *A. brasiliana* provendrían de «depósitos pleistocénicos» de Gualeguaychú. Sin embargo, tampoco

en esta zona se encuentran dichas especies, por lo que todo el conjunto mencionado por Ihering debe haber sido trasladado desde alguna otra localidad, no necesariamente brasileña, pero con certeza ajena al sitio asignado.

El otro caso se refiere a Prost (1982, basada en Ecohard, 1970, inédito), quien mencionó la presencia de moluscos marinos o de agua salobre para la localidad de Itapebí (aproximadamente 20 km al norte de la ciudad de Salto, Uruguay), sugiriendo que las sedimentitas portadoras correspondían a la transgresión Flandriana/Dunkerkiana (formación Villa Soriano en Uruguay, según la autora). Martínez (1988b) halló en esa localidad representantes de los géneros mencionados en ese trabajo (sic: *Neocorbicula*, *Diplodon*, *Potamolithus*, *Littoridina*), los que, con la excepción de algunas especies de «*Littoridina*» (pertenerían en realidad a *Heleobia* Stimpson, 1865), son organismos de agua dulce, por lo que no se puede hablar de un evento transgresivo. Tal como fuera establecido en Martínez y Rojas (2004) y Martínez (1988b) las sedimentitas de Itapebí corresponden a la continental formación Sopas (para una síntesis sobre esta unidad, ver Martínez y Ubilla, 2004).

Edad de las asociaciones

Las edades ^{14}C y calendario (calculadas —cuando posible⁴— con Calib 4.4.1, Stuiver y Reimer, 1993) establecidas en base a moluscos para oscilaciones positivas del nivel del mar se encuentran en la tabla 1. Ellas muestran (figura 7) que luego de algunas fechas más antiguas (circa 10.000 años ^{14}C AP (Rojas, 2002) hay un continuo desde alrededor de los 6500 años ^{14}C AP, ya que las edades disponibles y sus desvíos estándar no permiten separarlas claramente en intervalos discretos. Esta continuidad se haría más evidente si se tuvieran a disposición en todos los casos las edades calculadas, ya que aumentarían los rangos; su ausencia en muchos casos hace que debamos considerar por el momento los datos más crudos de la edad radiocarbónica y su desvío estándar. La datación más moderna de la que disponemos es de circa 1500 años ^{14}C AP, pero en contextos francamente marinos se llega a los circa 2500 años ^{14}C AP.

4 En varios casos las edades publicadas carecen de suficiente información de soporte acerca de condiciones tafonómicas o diagenéticas, o inclusive no existe la identificación de la especie o especies utilizadas para la datación.

Tabla 1. Compilación de edades ^{14}C y calculadas realizadas sobre conchillas de moluscos del Holoceno de Uruguay, exceptuando aquellas vinculadas a actividad antrópica o a perforaciones. Referencias: (1) Bracco, 1994; (2) Bracco y Ures, 1998; (3) Bracco, 2003; (4) Rojas, 2002; (5) Rojas y Martínez, 2004; (6) Martínez <i>et al.</i> , 2006.				
Localidad	especie	años ^{14}C AP	95,4 % (2 σ) edad calculada (AP)	Referencia
P.Espinillo	?	3790 $\pm$ 140	?	1
N.Berlin	<i>E. mactroides</i>	5520 $\pm$ 70	?	2
F.Bentos	<i>E. mactroides</i>	6000 $\pm$ 60	?	2
C.Morgan	<i>E. mactroides</i>	5480 $\pm$ 70	?	2
C.Morgan	<i>E. mactroides</i>	5520 $\pm$ 70	?	2
V.Soriano	<i>E. mactroides</i>	5910 $\pm$ 60	?	2
V.Soriano	<i>E. mactroides</i>	5850 $\pm$ 60	?	2
Conchillas	<i>E. mactroides</i>	3830 $\pm$ 50	?	2
Montevideo	<i>Ostrea</i> sp.	3790 $\pm$ 190	?	2
A.Valizas	<i>Tagelus</i> sp.	4360 $\pm$ 60	?	2
A.Valizas	<i>Tagelus</i> sp.	4370 $\pm$ 60	?	2
L. Castillos 1	<i>E. mactroides</i>	1480 $\pm$ 50	?	2
L. Castillos 2	<i>E. mactroides</i>	2220 $\pm$ 80	?	2
L. Castillos 3	<i>E. mactroides</i>	2930 $\pm$ 70	?	2
L. Castillos 4	?	5280 $\pm$ 70	?	2
Saglia	<i>E. mactroides</i>	4810 $\pm$ 140	?	2
Castro 1	<i>E. mactroides</i>	5220 $\pm$ 60	?	2
Castro 2	<i>E. mactroides</i>	4870 $\pm$ 60	?	2
Castro 3	<i>E. mactroides</i>	4410 $\pm$ 50	?	2
LM/S.Luis	<i>E. mactroides</i>	4830 $\pm$ 130	?	2
LM/Santos	<i>E. mactroides</i>	5090 $\pm$ 110	?	2
Esmeralda	?	2370 $\pm$ -50	?	3
Esmeralda	?	3240 $\pm$ -60	?	3
Esmeralda	<i>M. isabelleana</i>	5110 $\pm$ 60	?	3
Tabaré	<i>E. mactroides</i>	4930 $\pm$ -70	4866 - 5321	4
Sauce NP	<i>E. mactroides</i>	9830 $\pm$ -90	10201 - 10826	4
Carmelo	<i>E. mactroides</i>	3710 $\pm$ -60	3351 - 3696	4
L. Castillos	<i>E. mactroides</i>	1810 $\pm$ 40	1150 - 1403	4
A° Pando	<i>A. brasiliensis</i>	6630 $\pm$ -60	6968-7265	5
Las Cañas	<i>E. mactroides</i>	4550 $\pm$ -60	4445 - 4816	6
V. Soriano 1	<i>E. mactroides</i>	5530 $\pm$ -80	5598 - 5996	6
V. Soriano 2	<i>E. mactroides</i>	5840 $\pm$ -70	5946 - 6313	6
P. Pereira 1	<i>E. mactroides</i>	3590 $\pm$ -60	3209 - 3565	6
P. Pereira 2	<i>E. mactroides</i>	3300 $\pm$ -60	2830 - 3235	6
La Caballada	<i>M. isabelleana</i>	6020 $\pm$ -85	6163 - 6580	6
Arazatí	<i>O. equestris</i>	6260 $\pm$ -90	6388 - 6849	6
Playa Pascual	<i>M. isabelleana</i>	5870 $\pm$ -90	5953 - 6393	6
La Floresta	<i>M. isabelleana</i>	4790 $\pm$ -80	4772 - 5258	6
Punta Rasa	<i>T. patagonica</i>	2490 $\pm$ -70	1858 - 2276	6
Chuy	<i>M. isabelleana</i>	5070 $\pm$ -70	5073 - 5541	6
San Luis	<i>E. mactroides</i>	5150 $\pm$ -80	5279 - 5577	6
Saglia A	<i>E. mactroides</i>	3530 $\pm$ -50	3148 - 3468	6
Saglia B 1	<i>E. mactroides</i>	4800 $\pm$ -70	4798 - 5241	6
Saglia B 2	<i>E. mactroides</i>	4460 $\pm$ -70	4312 - 4786	6
Los Rodríguez	<i>E. mactroides</i>	4000 $\pm$ -70	3673 - 4124	6

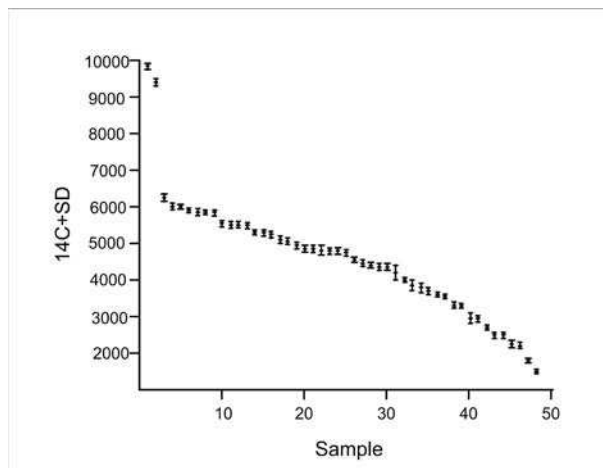


Figura 7. Edades ^{14}C establecidas sobre conchillas y sus desvíos estándar, ordenadas por fecha.

Las muestras provenientes de bordes de lagunas y efectuadas sobre especies que aún persisten en dichos hábitats no han sido tomadas en cuenta para los análisis e inferencias, dado que por el momento no se ha discriminado fácticamente si se trata de avances del mar o solamente del borde de la laguna. También hemos descartado aquellas muestras directamente vinculadas a la acción antrópica, por las posibles modificaciones que pudieran haber sufrido. De todos modos, estos casos se muestran en la tabla 2. Por otra parte, como se aprecia en las figuras 7 y 8, las edades alrededor de los 5000 años son las que se encuentran más representadas, tanto en número como en distribución geográfica, aspecto que también está siendo actualmente evaluado.

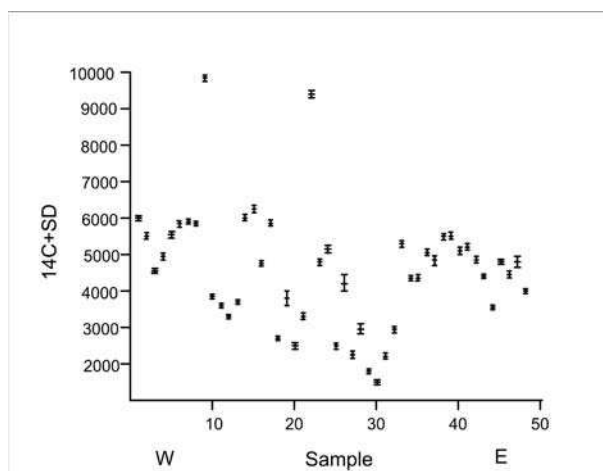


Figura 8. Edades ^{14}C establecidas sobre conchillas y sus desvíos estándar, ordenadas geográficamente.

Tabla 2. Compilación de edades ^{14}C realizadas sobre conchillas de moluscos del Holoceno de Uruguay, vinculadas a actividad antrópica (en negrita) u obtenidos de perforaciones. Referencias: (1) Bracco <i>et al.</i> , 1994; (2) Beovide <i>et al.</i> , 2001; (3) García-Rodríguez <i>et al.</i> , 2002; (4) Bracco, 2002; (5) Bracco <i>et al.</i> , 2005.				
Localidad	Especie	Años ^{14}C AP	95.4 % (2 σ)	Referencia
			edad calculada (AP)	
Montevideo 1	?	2490+/-70	nd	1
Montevideo 2	?	3320+/-60	nd	1
Montevideo 3	?	9420+/-100	nd	1
<i>Colonización</i>	?	2300	nd	2
<i>Gambé</i>	?	2710	nd	2
L. Rocha	<i>E. mactroides</i>	2970+/-120	nd	3
L. Rocha	<i>E. mactroides</i>	4220+/-220	nd	3
L. Rocha	<i>E. mactroides</i>	2250+/-80	nd	3
<i>Esmeralda</i>	<i>Donax</i>	3010+/-50	nd	4
<i>Esmeralda</i>	<i>Donax</i>	3210+/-50	nd	4
<i>Esmeralda</i>	<i>Donax</i>	3190+/-80	nd	4
<i>Esmeralda</i>	<i>Donax</i>	2510+/-50	nd	4
<i>Esmeralda</i>	<i>Donax</i>	1080+/-60	nd	4
L. Negra	<i>Heleobia australis</i>	3820+/-60	nd	5
L. Negra	<i>Heleobia australis</i>	3820+/-160	nd	5

Tafonomía

Vinculadas a los dos tipos básicos de depósitos señalados anteriormente, se encuentran también dos clases de asociaciones de moluscos (Martínez *et al.*, 2006):

1. Asociaciones autóctonas (por ejemplo Arazatí, Playa Pascual, arroyo Pando; figuras 1, 2B), las que están definidas por la predominancia de valvas articuladas en posición de vida, y/o algo desplazadas topológicamente pero con las valvas aún cerradas. Estas son generalmente encontradas en depósitos pelíticos, laminados y/o bioturbados, muy ricos en contenido orgánico (figura 9A). Las conchillas no tienen selección por tamaño. Es clara la existencia de un régimen de ambientes restringidos de baja energía, pudiendo corresponder el ambiente a lagunas costeras o albuferas (*lagoons*), bahías o golfos. La presencia de ejemplares con las valvas desarticuladas impide considerar estrictamente a toda la asociación como autóctona (solamente lo serían las especies en posición de vida o a lo sumo con valvas conjugadas), pero a los efectos prácticos y de su interpretación paleoecológica está muy cerca de serlo.

2. Asociaciones parautóctonas (*sensu* Kidwell 1986), (por ejemplo, Punta Pereira, Villa Soriano) están compuestas por acumulaciones de conchillas desarticuladas, que pueden estar rotas o desgastadas, con disposición caótica, anidada o a veces con cierta orientación (figura 9B). Evidencian transporte y retrabajo en grado variable. La matriz de estos depósitos es arenosa (media a gruesa generalmente). Son los llamados cordones litorales, que pueden corresponder a barras litorales depositadas en el *foreshore* o *nearshore*, playas (albardones), o aun al *backshore*. En otras palabras, sus integrantes no fueron enterrados estrictamente en su lugar de vida, pero tampoco muy lejos de su hábitat original, por lo que pueden ser utilizados con razonable confianza en el análisis paleoecológico.



Figura 9A. Asociaciones autóctonas. *Tagelus plebeius* en posición de vida en arroyo Pando. Figura 9B. Asociaciones parautóctonas. Conchillas orientadas y desarticuladas en arroyo Sauce (Nueva Palmira).

Las mejores inferencias paleoecológicas y paleoambientales pueden obtenerse de los depósitos autóctonos por su estricta fidelidad temporal, pero con las debidas precauciones y teniendo en cuenta la escala, es posible utilizar la brindada por las parautóctonas. A este respecto, si bien es evidente que deben estar mezcladas conchillas de diferentes generaciones, la magnitud de la mezcla no está aún adecuadamente evaluada en nuestros casos, al contar con una datación por nivel únicamente. Como referencia,

en la localidad de Villa Soriano, se encuentra una «inversión» de edades, donde el nivel inferior arroja una edad más joven que el superior. Esta diferencia sería de un máximo de 460 años ^{14}C y un mínimo de 120 años ^{14}C , o *circa* 700 años y 50 años calculados, respectivamente. Compilaciones de datos (Flessa y Kowalewski, 1994) han mostrado que en el *nearshore* y plataforma actuales la edad de la mayoría de las conchillas se encuentra en un rango de 0 a 3000 años ^{14}C , y en depósitos cuaternarios la mediana de la diferencia entre máxima y mínima edad radiocarbónica es de 1.390 años para cordones de playa y de 830 años para el *nearshore*. Por otra parte, estudios de detalle (Kowalewski *et al.*, 1998) indican que la resolución máxima de depósitos de conchilla (*cheniers* particularmente) es de 10^2 a 10^3 años, en tanto que Kidwell (2002) indica que los datos de abundancia son los más fieles y se parecen más a instantáneas que a palimpsestos. Estos últimos estarían representados por los datos de riqueza. El *time averaging* o promedio temporal de nuestros depósitos estaría entonces dentro de los de menor magnitud.

Los moluscos como indicadores paleoambientales

Como fue dicho anteriormente, la mayoría de las asociaciones fósiles tiene algún grado de mezcla de diferentes generaciones (*time-averaging*) que vivieron en el lugar o en sus cercanías, a pesar de que pueden individualizarse algunas especies que se encuentran *in situ*. De todos modos, la mezcla temporal es diagnosticable, y en el caso específico de los moluscos aquí tratados, para los parámetros paleontológicos, dicha mezcla es casi negligible.

Salinidad

Estimaciones de la salinidad para el Cuaternario uruguayo en base a moluscos fueron realizadas desde los propios tiempos de Larrañaga, pero aquí nos referiremos a las más recientes (Rojas, 2007; Martínez *et al.*, 2006), que cuentan con las ventajas de la eliminación de las localidades pleistocenas, y un mayor número de localidades y especies holocenas registradas. En dichos trabajos las asociaciones de bivalvos y gasterópodos fueron analizadas tomando en cuenta los rangos de tolerancia de las especies, clasificándolas en marinas y estuarinas. Aquellas habitualmente catalogadas como marinas eurihalinas debido a su capacidad de penetrar hasta cierto punto u ocasionalmente en el estuario fueron integradas a las marinas, ya que la condición de eurihalina es una potencialidad no siempre llevada a cabo (en otras palabras una población de una especie marina eurihalina no está obligada a hacer uso de esa condición. En cambio, las especies estuarinas propiamente dichas (como *Erodona mactroides*) solamente viven en agua salobre, por lo que su presencia o ausencia tiene una significación importante. En la figura 10 se resumen los resultados, observándose que el frente estuarino estuvo

desplazado durante algún momento del Holoceno unos 300 km al NW respecto al presente (obviamente los límites tienen una significación indicativa, dado su dinamismo). El número de asociaciones que se manejan hasta el momento, así como la distribución geográfica de las edades absolutas, no es adecuado aún para un análisis más profundo de cambios de salinidad (desplazamientos de los diferentes frentes salinos) dentro del Holoceno.

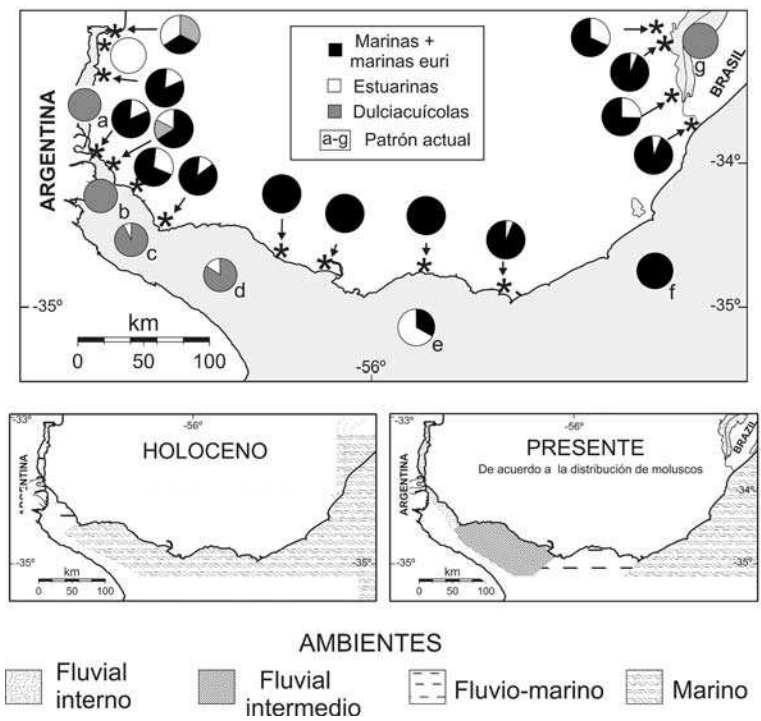


Figura 10. Rangos de tolerancia a la salinidad de las asociaciones de moluscos de las localidades del Holoceno y actuales para Uruguay e interpretación paleoambiental de las mismas (de Martínez y Rojas, 2006).

Temperatura

Por las mismas razones que para la salinidad, resumiremos aquí los principales resultados de Rojas (2007) y Martínez *et al.* (2006). A los efectos de evaluar la temperatura se tuvo en cuenta:

1. la representación porcentual de las preferencias térmicas de las especies halladas, de acuerdo con su rango geográfico actual; y
2. la presencia de especies «fuera de rango»; en este último caso, como fue visto más arriba, son de aguas cálidas. Para evaluar la representación porcentual de las preferencias térmicas de las especies, éstas fueron divididas en: a) endémicas (propias de la actual Provincia Argentina); b) de aguas cálidas (presentes en

nuestras aguas debido a la influencia de la corriente del Brasil); y c) de aguas frías (influencia de la corriente de Malvinas). Se compararon entonces las frecuencias de estas clases en el presente con las del Holoceno, encontrando que en el pasado se encontraba un mayor número de especies de aguas cálidas, y uno menor de aguas frías (figura 11). Por otra parte, se verifica la presencia en los depósitos holocenos de siete especies de aguas cálidas que hoy en día no habitan en la costa uruguaya pero sí viven en aguas brasileñas. Su distribución actual, así como su afinidad taxonómica con grupos subtropicales y tropicales permiten inferir temperaturas más elevadas que la actual para la costa uruguaya en el intervalo de tiempo considerado.

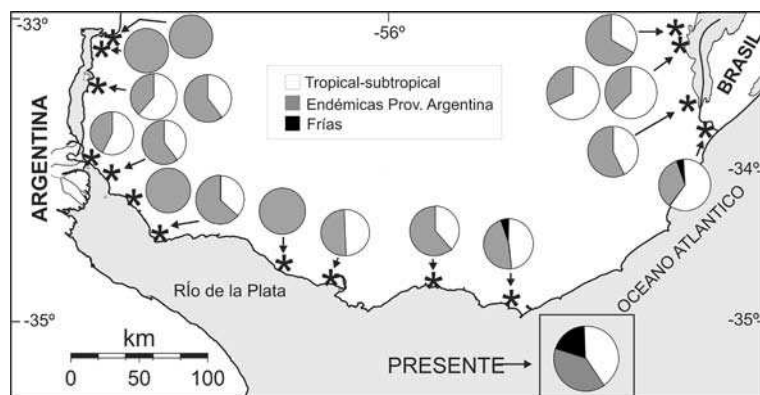


Figura 11. Rangos de tolerancia térmica de las asociaciones de moluscos de las localidades del Holoceno y actuales para Uruguay (de Martínez y Rojas, 2006).

Para explicar la presencia de especies de aguas cálidas y las diferencias en la proporción de las preferencias térmicas, ha sido postulada una influencia de la corriente del Brasil más hacia el sur que actualmente (Rojas, 2007; Martínez *et al.*, 2001; Martínez, 1990). Esto coincide con algunos cambios en la composición taxonómica de las asociaciones de moluscos de la República Argentina, los cuales se van diluyendo hacia latitudes progresivamente más australes (*e.g.* Aguirre *et al.*, 2005; Aguirre y Farinati, 2000; Aguirre, 1993). De acuerdo con Martínez *et al.* (2006), esta situación se vería reforzada por el desplazamiento hacia el oeste de los frentes marino y estuarino, lo que permitiría salvar la barrera que significa la baja de salinidad causada por la descarga del Río de la Plata (a este respecto ver Piola *et al.*, 2000; Scarabino, 1977). Al igual que en el caso de la salinidad, el número de asociaciones que se manejan hasta el momento no es adecuado aún para un análisis más profundo de cambios temporales dentro del Holoceno.

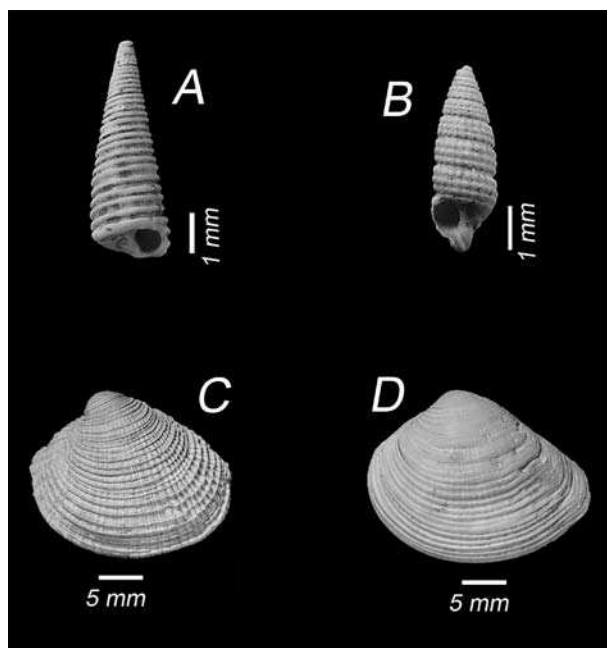


Figura 12. Algunas especies de aguas cálidas del Holoceno de Uruguay cuyo límite sur de distribución se encuentra hoy más al norte. A: *Seila adamsii*; B: *Marshallora nigrocincta*; C: *Nioche subrostrata*; D: *Anomalocardia brasiliana*.

Sustrato

En las asociaciones de bivalvos y gasterópodos estudiadas por Martínez *et al.* (2006) se encuentran mayormente elementos de fondos arenosos o pelíticos, predominando únicamente en Punta Rasa especies más características de fondos rocosos (e.g. *B. darwinianus*, *P. gibbosa*, *L. subrugosa*, *D. patagonica*, *H. haneti*, *U. cala*, *S. lessoni*). Asimismo, en la literatura se encuentran referencias a otras localidades donde son muy abundantes los mitílidos (por ejemplo Larrañaga, 1894), lo que indica que los moluscos asociados a fondos duros (en Uruguay vinculados a las puntas rocosas fundamentalmente) debieron estar mejor representados de lo que aparenta. Seguramente la urbanización de áreas altas y estables por ser justamente de sustrato duro, y la intervención humana sobre la costa (por ejemplo Montevideo, Colonia, Punta del Este) ha influido en que hoy en día encontremos menos frecuentemente este tipo de yacimientos (ver comentarios al respecto en Martínez y Rojas, 2006 y Clavijo *et al.*, 2005). Igualmente, está bien documentado que fondos de conchilla pueden ser colonizados por especies características de sustratos duros, lo cual ha sido verificado para asociaciones de moluscos del Holoceno, por ejemplo en Arazatí (ver también Rojas, 2007).

El nivel del mar

Los intentos realizados en nuestro país para reconstruir las fluctuaciones del nivel del mar durante el período considerado se han basado en datos inadecuados o simplistas. El caso más saliente es la referencia acrítica a las cotas en depósitos de concentrados fosilíferos no autóctonos. Éstos están en facies que pueden no tener respecto a la profundidad la resolución que se requiere para las amplitudes involucradas en el Cuaternario tardío, pudiendo representar desde depósitos de *backshore* hasta barras formadas a varios metros de profundidad. Por el momento nuestro conocimiento está en estado de inferir solamente si en un momento dado el mar avanzó o retrocedió respecto a la línea de costa, pero no cuánto respecto a su altura. Aún así, se han intentado —inválidamente— comparaciones con curvas del nivel del mar desarrolladas para otras áreas (por ejemplo, Inda *et al.*, 2006; Bracco *et al.*, 2005; Bracco y Ures, 1998), las que inclusive en su área de origen han sido cuestionadas por imprecisiones del tipo mencionado (Angulo *et al.*, 2006; Angulo y Lessa, 1997). Lo que se puede asumir con bastante certeza, como ya fue expresado en Martínez y Rojas (2007, 2006) es que el mar se situó en forma prácticamente continua en niveles mayores al actual desde hace alrededor de 6.000-6.500 años (calibrados) al menos hasta 1800 años calculados AP. Empero, reiteramos que dada la naturaleza de los datos propios y de aquellos con los cuales son contrastados, resulta inconveniente establecer curvas del nivel del mar basados en evidencias con tanta incertidumbre.

Arqueomalacología

Las asociaciones de moluscos holocenos también se encuentran relacionadas con contextos arqueológicos. Si bien no se han registrado verdaderos sambaquis⁵ como en otras latitudes, la evidencia del uso de moluscos por parte de los antiguos habitantes de la costa se encuentra tanto en la zona atlántica (con edades entre 1100 a 5100 años ¹⁴C, Bracco, 2003), como en la del Río de la Plata, con fechados de alrededor de 2300 y 2700 años ¹⁴C (Beovide, 2008; Beovide *et al.*, 2001). Los estudios detallados son aún incipientes, pero evidentemente se abre un área de confluencia entre los estudios arqueológicos y los paleontológicos, por ejemplo para la diferenciación clara entre depósitos naturales y antrópicos en sitios donde ambos tipos pueden coexistir, además de las clásicas reflexiones sobre el molusco como herramienta o alimento.

5 Los sambaquis (palabra utilizada en Brasil y Uruguay fundamentalmente) son depósitos de conchillas que forman relieve, acumuladas por la acción humana. Un término equivalente en castellano sería conchero o acumulación conchilífera, pero estas palabras no dan tanta idea de relieve, como sí lo hace por ejemplo también el término inglés *shell mounds*.

El registro fósil como patrimonio

Volviendo a lo dicho al principio de este capítulo, los depósitos con asociaciones de moluscos del Cuaternario de Uruguay se encuentran con una amplia extensión geográfica, pero bajo la forma de parches en la franja costera, una zona altamente susceptible de ser modificada. Esto último hace que los yacimientos sean muy frágiles ante cualquier perturbación, volviéndose rápidamente inaccesibles o destruyéndose.

La acción humana por un lado puede crear afloramientos, transitorios o permanentes (canteras, pozos para diferentes tipos de obras), y por el otro inhabilitarlos (movimientos de tierra, urbanizaciones), por lo que su tratamiento debe tener una adecuada dosis de flexibilidad y sentido común. Un ejemplo de estos avatares es el sitio que acá identificamos como Punta Pereira en las cercanías de Conchillas, donde por décadas funcionaron canteras de arena, las que si bien extraían material en abundancia, iban exponiendo frentes nuevos, los que eran accesibles a los investigadores. Cuando se comienzan intensos movimientos de tierra en la zona a los efectos de la instalación de un emprendimiento industrial, el rescate y preservación de áreas se realizó en varios aspectos (botánico, arqueológico por ejemplo), pero el geológico y paleontológico no fueron contemplados. Hoy en día el conocimiento de esa importante zona se ha congelado irremediablemente, como sucedió cuando se fue urbanizando la costa de Montevideo, con la diferencia de que en aquellos años (principios del siglo XX) la temática del manejo ambiental no estaba instalada en la sociedad.

La protección del patrimonio geo-paleontológico está prevista en la legislación nacional, y su instrumentación es muy sencilla, pero ejemplos como el anterior muestran que falta mucha tarea de difusión, tanto dentro del Estado como de la sociedad civil. En el caso particular de los moluscos cuaternarios inclusive acciones positivas muy simples y económicas, como la apertura de pequeños afloramientos en parques públicos (donde ya se conoce la existencia de estos depósitos), podría brindar al público visitante una visión del cambio geológico, faunístico y paisajístico en general, siendo una verdadera exposición científica natural al aire libre.

Agradecimientos

Los trabajos de los autores de este capítulo han sido parcialmente financiados por la Comisión Sectorial de Investigación Científica (CSIC), el Programa de Ciencias Básicas (Pediciba) y el Fondo Clemente Estable.

Bibliografía

- Aguirre, M. L. (1993), «Palaeobiogeography of the Holocene molluscan fauna from northeastern *Buenos Aires Province, Argentina*: Its relation to coastal evolution and sea level changes», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102: 1-26.
- _____ y Farinati, E. (2000), «Moluscos del Cuaternario marino de la Argentina», en *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)*, 64: 235-333.
- Aguirre, M. L. y Whatley, R. C. (1995), «Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: a review», en *Quaternary Science Reviews*, 14: 223-254.
- Aguirre, M.; Negro Sirch, Y. y Richiano, S. (2005), «Late Quaternary molluscan assemblages from Bahía Bustamante coastal area (Patagonia, Argentina): Palaeoecology and Palaeoenvironments», en *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 1-2: 13-32.
- Angulo, R. J. y Lessa, G. C. (1997), «The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions», en *Marine Geology*, 140: 141-166.
- _____ y de Souza, M. C. (2006), «A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline», en *Quaternary Science Reviews*, 25: 486-506.
- Beovide, L. (2008), «Conductas marisqueadoras y procesos tafonómicos: explorando el registro arqueomalacológico Platense», en *Resúmenes I Congreso Nacional de Zooloarquología Argentina*, Malargüe: 7.
- _____ Caporale, M. y Baeza, J. (2001), «Arqueología costera en el área de la Cuenca Inferior del Río Santa Lucía», en *Actas X Congreso Nacional de Arqueología Uruguay. La Arqueología Uruguay ante los desafíos del nuevo siglo*, Montevideo, C. D. Editores.
- Bossi, J. C. y Navarro, R. (1991), *Geología del Uruguay*, 2, Montevideo, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República.
- Bossi, J.; Ferrando, L.; Montaña, J.; Campal, N.; Morales, H.; Gancio, F.; Schipilov, A.; Piñeyro, D. y Sprechmann, P. (1998), *Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:500.000*, CD-ROM Version 1.01, Montevideo.
- Bracco, R. (1994), «Un fechado de Carbono 14», en López Mazz, J. M. (ed.), *Relevamiento, diagnóstico y rescate arqueológico en el área de Punta Espinilla (Dpto. Montevideo)*, 113, Montevideo, Convenio Intendencia Municipal de Montevideo-Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación de la Universidad de la República (1990).
- _____ (2003), «Aproximación al registro arqueológico del sitio La Esmeralda («Conchero»), desde su dimensión temporal. Costa atlántica del Uruguay», en *Anales de Arqueología y Etnología*, 54-55: 13-26.
- _____ y Ures, C. (1998), «Las variaciones del nivel del mar y las culturas prehistóricas del Uruguay», en *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia de São Paulo*, 8: 109-115.
- _____ Navarro, R. y Ures, C. (1994), «Primer intento cronológico de una ingresión holocénica en Carrasco (Montevideo, Uruguay)», 1ª *Jornada de Paleontología del Uruguay*, Montevideo: 33-35.
- Bracco, R. (2002), «Aproximación al registro arqueológico del sitio La Esmeralda («conchero»), desde su dimensión temporal. Costa atlántica del Uruguay», en *Revista Arqueología y Etnología. Universidad Nacional de Cuyo*.
- _____ del Puerto, L.; Inda, H. y Castiñeira, C. (2005), «Mid-late Holocene cultural and environmental dynamics in Eastern Uruguay», en *Quaternary International*, 132: 37-45.
- Clavijo, C.; Scarabino, F.; Rojas, A. y Martínez, S. (2005), «Lista sistemática de los moluscos marinos y estuarinos del Cuaternario de Uruguay», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 9: 381-411.

- Darwin, C. (1846), *Geological observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832-1836*, Londres, Smith, Elder and Co.
- De Mata, O. (1947), *La formación Holocena en el departamento de Montevideo*, Montevideo, Edición del autor.
- Doello-Jurado, M. (1940), «Presencia de moluscos marinos en los yacimientos arqueológicos de Santiago del Estero», en *Síntesis Malacológica*, 2: 123-144.
- d'Orbigny, A. (1842a), *Voyage dans l'Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivie, la République du Pérou), exécuté pendant les années 1826 1833. 3(3) Géologie*, París, P. Bertrand.
- _____ (1842b), *Voyage dans l'Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivie, la République du Pérou), exécuté pendant les années 1826 1833. 3(4) Paléontologie*, París, P. Bertrand.
- Figueiras, A. (1961), «Contribución al conocimiento de la malacofauna holocena del Uruguay», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 1: 15-21.
- _____ (1962), «Sobre nuevos hallazgos de moluscos subfósiles de la Transgresión Querandina», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 1: 53-68.
- _____ (1967), «Contribución al conocimiento de los moluscos del Holoceno uruguayo», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 2: 61-76.
- _____ (1973), «Confirmación de la validez y existencia de *Corbula tryoni* E. A. Smith, 1880 viviente y fósil en la Formación Querandina de Uruguay y nota sobre *Corbula (Caryocorbula) nasuta* Sowerby, 1833», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 3 (25): 299-305.
- Flessa, K. W. y Kowalewski, M. (1994), «Shell survival and time averaging in near shore and shelf environments: estimates from the radiocarbon literature», en *Lethaia*, 27: 153-165.
- Formica-Corsi, A. (1901), «Moluscos de la República Oriental del Uruguay», en *Anales del Museo Nacional de Montevideo*, 2 (15/17): 293-525.
- Forti-Esteves, I. E. (1974), «Bioestratigrafía e Paleoeología (Mollusca) do Quaternário da Planície costeira do Rio Grande do Sul (Brasil)», en *Anais 28º Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre: 133-149.
- Frenguelli, J. (1930), «Apuntes de Geología uruguaya», en *Instituto de Geología y Perforaciones, Boletín*, 11: 1-47. Montevideo.
- García-Rodríguez, F.; Castiñeira, C.; Scharf, B. y Sprechmann, P. (2002), «The relationship between trophic state and sea level variation in the Rocha Lagoon, Uruguay», en *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mh.*, 2002: 27-47.
- Goñi, J. C. y Hoffstetter, R. (1964), *Uruguay. Lexique Stratigraphique. International, 5 Amérique Latine, 9a*, París, CNRS.
- Goso, H. (1972), *Cuaternario*, Montevideo, Programa de Estudio y Levantamiento de Suelos, Ministerio de Ganadería y Agricultura, 12 pp.
- Ihering, H. von (1907), «Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé Supérieur de l'Argentine», en *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires* (3) 7: 1-611, Buenos Aires.
- _____ (1923), Transgression des Meeres während der Ablagerung der Pampas. *Archiv für Molluskenkunde*, 55 (5): 183-193.
- Inda, H.; García-Rodríguez, F.; del Puerto, L.; Acevedo, V.; Metzeltin, D.; Castiñeira, C.; Bracco, R. y Adams, J. B. (2006), «Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon», en *Journal of Paleolimnology* 35: 699-713.

- Kidwell, S. M.; Fürsich, F. T. y Aigner, T. (1986), «Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations», en *Palaos* 1: 228-238.
- Kidwell, S. M. (2002), «Time-averaged molluscan death assemblages: Palimpsests of richness, snapshots of abundance», en *Geology*, 30: 803-806.
- Kowalewski, M.; Goodfriend, G. A. y Flessa, K. W. (1998), «High-resolution estimates of temporal mixing within shell beds: the evils and virtues of time-averaging», en *Paleobiology*, 24: 287-304.
- Larrañaga, D. A. (1894), «Memoria geológica sobre la formación del Río de la Plata, deducida de sus conchas fósiles, escrita por los años 1819», en *Anales del Museo Nacional de Montevideo*, 1: 3-12.
- _____. (1922-1923), *Escritos de D. Dámaso Antonio Larrañaga*, Montevideo, Instituto Histórico y Geográfico del Uruguay, Edición Nacional, Imprenta Nacional, tomos I a III.
- Mañé-Garzón, F. (2000), «Un manuscrito inédito de Dámaso Antonio Larrañaga», en *Cuadernos de Marcha*, Montevideo, abril: 59-64.
- Martínez, S. (1988a), «Moluscos fósiles holocenos de la margen occidental de la Laguna Merín (Formación Villa Soriano, Uruguay)», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 6 (51): 409-418.
- _____. (1988b), «Adiciones a la malacofauna de la Formación Sopas (Pleistoceno Superior, Uruguay), con algunas consideraciones paleoecológicas» en *Paulacoutiana*, 3: 67-75.
- _____. (1990), «Taphonomy and Paleoecology of Holocene mollusks from the western margin of the Merin Lagoon (Villa Soriano Fm., Uruguay)», en *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 7: 121-135.
- _____. y del Río, C. J. (2005), «Las ingresiones marinas del Neógeno en el sur de Entre Ríos (Argentina) y litoral Oeste de Uruguay según su contenido malacológico», en *INSUGEO, Miscelánea*, 14: 13-26.
- _____. y Rojas, A. (2004), «Quaternary continental molluscs from Northern Uruguay: distribution and paleoecology», en *Quaternary International*, 114: 123-128.
- _____. (2007), «Concentraciones fosilíferas y niveles relativos del mar durante el Cuaternario en Uruguay», en *V Congreso Uruguayo de Geología* (CD-ROM).
- Martínez, S. y Ubilla, M. (2004), «El Cuaternario de Uruguay», en Veroslavsky, G.; Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay. Cenozoico*. 195-228, Montevideo, DIRAC.
- Martínez, S. y Rojas, A. (2006), «Asociaciones de moluscos bentónicos cuaternarios en la costa uruguaya: implicancias paleoecológicas», en Menafrá, R.; Rodríguez-Gallego, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.) *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*, 189-196, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay.
- Martínez, S.; Ubilla, M.; Verde, M.; Perea, D.; Rojas, A.; Guérèquiz, R. y Piñeiro, G. (2001), «Paleoecology and Geochronology of Uruguayan Coastal Marine Pleistocene Deposits», en *Quaternary Research*, 55: 246-254.
- Martínez, S.; Rojas, A.; Ubilla, M.; Verde, M.; Perea, D. y Piñeiro, G. (2006), «Molluscan assemblages from the marine Holocene of Uruguay: composition, geochronology and paleoenvironmental signals», *Ameghiniana*, 43 (2): 385-398.
- Montaña, J. R. y Bossi, J. (1995), *Geomorfología de los humedales de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha*, Rocha, Probides, Serie de Documentos de Trabajo, 232 pp.
- Parodiz, J. J. (1962), «Los moluscos marinos del Pleistoceno rioplatense», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 1(2): 29-46.
- Piñeiro, G.; Scarabino, F. y Verde, M. (1992), «Una nueva localidad fosilífera del Holoceno marino de Uruguay (Punta Rasa, Depto. de Maldonado)», en *Boletín de la Sociedad Zoológica del Uruguay (Actas de las III Jornadas de Zoología del Uruguay)*, 7(2ª época): 61-62.

- Piola, A. R.; Campos, E. J. D.; Möller Jr., O.O.; Charo, M. y Martínez, C. (2000), «The subtropical shelf front off eastern South America», en *Journal of Geophysical Research*, 105: 6565-6578.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. y Rossi, P. (1985), *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*, Montevideo, Dinamige.
- Prost, M. T. (1982), *Héritages Quaternaires et évolution géomorphologique des bords du Rio de la Plata en Uruguay*, tesis doctoral de la Université de Paris VII, París, 597 pp.
- Rojas, A. (2002), «Tafonomía y cronología de nuevos depósitos fosilíferos del Holoceno marino de Uruguay», en *Actas II Jornadas uruguayas del Cenozoico*, Montevideo: 80-82.
- _____ (2004), «La asociación de moluscos fósiles de Zagarzazú, Pleistoceno Tardío, Uruguay», en *Actas IV Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo. CD-ROM contribución (26):3 pp.
- _____ (2007), *Moluscos de aguas cálidas del Cuaternario Marino del Uruguay*, tesis de Maestría en Ciencias Biológicas, Montevideo, Pedeciba, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 134 pp.
- _____ y Martínez, S. (2004), «Nuevas dataciones radiocarbónicas para el Cuaternario marino de Uruguay», en *Actas IV Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo. CD-ROM, 1p.
- _____ (2008), «Las últimas ingresiones marinas», en Perea, D. (ed.), *Fósiles de Uruguay*. 315-329, Montevideo, DIRAC.
- Rojas, A. y Urteaga, D. (2008), «Los quitones (Mollusca, Polyplacophora) del Cuaternario marino uruguayo», en *IX Jornadas de Zoología del Uruguay*, 70. Montevideo.
- Scarabino V. (1977), «Moluscos del Golfo San Matías (Provincia de Río Negro, República Argentina). Inventario y claves para su identificación», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 4: 177-285.
- Scarabino, F. (2003a), «Lista sistemática de los Aplacophora, Polyplacophora y Scaphopoda de Uruguay», *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 8: 191-196.
- _____ (2003b), «Lista sistemática de los Bivalvia marinos y estuarinos vivos de Uruguay», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 8: 229-259.
- _____ (2004), «Lista sistemática de los Gastropoda marinos y estuarinos vivos de Uruguay», en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 8: 305-346.
- Scarabino, F.; Zaffaroni, J. C.; Carranza, A. y Clavijo, C. (2006a), «Gasterópodos marinos y estuarinos de la costa uruguaya: faunística, distribución, taxonomía y conservación», en Menafra, R.; Rodríguez-Gallego, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*, 143-155, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay, Montevideo.
- Scarabino, F.; Zaffaroni, J. C.; Clavijo, C. y Carranza, A. (2006b), «Bivalvos marinos y estuarinos de la costa uruguaya: faunística, distribución, taxonomía y conservación», en Menafra, R.; Rodríguez-Gallego, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*, 157-169, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay.
- Sprechmann, P. (1978), «The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary», en *Zitteliana*, 4: 3-72.
- Stimpson, W. (1865), «Hydrobiinae and allied forms; chiefly made upon materials in the Museum of the Smithsonian Institution», en *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 7 (201): [1-3], 1-59.
- Stuiver, M. y Reimer, P. J. (1993), «Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program», en *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Teisseire, A. (1928), «Contribución al estudio de la geología y paleontología de la República Oriental del Uruguay. Región de Colonia», en *Anales de la Universidad*, 37 (122): 319-469.
- Zaffaroni, J. C. (2006), *Tectonica pusilla* (Say, 1822) (Mollusca, Gastropoda): primera cita para aguas y depósitos holocenos Uruguayos, en *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 9(89): 69-70.

Laura del Puerto · Felipe García-Rodríguez
Roberto Bracco · Carola Castiñeira · Adriana Blasi
Hugo Inda · Néstor Mazzeo · Adriana Rodríguez

Evolución climática holocénica
para el sudeste de Uruguay
Análisis multi-proxy en testigos de lagunas costeras

Resumen

Con el objetivo de reconstruir la evolución climática durante el Holoceno, se llevaron a cabo análisis *multi-proxies* en once testigos de fondo de seis lagunas costeras del sudeste de Uruguay. Dentro de los indicadores biológicos se hizo especial hincapié en el análisis de silicofitolitos. Se calcularon índices de temperatura y humedad a partir de la abundancia relativa de células cortas silicificadas de gramíneas, adaptados para el área de estudio mediante análisis taxonómicos, fitogeográficos y fitosociológicos comparativos. Esta información se complementó y contextualizó con la aportada por indicadores geofísicos, geoquímicos y sedimentológicos, permitiendo reconstruir la génesis y diagénesis de los sedimentos lacustres. El análisis integrado permitió reconstruir los cambios en la estructura y composición de la vegetación de las cuencas, de las fuentes y mecanismos de transporte y depósito de los sedimentos, así como de la productividad biológica y el estado trófico de los cuerpos de agua. A partir de la interpretación de estos cambios en términos climáticos, se infirieron las variaciones de temperatura y humedad para el Holoceno Medio y Tardío. El modelo resultante establece la existencia de condiciones pos glaciales para comienzos del Holoceno, con aumento de la temperatura y humedad que alcanzó su máximo entorno a 5500 años ^{14}C AP, coincidiendo con el máximo transgresivo del Holoceno. Esta tendencia estuvo interrumpida por períodos de deterioro climático, como los correspondientes a reavances glaciares durante el Holoceno Medio (5200-3500 años ^{14}C AP.). Las condiciones de temperatura y humedad actuales se establecieron recién a partir de 2000 años ^{14}C AP, con un pulso más cálido y húmedo hacia 1000 años ^{14}C AP y un desmejoramiento climático que alcanzó tiempos históricos.

Palabras clave: paleoclima; sedimentos lacustres; silicofitolitos.

Introducción

Comprender el cambio climático y sus impactos sobre la cultura humana es uno de los mayores desafíos científicos del siglo XXI (Anderson *et al.*, 2007). Actualmente se admite la incidencia antrópica en gran parte de los cambios climáticos recientes, fundamentalmente a partir de la era industrial. Pero poco se repara en tres aspectos no menores:

1. los cambios climáticos no son intrínsecamente catastróficos;
2. los cambios ocasionados por el ser humano se superponen a la variabilidad natural intrínseca del sistema climático terrestre;
3. la historia climática del mundo o de una región en particular es una sucesión de variaciones climáticas y de cambios a corto, mediano y largo plazo (Estéves, 2005; Leroy, 2006).

La complejidad del sistema climático terrestre hace difícil atribuir a causas específicas los cambios que están ocurriendo y, más difícil aún, predecir sus efectos a mediano y largo plazo. Es por eso que comprender, sin un sesgo antropocéntrico, cómo el clima ha variado naturalmente en tiempos geológicos recientes, es fundamental para discriminar cuánto del cambio climático —y particularmente las catástrofes que pueda ocasionar— son atribuibles a la acción antrópica y cuál puede ser la capacidad de respuesta de los ecosistemas impactados. En consecuencia es la información de mediano y largo plazo la que incrementa la capacidad de modelar escenarios futuros y modificar el accionar presente para mitigar los potenciales impactos (Olfield y Alverson, 2003; Zolitschka y Enters, 2009).

Ante la falta de series de largo plazo de datos instrumentales que aporten información sobre las condiciones anteriores al advenimiento del modernismo, la reconstrucción paleoambiental es una herramienta fundamental para conocer: las condiciones pre-industriales, el rango de variabilidad natural de los ecosistemas, los mecanismos, la intensidad y la rapidez de los cambios que han tenido lugar, causas y cronología de los cambios y la capacidad de resiliencia de los ecosistemas involucrados (Oldfield y Alverson, 2003; Zolitschka y Enters, 2009).

En este contexto Sudamérica reviste un particular interés, dado su rol en el sistema climático mundial y su alta biodiversidad. Numerosos estudios paleoecológicos y paleoclimáticos se han llevado a cabo en las últimas décadas en el sub-continente sudamericano, principalmente en la región occidental (ver síntesis en Markgraf, 1993; Clapperton, 1993; Adams y Faure, 1997). Sólo pocos sitios han sido estudiados en el sudeste del continente, especialmente en Argentina y Brasil (por ejemplo, Behling 1998, 2007; Melo *et al.*, 2003; Moro *et al.*, 2004; Prieto *et al.*, 2004; Mancini *et al.*, 2005). La mayoría de estos estudios ha demostrado que la región ha estado sometida a una alternancia de fases climáticas húmedas y secas desde el Pleistoceno Tardío y durante el Holoceno, como consecuencia de cambios globales y regionales (Melo *et al.*, 2003). Asimismo, se han evidenciando importantes oscilaciones del nivel del mar durante el Holoceno, vinculadas a estos cambios climáticos (por ejemplo Isla, 1989; Martin y Suguio, 1992; Bracco y Ures, 1998; Cavallotto *et al.*, 2004; Bracco *et al.*, en este volumen).

No obstante, existen importantes diferencias en la cantidad, intensidad y duración de estas fases, de acuerdo a las distintas investigaciones consideradas. En primer término, esto se debe a que las investigaciones se basan en diferentes líneas de evidencias (geomorfológicas, sedimentarias, polínicas, paleontológicas, arqueológicas, etcétera) cuyos resultados muchas veces no pueden ser directamente homologados, sin tener en consideración los distintos tiempos e intensidad de respuesta de los sistemas generadores de cada indicador a una modificación ambiental dada. En segundo lugar, estas diferencias pueden deberse también a la complejidad intrínseca de los procesos naturales y a la variabilidad temporo-espacial del clima a escala local (Ravindranath y Sathaye, 2002; Burkett *et al.*, 2005). Por consiguiente, para obtener modelos detallados de

cambio paleoambiental, cada localidad o subárea debe ser tratada individualmente, integrando la información aportada por los distintos indicadores considerados.

La comunidad científica uruguaya no ha permanecido ajena a estas inquietudes, dando cabida en las últimas dos décadas a un conjunto de investigaciones de un claro perfil paleoecológico. Entre estas, cabe destacar los estudios paleoambientales llevados a cabo en el sudeste del país, produciendo un conocimiento convergente a partir de distintas disciplinas, tales como la geomorfología (por ejemplo Panario y Piñeiro, 1997; Bracco y Ures, 1998; Bracco *et al.*, 2000), geología (Montaña y Bossi, 1995), paleolimnología (García Rodríguez, 2002; García Rodríguez *et al.*, 2001, 2002, 2004a, 2004b, 2004c; Bracco *et al.*, 2005b; Inda *et al.*, 2006), paleontología (Sprechmann, 1978; Martínez, 1989; Martínez y Rojas, 2006), arqueología (Bracco *et al.*, 2000, 2005a, 2008) y paleobotánica (Campos *et al.*, 2001; del Puerto y Inda, 2005; Iriarte, 2006; Inda y del Puerto, 2007).

Muchos de estos trabajos se han centrado en las lagunas costeras, ya que estos ambientes constituyen rasgos de paisaje de corta vida y presentan, en costas y fondos, registros geológicos, geomorfológicos y bióticos detallados de las condiciones a las cuales estuvieron sujetas durante su evolución:

- nivel marino (cambios climáticos globales);
- salinidad (continente/océano);
- temperatura y pluviosidad (clima regional).

Esto las convierte en ambientes de gran potencial para la obtención de distintos registros que permiten reconstruir las variables paleoambientales que condicionan su conformación, evolución y configuración actual. El propio proceso de sedimentación que caracteriza a estos cuerpos de agua se realizó bajo determinadas condiciones físicas y químicas, por lo que el depósito presenta un contenido biológico que está en relación con las mismas. A partir del estudio de los sedimentos es posible reconstruir las condiciones paleolimnológicas del sistema acuático y las características paleoambientales de su cuenca de drenaje (Zolitschka y Enters, 2009; García-Rodríguez *et al.*, en este volumen).

En este trabajo se presenta una síntesis actualizada de los principales resultados obtenidos por estas investigaciones, atendiendo a los siguientes objetivos principales:

1. generar un modelo regional de evolución climática para Holoceno;
2. caracterizar la respuesta de los sistemas lacustres a los cambios climáticos ocurridos para esta época (nivel del cuerpo de agua, estado trófico, entre otros);
3. identificar anomalías atribuibles a impacto antrópico moderno; y
4. modelar escenarios de cambio futuro.

Antecedentes

Variabilidad climática durante el Holoceno

El Holoceno es la época más reciente del tiempo geológico y tiene sus inicios aproximadamente en el final de la última glaciación e instalación del interglacial actual, por lo que es conocido también como posglacial (Roberts, 2009). Debido a que los registros de la deglaciación y de los cambios bióticos relacionados no presentan exactamente la misma cronología a nivel mundial, el límite Pleistoceno-Holoceno es tiempo-transgresivo. Por tal motivo, por convención se ha establecido ese límite en 10.000 años ^{14}C AP o aproximadamente 11.450 años calibrados AP (Anderson *et al.*, 2007; Roberts, 2009).

El Último Máximo Glaciar, ocurrido entre 25.000-18.000 años cal. AP, instauró un clima muy frío y seco, con temperaturas hasta 20°C inferiores a las actuales. Mantos de hielo de hasta 4 km de espesor se extendían por el norte de Europa y Norteamérica, en tanto capas de hielo de menor entidad se desarrollaron en los Alpes, el sur de los Andes y partes del este de Asia (Roberts 2009). Durante el Máximo de la última Glaciación, hace unos 20.000 años, los Andes patagónicos desde los 38 °S hacia el sur estaban cubiertos por una calota de hielo; al norte de esta latitud, la glaciación de tipo alpina fue discontinua y se restringió a las altas cuencas de los valles cordilleranos. En Sudamérica, los estudios más completos y con mejor control cronológico de la última glaciación se ubican en la región de los grandes lagos de Chile/isla de Chiloé correspondientes a la Glaciación Llanquihue (Lowell *et al.*, 1995; Moreno *et al.*, 2001). Gran parte de la isla de Tierra del Fuego también estuvo cubierta por glaciares que descargaban la calota que cubría la Cordillera Darwin (Coronato *et al.*, 1999; Rabassa *et al.*, 2000).

El calentamiento climático y la consecuente deglaciación de estas regiones continentales, que marcan el comienzo del Holoceno, parecen haber sido más o menos sincrónicos a nivel mundial, aunque con diferencias constatadas entre ambos hemisferios. Estos cambios climáticos a gran escala responden principalmente a variaciones en la radiación solar recibida por la Tierra, vinculadas a cambios cíclicos en los parámetros astronómicos de la órbita del planeta. A comienzos del Holoceno, uno de los tres ciclos de Milankovitch —la presesión de los equinoccios— se encontraba en un punto opuesto del ciclo respecto a la actualidad. El cambio en este parámetro, que refiere al balanceo del eje de rotación terrestre respecto al sol, determinó que el hemisferio norte recibiera cerca de un 8% más de radiación solar durante los meses de verano, provocando veranos más cálidos en esas latitudes (Roberts, 2009).

Esta tendencia climática a largo plazo fue interrumpida en varias ocasiones durante los últimos 10.000 años. Si bien no existieron las fluctuaciones climáticas extremas del Pleistoceno, en el Holoceno tuvo lugar una significativa variabilidad climática. Ciclos

de cambio climático de aproximadamente 2500 y 1500 años se hallan bien registrados en la literatura mundial (*e.g.* Dansgaard *et al.*, 1984, consultar Clapperton [1993] para una síntesis de los trabajos al respecto). En gran parte pueden vincularse a la dinámica glaciaria, como lo indican ejemplos modernos de retroceso glaciario vinculados con cambios climáticos observados en el último siglo (IPCC, 2007), así como los cambios en las líneas de costa de lagos andino-patagónicos (Heusser y Rabassa, 1987; Ariztegui *et al.*, 1997; Markgraf *et al.*, 2003). Avances glaciares tuvieron lugar durante el Holoceno, *circa* 9.000-8.000, 6.000-5.000, 4.200-3.800, 3.500-2.500, 1.200-1.000 y 600 años calibrados AP, coincidiendo con rápidos cambios climáticos evidenciados en registros *proxies* de todo el mundo (ver ejemplos en Clapperton, 1993; Mayewski *et al.*, 2004; Rabassa, 2008). Estos registros demuestran que el clima holoceno ha sido dinámico a escalas significativas, tanto para los ecosistemas como para las sociedades humanas.

La variabilidad a escala milenaria durante el Holoceno puede ser explicada como consecuencia del balance dinámico entre componentes del sistema climático, incluyendo el ciclo hidrológico, el contenido de calor de los océanos, variaciones de los gases invernaderos atmosféricos y extensión de los hielos oceánicos. El forzante más determinante del clima holocénico es la variabilidad solar, superpuesta a variaciones en la insolación a gran escala temporal, determinados en gran medida por los parámetros de la órbita terrestre (Anderson *et al.*, 2007; Roberts, 2009). Entre los mecanismos de control más importantes de las variaciones climáticas sub-Milankovitch, se encuentran los cambios en la radiación emitida por el Sol —vinculados a los ciclos de manchas solares— y el efecto de las erupciones volcánicas con grandes emisiones de polvo. Estos forzantes externos se hallan sobre impuestos a variaciones internas del sistema climático terrestre. Las mismas se relacionan principalmente con cambios a gran escala en el sistema atmósfera-océano, ocasionando variabilidad climática interanual. En algunos casos, estas variaciones exhiben patrones geográficos y temporales, generando fenómenos bien conocidos y registrados, como la oscilación sur de El Niño o la oscilación del Atlántico Norte (Holmgren *et al.*, 2001; Bradley *et al.*, 2003; Labeyrie *et al.*, 2003).

Antecedentes paleoclimáticos regionales

De acuerdo a los modelos paleoclimáticos propuestos para la Cuenca del Plata, el UMG, ocurrido en torno a 25.000-18.000 años cal. AP, habría instaurado un clima mucho más seco y frío que el actual, que se extendió hasta unos milenios antes del comienzo del Holoceno. Evidencias regionales de estas condiciones han sido aportadas por registros polínicos en el SE de Brasil (Ledru, 1992; Behling, 1995, 1998, 2002, 2007; Behling *et al.*, 2004), en los Andes peruanos (Villagrán, 1990; Markgraf, 1993), en la Pampa argentina (Prieto, 1996, 2000) en el NE de Argentina (Rizzo, 1985 en Iriondo y García, 1993) y en la cuenca superior del Paraná (Stevaux, 1994 en Adams y Faure, 1997); por registros paleolimnológicos (diatomeas, sedimentología, indicadores geoquímicos, etcétera) en el sudeste de Brasil (Moro *et al.*, 2004); por depósitos de loess en la provincia de Santa Fe y el NO de Entre Ríos y la movilización y depósito

de arenas eólicas en el Chaco Occidental (Iriondo y García, 1993) y por registros sedimentarios, pedológicos, geomorfológicos y biológicos en la cuenca basáltica del norte de Uruguay (Castiñeira *et al.*, 2005; Castiñeira, 2008). No existe acuerdo, no obstante, sobre cuándo habrían culminado estas condiciones dando paso a las condiciones más cálidas y húmedas del Holoceno. Existen algunas evidencias de una leve mejora hacia el 17.000 a ^{14}C AP (Behling, 1995, 1998), pero para el 14.000 a ^{14}C AP habría tenido lugar un nuevo deterioro climático conocido como *Younger Dryas* (Iriondo y García, 1993), con fases semiáridas y erosión hídrica generalizada que, según estos autores, se habría extendido hasta el 8000 a ^{14}C AP. Prieto (1996) extiende estas condiciones climáticas hasta *circa* 10.500 a ^{14}C AP, a partir de registros polínicos para la Pampa argentina. Para el este de Uruguay, Iriarte (2006) establece condiciones más secas y frías a las actuales entre ~ 15.000 y ~ 10.000 años a ^{14}C AP, a partir del análisis de polen y silicofitolitos en un testigo extraído del bañado de India Muerta (Rocha). Sin embargo, la presencia de condiciones de estabilidad del paisaje, desarrollo pedogenético y un cambio hacia condiciones más húmedas son propuestas caracterizar la transición Pleistoceno-Holoceno en la cuenca basáltica del norte de Uruguay por Castiñeira *et al.*, 2005; Castiñeira 2008, correlacionable tentativamente con las condiciones inferidas para el inicio de la depositación Holoceno Temprano en cuencas del NE de la Provincia de Buenos Aires y asignada por otros autores al Platense (Prieto *et al.*, 2004; Blasi *et al.*, 2008).

Durante el Holoceno Temprano tuvo lugar un importante incremento en la temperatura y la humedad. No obstante, de acuerdo a los diferentes registros este mejoramiento climático habría tenido lugar en distintos momentos y con desigual intensidad en la región. A partir de evidencias sedimentológicas, arqueológicas y zoológicas, Iriondo y García (1993) postulan, para las provincias de Buenos Aires y Córdoba, Argentina, que recién hacia el 8000 a ^{14}C AP tuvo lugar el comienzo del período húmedo conocido como *Optimum Climaticum*, caracterizado por clima húmedo subtropical-tropical, extendiéndose hasta cerca del 3500 a ^{14}C AP. En la Pampa argentina, sin embargo, evidencias polínicas indican la finalización del período húmedo alrededor del 6000 AP, cuando comienza una fase más seca que se habría extendido hasta después del 4000 a ^{14}C AP (Mancini *et al.*, 2005; Prieto 1996). Para otras zonas (principalmente el sudeste y centro sur de Brasil) existen evidencias (polínicas, sedimentológicas, geoquímicas y diatomológicas) de un mejoramiento climático más temprano, próximo al 10.000 a ^{14}C AP. Las mismas sugieren que hacia el 8000 a ^{14}C AP se habría iniciado un nuevo pulso árido que se extendió hasta *circa* el 3000 a ^{14}C AP (Behling, 1995, 2007; Vernet *et al.*, 1994 en Adams y Faure, 1997; Melo *et al.*, 2003; Moro *et al.*, 2004). Iriarte (2006) señala la instalación de condiciones más cálidas y húmedas en el este de Uruguay próximo al 10.000 a ^{14}C AP, extendiéndose hasta ~ 6200 a ^{14}C AP.

El Holoceno Medio ha sido caracterizado como de alta variabilidad climática (Claperton, 1993) y representa la transición, más o menos gradual, a las condiciones

ambientales recientes. Quizás por esta razón, las diferencias constatadas entre los distintos modelos paleoclimáticos se acentúan aún más en torno a los registros correspondientes a este período. Aunque las evidencias paleoclimáticas para la Pampa son fragmentarias y con frecuencia controversiales, varios autores coinciden en que este período se caracterizó por un clima más seco, con cortos episodios de condiciones semiáridas o húmedas y cálidas (por ejemplo Prieto, 1996; Tonni *et al.*, 1999; Zarate *et al.*, 2000; Prieto *et al.*, 2004; Mancini *et al.*, 2005; Quattrocchio *et al.*, 2008). Los registros preexistentes para Uruguay, indican que desde *circa* 4500 a ^{14}C AP hasta ca. 2500 a ^{14}C AP habría predominado un clima sub-húmedo a seco, o con una marcada estacionalidad en las precipitaciones (Bracco *et al.*, 2005a, b; del Puerto *et al.*, 2006; Inda *et al.*, 2006). Panario y Piñeiro (1997) observan, para la costa atlántica de Uruguay, evidencias de erosión que manifiestan, para *circa* el 3000 a ^{14}C AP, condiciones más secas y/o de fuerte estacionalidad. Bracco *et al.* (2000) interpretan las variaciones isotópicas de la secuencia de valvas mono-específicas, que testifican la evolución del nivel de la laguna de Castillos desde el 5.500 hasta el 1.500 a ^{14}C AP, como consecuencia de un incremento del aporte de aguas continentales luego del 2000 a ^{14}C AP, denotando el fin del período seco anterior y el arribo del clima más húmedo actual. A partir del registro combinado de polen y fitolitos Iriarte (2006) señala este período de mayor aridez entre *circa* 6600 AP y algún momento posterior a *circa* 4000 a ^{14}C AP.

A partir del 2000 a ^{14}C AP diversos registros regionales indican un mejoramiento climático, con el pasaje a condiciones más cálidas y húmedas. Así lo evidencian las asociaciones faunísticas (Tonni *et al.*, 1999) y los registros de polen de la Pampa argentina (Quattrocchio *et al.*, 2008). Reconstrucciones cuantitativas de la precipitación basadas en secuencias polínicas, muestran valores de precipitación 100 mm superiores a los actuales entre 2000 y 500 años cal AP, sugiriendo condiciones subhúmedas-secas para el sudeste de la Pampa, mientras condiciones subhúmedas-húmedas similares a las actuales fueron inferidas para el área central (Tonello y Prieto, 2009). Evidencias de un episodio cálido registradas en testigos paleolimnológicos del sudeste de Uruguay y en asociaciones de mamíferos en el sur de la Pampa, han sido asignadas al Período Cálido Medieval (Tonni *et al.*, 1999; Bracco *et al.*, 2005b), que habría tenido lugar en torno al 1000 a ^{14}C AP (Clapperton, 1993; Iriando, 1999).

Ya en tiempos históricos, a partir del siglo XVI, evidencias de un deterioro climático fueron registradas en las asociaciones mamíferas de la Pampa (Tonni *et al.*, 1999; Iriando, 1999) y en registros paleolimnológicos del sudeste de Uruguay (Bracco *et al.*, 2005a, b), sugiriendo que podrían corresponder con la llamada Pequeña Edad de Hielo, con cronologías entre 800 y 200 a ^{14}C AP (Iriando, 1999). Coincidentemente, los valores de precipitación estimados para el sudoeste de la Pampa disminuyeron durante los últimos 500 años, sugiriendo condiciones climáticas semiáridas (Tonello y Prieto, 2009). Finalmente, crónicas históricas y evidencias geomorfológicas indican condiciones áridas en tiempos poshispánicos, con intervalos de incremento de precipitaciones (Politis, 1984; Tonni *et al.*, 1999; Deschamps y Tonni, 2007; Rabassa, 2008).

Potencial de los registros proxies en sedimentos lacustres

Los temas vinculados con el cambio global y sus potenciales efectos sobre las actividades humanas están ejerciendo gran presión sobre la comunidad científica, requiriendo la producción de modelos y predicciones sobre la variabilidad climática futura. Como se refirió anteriormente, la clave para modelar el comportamiento futuro es una adecuada comprensión del pasado. En este sentido, los sedimentos lacustres proveen un excelente archivo para la extensión temporal de los datos instrumentales e históricos referentes a cambios climáticos y ambientales.

Los sedimentos depositados en fondos de lagos y lagunas contienen una muy amplia variedad de información que refleja las condiciones ambientales pasadas. En ellos encontramos indicadores sedimentológicos, geoquímicos, geofísicos y biológicos, cuyo estudio se combina dentro del campo de la paleolimnología (Smol, 2002; Zolitschka y Enters, 2009). Los datos obtenidos son generalmente llamados datos *proxy* o *proxies* y son utilizados para evaluar la variabilidad de las condiciones climáticas pasadas, así como las influencias humanas sobre el sistema lacustre y/o sobre su cuenca de drenaje.

La sedimentación lacustre está controlada por procesos atmosféricos (clima), por la naturaleza geológica de la cuenca y sus características fisiográficas e hidrológicas (figura 1, Zolitschka y Enters, 2009). El clima y la geología también controlan la formación de suelos, la cobertura vegetal de la cuenca, la química del agua y las comunidades planctónicas del lago. Debido a que la geología no cambia significativamente durante el tiempo de vida de la mayoría de los sistemas lacustres, las variaciones observadas en el registro sedimentario se vinculan principalmente a la variabilidad climática. Aunada a ésta, en tiempos recientes la influencia antropogénica se ha convertido en un factor cada vez más importante de variabilidad.

A pesar de que los parámetros meteorológicos no pueden ser directamente medidos en los sedimentos lacustres, la información indirecta, tanto cualitativa como cuantitativa, que aportan los registros *proxies* puede ser usada para reconstrucciones paleoclimáticas. Esto se debe, como ya se mencionó, a que los procesos sedimentológicos, geofísicos, geoquímicos y biológicos se hallan predominantemente controlados por las condiciones climáticas, aportando una buena vía de aproximación a la variabilidad climática pasada.

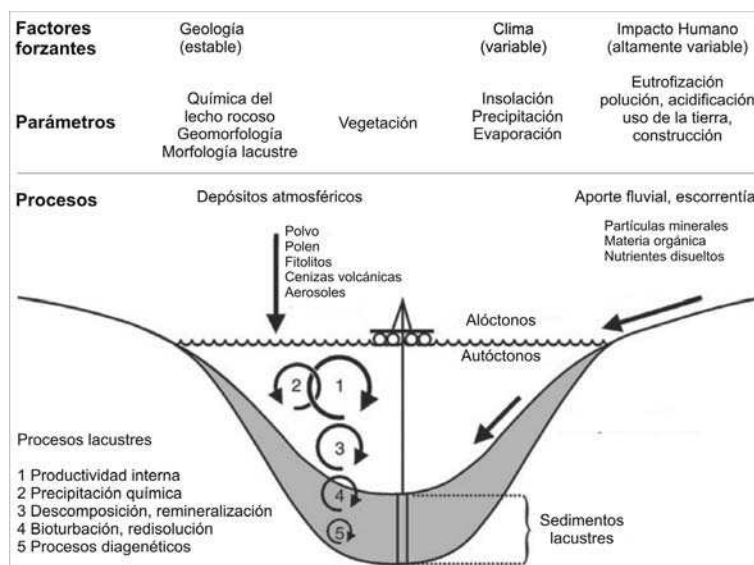


Figura 1. Esquema ilustrativo de los principales factores forzantes, parámetros y procesos que determinan la formación y composición de los sedimentos lacustres.
Tomado de Zolitschka y Enters (2009).

Debido a que los registros no son siempre continuos, con frecuencia no se pueden hacer evaluaciones de cambio climático continuo a partir de un único testigo o sistema lacustre. Tres grupos principales de datos *proxies* son utilizados para reconstruir cambios climáticos y ambientales pasados:

- **Biológicos:** por ejemplo polen, silicofitolitos, diatomeas, etcétera. Pueden ser calibrados usando *sets* comparativos regionales, estadísticamente transformados en valores reconstruidos de temperatura, precipitación, salinidad, pH, etcétera (Smol *et al.*, 2002a, b; Zolitschka y Enters, 2009).
- **Geoquímicos y geofísicos:** por ejemplo isótopos, nutrientes (P, N), materia orgánica, carbonato de calcio, etcétera. Pueden ser analizados con relativa rapidez, aportando información referente a las condiciones tróficas de los cuerpos de agua y su vinculación con los procesos biológicos y geoquímicos de la cuenca de drenaje, climáticamente relevantes (Boyle, 2002; Higginson, 2009; Zolitschka y Enters, 2009).
- **Sedimentológicos:** granulometría, composición mineralógica, propiedades magnéticas, tasas de flujo, etcétera, aportan información cualitativa acerca de los principales cambios ambientales en el cuerpo de agua y su cuenca de drenaje (Last, 2002a, b; Zolitschka y Enters, 2009). El tipo de pasaje o contacto entre las diversas unidades de relleno lacustre (continuas o discontinuas) también resulta útil para la determinación de cambios en los procesos depositacionales

producidos por eventos agradacionales y erosionales íntimamente ligados a cambios climáticos a escala de la cuenca.

El uso combinado de diferentes *proxies* robustece significativamente las interpretaciones efectuadas para la reconstrucción del pasado climático y ambiental de cualquier área estudiada.

Evidencias paleoclimáticas en sedimentos lacustres del sudeste de Uruguay

Registros *proxies* obtenidos de 11 testigos sedimentarios tomados en fondo y costas de seis lagunas costeras (tabla 1, figura 2) han contribuido a la construcción de un modelo regional de evolución paleoclimática y paleoambiental para el Holoceno del sudeste del país. En cada testigo sedimentario se analizaron conjuntamente diversos registros biológicos, geoquímicos y sedimentológicos, a los fines de obtener información referente a la variabilidad climática y ambiental durante el Holoceno.

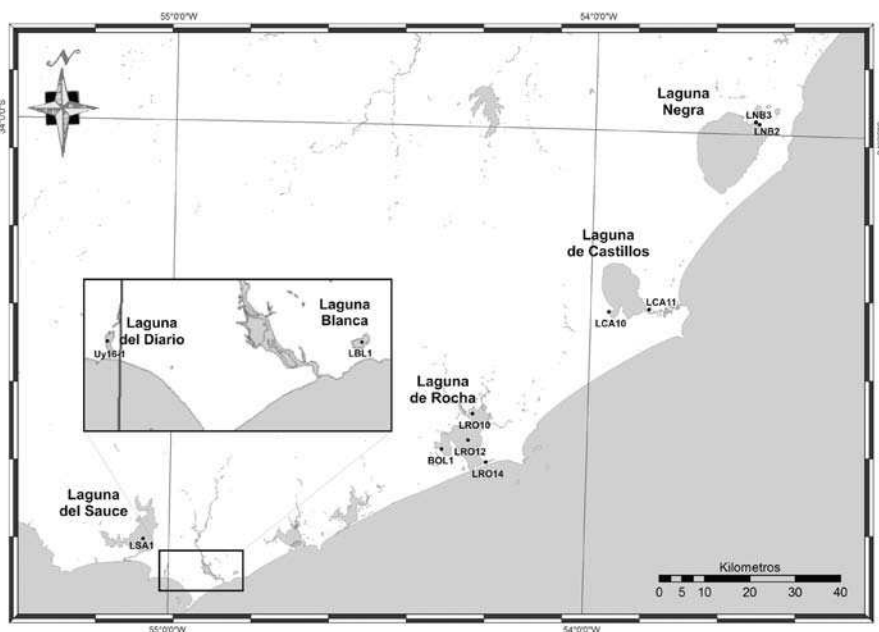


Figura 2. Ubicación geográfica de los sistemas lacustres y de los testigos sedimentarios analizados.

Tabla 1. Potencia y dataciones radiométricas de los testigos analizados.					
Laguna	Testigo	Potencia (cm)	Dataciones		
			Intervalo (cm)	Cronología	Técnica
Negra	LNB ₂	180	42-58	1720±50 a.AP	¹⁴ C
			58-68	1810±80 a.AP	
			93-108	3820±70 a.AP	
			135-140	3820±180 a.AP	
	LNB ₃	315	75-78	930 ± 45 a.AP	
			118-131	1600 ± 50 a.AP	
			161-178	1980 ± 40 a.AP	
			242-245	4560 ± 70 a.AP	
De Castillos	LCA ₁₀	352	250-266	13475 ± 720 a.AP	
			322-330	27160±1370 a.AP	
	LCA ₁₁	545	45-49	3263 ± 284 a.AP	
			535-545	7430 ± 170 a.AP	
de Rocha	BOL ₁	48	25-28	2250 ± 80 a.AP	
	LRO ₁₀	260	135-145	4606 ± 177 a.AP	
			235-250	8860 ± 310 a.AP	
	LRO ₁₂	680	66-81	4066 ± 126 a.AP	
			215-222	4410 ± 169 a.AP	
			430-438	5269 ± 233 a.AP	
			579-587	6209 ± 170 a.AP	
	LRO ₁₄	280	639-647	7207 ± 620 a.AP	
116-126			15187 ± 376 a.AP		
Blanca	LBI ₁	545	273-280	19030 ± 770 a.AP	
			60	1890 AD	²¹⁰ Pb
			140-145	1020 ± 60 a.AP	¹⁴ C
			250-255	2200 ± 60 a.AP	
			350-355	3710 ± 75 a.AP	
536-545	7310 ± 230 a.AP				
Sauce	LSA ₁	137	20-31	2710 ± 50 a.AP	¹⁴ C
			130-137	4380 ± 80 a.AP	
Diario	Uy 16-1	110	38	1905 AD	¹³⁷ Cs
			38	1899 AD	²¹⁰ Pb
			49-62	4000 ± 70 a.AP	¹⁴ C
			99,5-110	5300 ± 80 a.AP	
Fuentes: García-Rodríguez, 2002, Blasi <i>et al.</i> 2005, Bracco <i>et al.</i> 2005b, Rodríguez, 2006, Inda <i>et al.</i> 2006, 2008.					

Proxies biológicos:

silicofitolitos como indicadores paleobotánicos de variabilidad climática

Dentro del conjunto de indicadores biológicos, aquellos provenientes del campo de la paleobotánica han sido ampliamente utilizados en reconstrucciones paleoclimáticas a escalas que van desde una banda de frecuencia interanual (fenómeno de El Niño, por ejemplo) hasta orbital (ciclos glaciales-interglaciares) (Olfield y Alverson, 2003; Davis y Shaw, 2001). En este contexto, una aproximación que ha sido exitosamente explorada para la reconstrucción paleoambiental en ecosistemas de pastizales alrededor del mundo es el análisis de silicofitolitos (Fisher *et al.*, 1995; Fredlund y Tieszen, 1994, 1997; Alexandre *et al.*, 1997, 1999; Scott, 2002; Boyd, 2005; Zucol *et al.*, 2005).

Silicofitolitos: potenciales y limitaciones

Los silicofitolitos son partículas biominerales producto de la total o parcial silicificación de las células o espacios intercelulares de las plantas (Mulholland y Rapp, 1992). Su naturaleza silíceas permite que se preserven largo tiempo luego de muerto el organismo progenitor, habiéndose recuperado de rocas de más de 60 millones de años (Mulholland y Rapp, 1992). Este enorme potencial de preservación, aunado a su producción diferencial en muchas plantas, los convierte en microfósiles de gran utilidad para conocer la dinámica de la vegetación en el pasado.

Si bien no todas las plantas producen silicofitolitos, estos son muy abundantes en la mayoría de las monocotiledóneas, así como en muchas dicotiledóneas arbóreas y arbustivas (Bozarth, 1992, 1993). El grado de diagnóstico de estos microfósiles es muy variado, permitiendo en algunos casos alcanzar identificaciones específicas, aunque mayoritariamente se alcanza nivel de familia o género. A pesar de estas limitantes, en muchos casos los silicofitolitos permiten mayor resolución que otros micro restos vegetales. Este es el caso de las gramíneas, de gran relevancia en las reconstrucciones ambientales por su alta sensibilidad y rápida respuesta a los cambios en su entorno. A partir de las células cortas silicificadas producidas en el tejido epidérmico de estas plantas, es posible identificar los mecanismos fotosintéticos C_3 y C_4 de las gramíneas productoras, directamente vinculados al CO_2 atmosférico y al clima en general (Twiss, 1992). Esto ha sido contrastado con análisis isotópicos en perfiles sedimentarios (ver entre otros, Fredlund, 1993; Fredlund y Tieszen, 1997; Baker *et al.*, 2000), e incluso mediante análisis del contenido de carbono que queda ocluido en las células durante el proceso de mineralización (Smith y Anderson, 2001; Smith y White, 2004). Los resultados obtenidos confirman el potencial del estudio de células cortas silicificadas de gramíneas para reconstruir la vegetación y, consecuentemente, los cambios climáticos y ambientales.

Más aún, Twiss (1992) ha propuesto una clasificación de estas células especializadas silíceas en tres grupos principales, que corresponden a tres subfamilias que predominan en zonas climáticamente diferentes (figura 3):

- los fitolitos pooides derivan principalmente de especies C_3 de la subfamilia Pooideae (Festucoideae) que predomina en zonas templadas a frías de altas latitudes o altitudes;
- los fitolitos panicoides son producidos mayoritariamente por gramíneas C_4 de la subfamilia Panicoideae, predominante en zonas tropicales o subtropicales;
- los fitolitos chloridoides, derivan de especies C_4 que prosperan en climas áridos a semiáridos o con marcada estacionalidad en las precipitaciones.

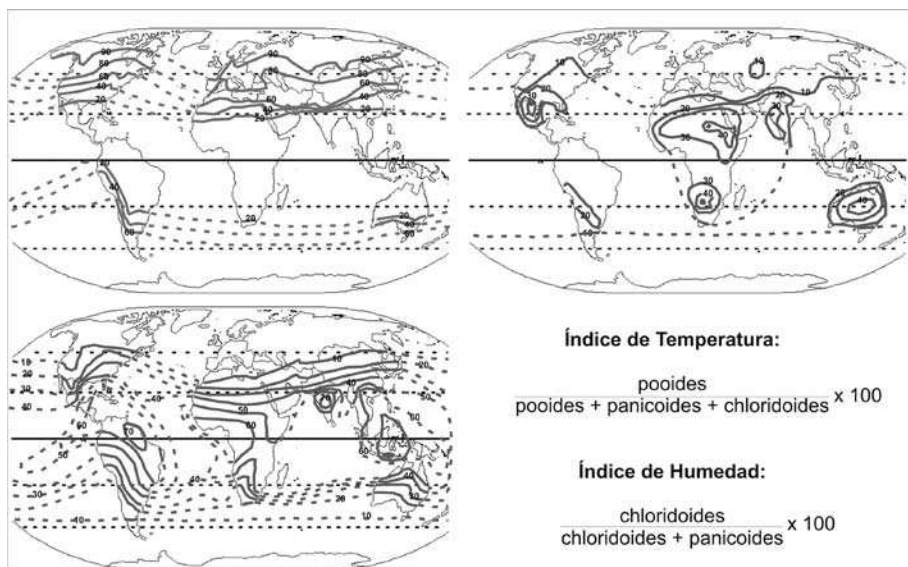


Figura 3. Mapas de distribución mundial de las subfamilias Pooideae (arriba derecha), Chloridoideae (arriba izquierda) y Panicoideae (abajo) expresada como porcentaje de especies en la flora de gramíneas (Twiss, 1992 basado en Hartley, 1973)

A partir de la abundancia relativa de cada uno de estos morfotipos, Twiss (1992) elaboró dos índices de gran aplicabilidad para la reconstrucción paleoambiental:

- El índice de temperatura (IT) se halla definido por la representación de los fitolitos pooides (C_3) en el total de células cortas de gramíneas pooides, panicoides (C_4) y chloridoides (C_4). Mayores valores sugieren un clima más frío, propio de altas latitudes o elevaciones, en tanto valores inferiores indican temperaturas cálidas de bajas latitudes o elevaciones.

$$IT = \frac{\text{Pooides}}{\text{Pooides} + \text{Panicoides} + \text{Chloridoides}} \times 100$$

- El índice (IH) de humedad se establece a partir de la relación de los fitolitos chloridoides en el total de células cortas de gramíneas C_4 (panicoides y chloridoides). De esta forma, un mayor valor del índice de humedad indica condiciones de mayor aridez o una estacionalidad más marcada en las precipitaciones.

$$IH = \frac{\text{Chloridoides}}{\text{Chloridoides} + \text{Panicoides}} \times 100$$

Junto a los datos paleoclimáticos aportados por las gramíneas, la posibilidad de identificar otras especies de diferentes familias, constituye un gran aporte para la reconstrucción de los paleoambientes (del Puerto, 2009).

Teniendo en cuenta el escaso transporte al que habitualmente son sometidos los silicofitolitos, los testigos de fondo de laguna presentan gran potencial para reconstruir cambios en la vegetación a escala local y microrregional. A diferencia del polen, los silicofitolitos no están diseñados para ser dispersados a grandes distancias. Usualmente se liberan del vegetal parental una vez que este muere y se degrada, integrándose al suelo o sustrato de base (Piperno, 1988; Mulholland y Rapp, 1992). Esto produce que el depósito sea *in situ* o mediante un escaso transporte. Sin embargo, bajo determinadas circunstancias (por ejemplo en climas áridos con denudación de suelos y fuertes vientos) es factible que se produzca una dispersión más amplia (figura 4).

El aporte de fitolitos en lagos y lagunas procede principalmente de sus cuencas de drenaje. Los cursos de agua y la escorrentía superficial posterior a las lluvias, transportan la mayor parte de los sedimentos y fitolitos que se depositan en los fondos lacustres. Sin embargo, la importancia del aporte de las diversas fuentes puede variar en el tiempo, dependiendo fundamentalmente de cambios en las condiciones climáticas y en la cobertura vegetal (Piperno, 1988).

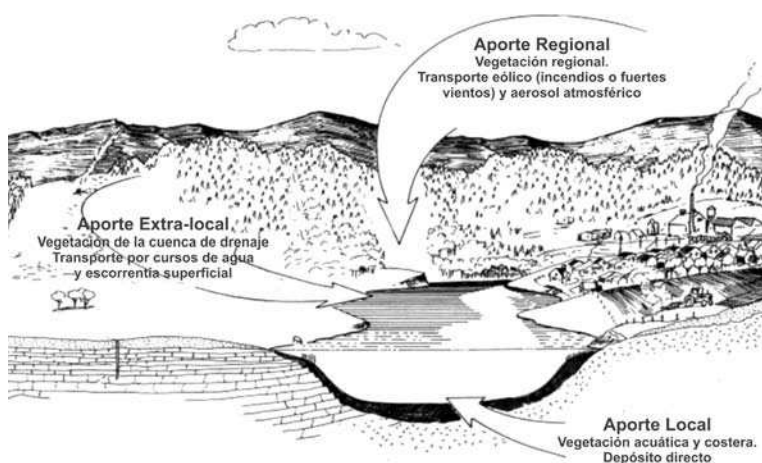


Figura 4. Fuentes de aporte de silicofitolitos a los sistemas lacustres.
Modificado de Smol, 2002.

En síntesis, su naturaleza silíceas y su cuantiosa producción en muchas plantas, hacen que los silicofitolitos se preserven en grandes cantidades por largo tiempo en el registro sedimentario de los sistemas lacustres. Además de ser resistentes y abundantes, permiten la identificación de los organismos progenitores a un nivel taxonómico o ecológicamente relevante. En particular, permiten la identificación de gramíneas con diferente mecanismo fotosintético (C_3 versus C_4), diferente hábito (*tall grass* o *short grass*) o de distintos hábitats (bañado, pradera, monte, etcétera) aportando información relevante para la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental.

Bases para el análisis de silicofitolitos

La interpretación del registro subfósil procedente de los testigos lacustres se sustentó en estudios comparativos previos sobre material actual, tanto vegetal como sedimentario (del Puerto *et al.*, 2006, 2008; del Puerto, 2009). Estos estudios hicieron especial hincapié en la caracterización de silicofitolitos de gramíneas, dada la sensibilidad climática y gran producción biosilíceas de estas plantas. A partir del estudio de 70 especies de gramíneas, se generó un nuevo sistema de clasificación de fitolitos de células cortas, con 15 categorías de morfotipos básicos (figura 5, del Puerto, 2009).

Morfotipo	Descripción	Ilustración
i Piramidal	Cuerpo trapezoidal semejante a una pirámide truncada. Sección transversal de la base aproximadamente rectangular a cuadrada u otra forma poligonal (trinagular, pentagonal, etc.). El tope puede ser plano o levemente cóncavo o convexo.	
ii Circular	El cuerpo es un cilindro corto o cono truncado. Sección transversal de la base aproximadamente oval a circular u otras formas curvadas (puede tener segmentos planos o cóncavos pero el contorno general es una forma curvada). El tope es una cara plana o levemente cóncava o convexa.	
iii Quilla	Idem ii pero el tope presenta un lomo central en forma de quilla.	
iv Cónico	Base y tope de iguales características al tipo circular (ii), pero el cuerpo es un cilindro largo o cono bien desarrollado.	
v Crenado	Cuerpo trapezoidal. Sección transversal de la base aproximadamente rectangular. Tope plano o levemente cóncavo o convexo. Bordes sinuosos o crenados.	
vi Lobado simple	Bilobado en forma de mancuerna con una caña central bien pronunciada separando ambos lóbulos (relación caña/lóbulo <2/3) y una plano de simetría lateral bien desarrollado. Los lóbulos presentan extremos convexos.	
vii Tipo-panicoide	Idem vi pero los lóbulos presentan extremos planos, levemente cóncavos o esculpidos.	
viii Cruz	El cuerpo es una caja rectangular a cuadrada o pirámide truncada. Los lados de la base presentan cuatro lóbulos bien definidos de aproximadamente igual tamaño, siendo los diámetros mínimos de la base aproximadamente iguales (diferencia <10% entre las medidas de ambos ejes de simetría).	
ix Otros lobados	Polilobados, mancuernas con porción central nodular, mancuernas complejas.	
x Tipo-stipa	Similar a un lobado simple pero sin la caña central marcada (relación caña/lóbulo >2/3) y cuerpo trapezoidal marcadamente asimétrico. La cara más pequeña (tope) presenta superficie plana, sin crestas o facetas secundarias.	
xi Tipo-aristida	Semejante a un lobado simple pero presenta una caña central notablemente marcada, larga (relación caña/lóbulo ≥ 2/1) y angosta (relación caña/lóbulo <1/3).	
xii Tipo-orizoide	Bilobado con porción central media, extremos marcadamente cóncavos y marcada simetría bilateral.	
xiii Montura	El cuerpo asemeja a una montura o recado, lateralmente simétrico. La sección transversal del tope y la base presenta dos bordes convexos opuestos y dos bordes opuestos menores usualmente cóncavos. El tope es cóncavo.	
xiv Tipo-bambusoide	Montura carente de simetría lateral, exhibiendo un cuerpo trapezoidal.	
xv Otros	Formas irregulares sin patrones específicos.	

Figura 5. Clave taxonómica para la clasificación de morfotipos de células cortas de gramíneas.
Fuente: del Puerto, 2009.

Esta clave parataxonómica permitió diferenciar estadísticamente grupos de gramináceas con relevancia taxonómica (seis subfamilias y ocho tribus), funcional (especies C_3 - C_4) y de hábitat (figura 6).

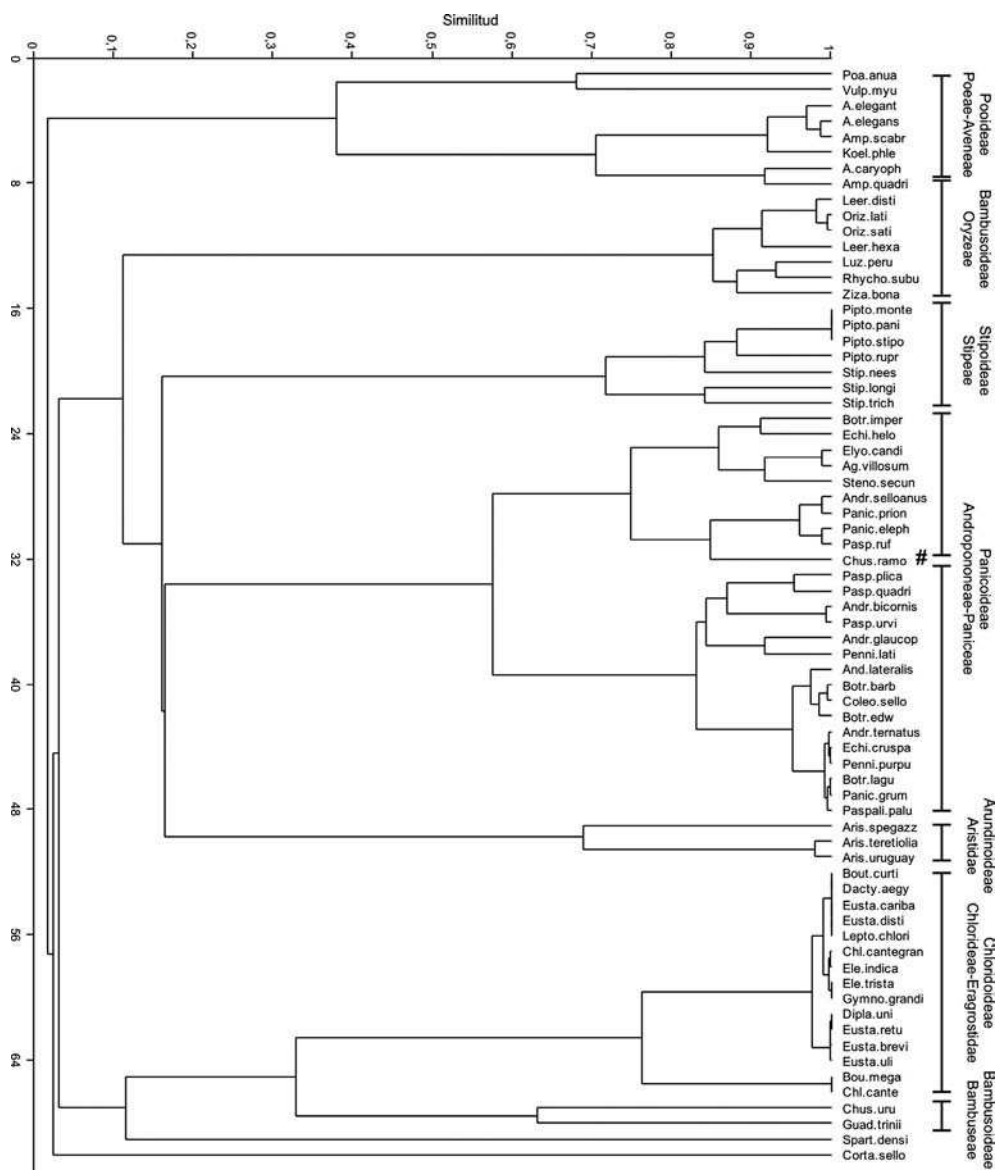


Figura 6. Dendrograma resultante del análisis de clúster a partir de las frecuencias relativas de morfotipos de células cortas de gramináceas, mostrando la relación entre las asociaciones fitolíticas y la filiación taxonómica de las especies analizadas.
Fuente: del Puerto, 2009.

La sensibilidad climática de los silicofitolitos de gramináceas fue contrastada mediante el análisis de sedimentos superficiales a los largo de gradientes climáticos. Para ello se

seleccionaron parcelas excluidas de la ganadería (tabla 2), con el propósito de obtener un registro fitolítico más ajustado a las condiciones climáticas actuales, sin el impacto generado por el ganado doméstico (Rosengurtt, 1944; Rodríguez *et al.*, 2003; Altesor *et al.*, 2005). Este registro se correlacionó estadísticamente con las variables meteorológicas y geográficas (del Puerto, 2009), utilizándose posteriormente como referente para interpretar las observaciones efectuadas en los testigos paleolimnológicos.

Tabla 2. Descripción de las exclusiones analizadas y valores obtenidos mediante los índices climáticos. TM= temperatura media anual, PM= precipitación anual media, HR= humedad relativa, IT= índice de temperatura, IH= índice de humedad.										
Localidad	Latitud	Longitud	Suelo	Latitud	Longitud	TM	PM	HR	IT	IH
El Palmar	31,5°S	58,17°O	Profundo	31,5	58,17	18,9	1300	73,75	45,93	15,07
El Relincho	33,19°S	56,58°O	Profundo	33,19	56,58	17,4	1099	72	51	9,48
			Somero						56,16	8,75
			Blanqueal						52,65	19,83
			Somero						56,36	11,02
Glencoe	32,0°S	57,8°O	Profundo	32	57,8	17,3	1406	74	50,68	13,24
			Somero						52,36	18,68
			Layado						51,55	40,43
Las Chilcas	36,3°S	58,3°O	Profundo	36,3	58,3	14,9	861	75,91	57,26	15,69
Quebrada	33,1°S	54,37°O	Somero	33,1	54,37	16,8	1292	75	57,45	10,19
			Profundo						50,96	10,61
SUL-A	33,52°S	55,33°O	Profundo	33,52	55,33	16,3	1161	76,79	52,55	11,39
Media				33,27	56,76	16,93	1187	74,58	52,91	15,37
DS				1,67	1,63	1,32	193,11	1,7	3,38	8,67

Proxies geoquímicos y sedimentológicos: génesis y diagénesis de los sedimentos lacustres

La formación de los sedimentos lacustres depende de factores climáticos y, por ende, bajo condiciones naturales el clima regional dominante ejerce control sobre el tipo de sedimentación. Los sedimentos lacustres son el resultado de tres mecanismos principales (Zolitschka y Enters, 2009):

- El flujo de partículas minerales procedentes de la cuenca de drenaje (por aporte fluvial o escorrentía) y/o los depósitos eólicos o atmosféricos, generan *sedimentos clásticos*. Estos sedimentos clásticos aumentan bajo condiciones climáticas frías y/o secas, donde la erosión física y la escasa cobertura vegetal favorecen el transporte (por escorrentía o acción eólica) de grandes cantidades de detritus de origen mineral. En el caso de las lagunas costeras, los sedimentos clásticos pueden responder

también a depósitos de alta energía producto de la interacción con el océano. La dominancia de sedimentos clásticos en lagos y lagunas se acompaña de niveles pobres en nutrientes (oligotróficos), que limitan una elevada productividad orgánica.

- La productividad biológica en el cuerpo de agua genera *sedimentos orgánicos* o biogénicos, a medida que la materia orgánica muerta se descompone y se acumula en el fondo. Este tipo de sedimento aumenta bajo condiciones climáticas templadas a cálidas y húmedas. La buena cobertura vegetal en la cuenca de drenaje, reduce la disponibilidad y capacidad de transporte de materiales clásticos hacia el cuerpo de agua. En estas condiciones la erosión química promueve la liberación de nutrientes del sustrato rocoso, que son incorporados a la materia orgánica vegetal, acumulados en el suelo o transportados al cuerpo de agua como iones disueltos. Esto determina condiciones mesotróficas a eutróficas, aumento de la productividad orgánica e incremento de los sedimentos orgánicos.
- La precipitación química de minerales de la columna de agua forma sedimentos evaporíticos. Esto sucede bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas, cuando por evaporación se incrementa la salinidad y el pH del agua. Además de la calcita (que en latitudes medias puede tener origen biogeoquímico) los compuestos más comunes en los sedimentos evaporíticos son el sulfato de calcio (yeso) y cloruro de sodio (halita).

Si bien las condiciones ambientales bajo las cuales se forman los sedimentos clásticos, orgánicos y evaporíticos son claramente diferentes, en los ambientes se produce la combinación de tales procesos (Zolitschka y Enters, 2009). En el caso de las lagunas costeras, en particular, se incorpora la relación dinámica continente-océano, con procesos más variados de aporte y remoción de sedimentos. En estos casos, además del clima, la composición de los sedimentos será el resultado de la topografía y geomorfología del sistema lacustre y la franja costera asociada, del tipo de conexión (directa o indirecta) con el mar y de los cambios eustáticos e isostáticos acaecidos a través del tiempo.

En este sentido, estudios detallados de los diferentes parámetros texturales (tamaño, forma, angulosidad, clasificación, entre otros) de los depósitos sedimentarios pueden contribuir a definir: a) fuente o proveniencia; b) mecanismos responsables del transporte de los materiales; c) condiciones limnológicas y químico-ambientales pasadas del sitio de depósito dentro de la cuenca; y d) condiciones paleoclimáticas y paleohidrológicas de la cuenca de drenaje (Last, 2002a). Asimismo, al igual que la textura y las estructuras sedimentarias, la composición mineralógica de los depósitos lacustres contribuye a comprender su génesis, indicando las condiciones limnológicas, hidrológicas y climáticas pasadas (Last, 2002b).

Los procesos vinculados a la génesis y diagénesis de los depósitos lacustres —y sus correspondientes implicancias climáticas y ambientales— pueden también ser inferidos a partir de la información aportada por los indicadores geoquímicos (Boyle, 2002). Estos *proxies* aportan información sobre paleotemperaturas, disponibilidad y ciclos de nutrientes, proveniencia de los aportes sedimentarios, historia de la vegetación, condiciones

redox, etcétera (Higginson, 2009). La información obtenida de los indicadores geoquímicos es diversa. La tasa de acumulación del carbono orgánico revela la paleoproduktividad biológica y las condiciones ambientales que afectaron la preservación de esa materia orgánica. La composición de la materia orgánica puede ser informativa respecto al origen de la producción primaria (por ejemplo, vegetación acuática *versus* terrestre), reflejando los factores climáticos (temperatura, humedad y vientos) de los cuales dependen (Boyle, 2002). Las cantidades y contenidos isotópicos de la materia orgánica sedimentaria (carbono, nitrógeno, fósforo) aportan información respecto al ciclo de los elementos, permitiendo reconstruir cambios históricos en productividad del cuerpo de agua.

La interpretación de los *proxies* geoquímicos puede ser dificultosa, debido a que el carácter lábil de los componentes geoquímicos los hace más susceptibles a la diagénesis (Boyle, 2002; Higginson, 2009). Por tal motivo, los indicadores geoquímicos suelen utilizarse para reconstrucciones ambientales en registros recientes, o bien en la elaboración de ecuaciones de transferencia para indicadores biológicos (Boyle, 2002). Asimismo, una aproximación multi-*proxy* puede compensar estos efectos post-depositacionales, contribuyendo a la interpretación paleoclimática y paleoambiental (Higginson, 2009).

En la tabla 3 se presenta una síntesis de los principales *proxies* geoquímicos y sedimentológicos analizados en los diferentes testigos. Información detallada sobre las metodologías analíticas particulares aplicadas en cada caso puede consultarse en García Rodríguez (2002), Blasi *et al.* (2005), Bracco *et al.* (2005a, b), Inda *et al.* (2006, 2008), Rodríguez (2006), del Puerto (2009) e Inda (2009).

Tabla 3. Principales proxies geoquímicos y sedimentológicos analizados en los testigos sedimentarios estudiados.			
Laguna	Testigo	Indicadores sedimentológicos	Indicadores geoquímicos
Negra	LNB2	Textura	MO Total
		Composición mineralógica de arenas y arcillas (DRX)	CO ₃ Total
	LNB3	Textura	MO Total
		Composición mineralógica de arenas y arcillas (DRX)	CO ₃ Total
de Castillos	LCA10	Textura y composición mineralógica de arenas	MO y CO ₃ Totales
	LCA11	Textura y composición mineralógica de arenas	MO y CO ₃ Totales
de Rocha	BOL1	Textura	MO, N y P Totales
	LRO10	Textura y composición mineralógica de arenas	MO, CO ₃ , C, N y P Totales
	LRO12	Textura y composición mineralógica de arenas	MO y CO ₃ Totales
	LRO14	Textura y composición mineralógica de arenas	MO y CO ₃ Totales
Blanca	LBI1	Textura y composición mineralógica de arenas	MO, CO ₃ , C, N y P Totales
Sauce	LSA1	Textura y composición mineralógica de arenas	MO, CO ₃ , N y P Totales
Diario	Uy 16-1	Textura y composición mineralógica de arenas	MO y CO ₃ Totales
Fuentes: García Rodríguez, 2002; Blasi <i>et al.</i> , 2005; Bracco <i>et al.</i> , 2005a y b; Inda <i>et al.</i> , 2006; Rodríguez, 2006; del Puerto, 2009; Inda, 2009.			

Principales resultados

El registro paleoclimático del Holoceno comienza con la transgresión marina que da origen precisamente a la formación de las lagunas costeras (Bracco *et al.*, en este volumen). El ascenso del nivel del mar habría alcanzado regionalmente su máximo entre 7000 y 5000 años ^{14}C AP (Isla, 1989; Martín y Suguio, 1992; Angulo *et al.*, 1999; Cavallotto *et al.*, 2004), período a partir del cual los indicadores considerados se hallan ampliamente registrados en los testigos lacustres.

Este primer período, entre 7000 y 5000 años ^{14}C AP, se halla representado en casi todos los sistemas lacustres estudiados para nuestras costas. Durante esta fase transgresiva las lagunas exhibieron condiciones marino/salobres, evidenciadas por la flora diatomológica y la micro y macrofauna de invertebrados (foraminíferos y gasterópodos) (García-Rodríguez, 2002; García-Rodríguez *et al.*, 2004a, b, c; Blasi *et al.*, 2005; Bracco *et al.*, 2005a, b; Inda *et al.*, 2006; del Puerto *et al.*, 2008; Inda, 2009). Los índices climáticos obtenidos a partir de la abundancia relativa de silicofitolitos de células cortas de gramíneas, indican que durante ese lapso imperaron condiciones templadas a cálidas y húmedas (figuras 7 a 12). A pesar de estas condiciones climáticas, los depósitos de fondo se caracterizaron por texturas gruesas, predominando el aporte clástico y bioclástico producto de la influencia marina. Dependiendo de la ubicación de los sistemas lacustres en relación con el mar y de los testigos dentro del ambiente léntico, en algunos casos se registró una alternancia de depósitos gruesos y finos, de alta y baja energía, evidenciando la conjunción de aportes alóctonos y autóctonos a los sistemas (por ejemplo, figuras 7 y 11). Por otra parte, la influencia del mar también determinó bajos estados tróficos, denotados por bajos contenidos de materia orgánica y nutrientes. A pesar de que las condiciones climáticas fueron favorables para la productividad orgánica y la meteorización química, los nutrientes aportados fueron diluidos en la dinámica de sistemas abiertos. Para ese período las «jóvenes» lagunas costeras se aproximaban más a golfos o ensenadas que a lagunas propiamente dichas (Inda 2009).

A partir de 5200-5000 años ^{14}C AP, tuvo lugar el comienzo de una fase regresiva abrupta (Bracco *et al.*, en este volumen), acompañada de la instauración de condiciones templadas a frías y subhúmedas-secas o marcadamente estacionales. La disminución de la temperatura y humedad se halla evidenciada por los índices climáticos obtenidos a partir de silicofitolitos de gramíneas, que alcanzan sus máximos valores entre 5200 y 3000 años ^{14}C AP (figuras 7 a 12).

Este cambio climático se encuentra también reflejado en la textura y composición mineralógica de los depósitos lacustres. En la mayoría de los testigos analizados se registra un importante incremento de la sedimentación para este período constituida principalmente por aportes eólicos de origen local y extracuenal (figuras 7 a 12). El clima más seco y frío contribuyó a la disminución de la cobertura vegetal, favoreciendo la erosión física, el transporte y el depósito de material clástico en los cuerpos de agua. Entre los aportes extracuenales, se destaca la presencia de vidrios volcánicos de origen andino (Blasi *et al.*, 2005; del Puerto, 2009) en las fracciones de limo y arena fina. Estos vidrios, angulosos y sin mayores señales de retransporte, se depositaron en todos los sistemas lacustres estudiados (figuras 7 a 12), denotando una mayor influencia de vientos de componente sur-suroeste, más fríos y secos (del Puerto, 2009). En forma consistente, los indicadores geoquímicos evidencian una escasa carga de nutrientes hacia los sistemas acuáticos, redundando en bajos niveles tróficos y baja productividad de los cuerpos de agua (figuras 7 a 12).

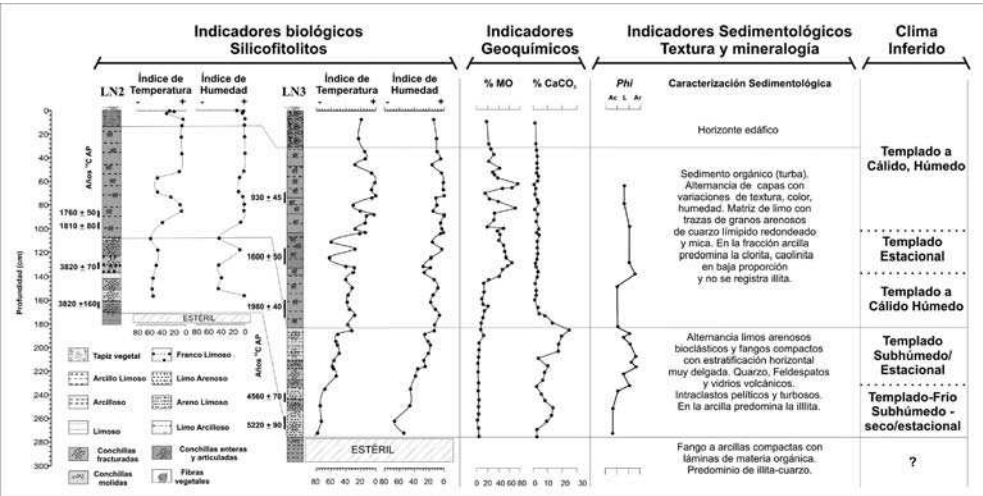


Figura 7. Principales resultados de los indicadores biológicos, geoquímicos y sedimentológicos para los testigos LN2 y LN3 de laguna Negra y secuencia paleoclimática inferida.

Fuentes: Blasi *et al.*, 2005; Bracco *et al.*, 2005 a y b; del Puerto *et al.*, 2008; del Puerto, 2009.

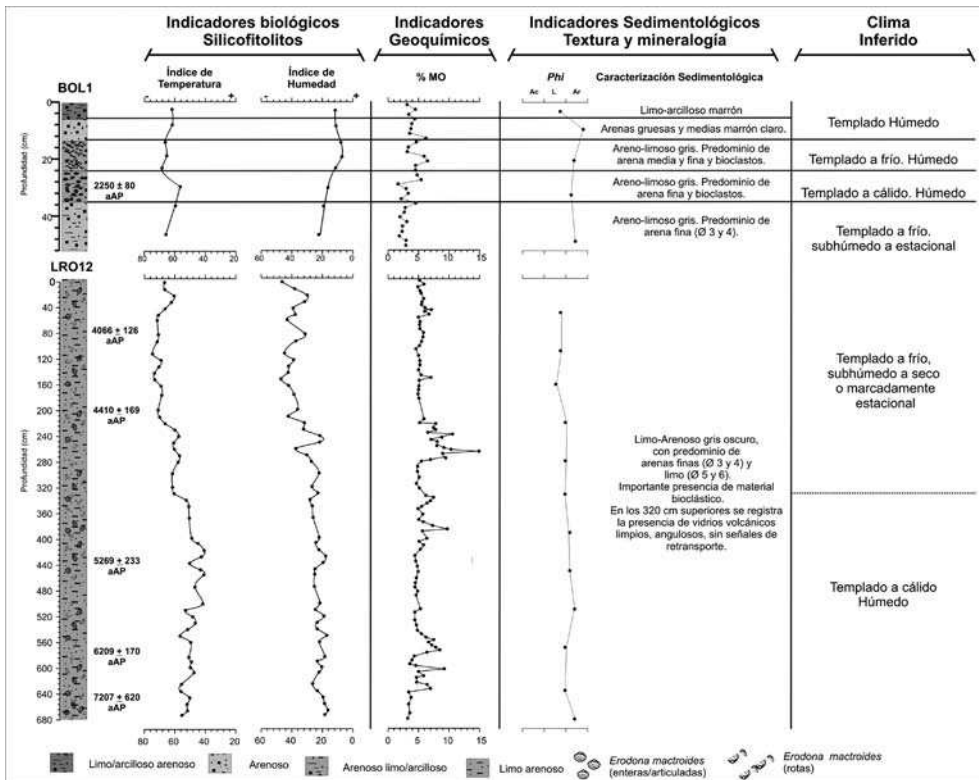


Figura 8. Principales resultados de los indicadores biológicos, geoquímicos y sedimentológicos para los testigos BOL1 y LRO12 de laguna de Rocha y secuencia paleoclimática inferida. Fuentes: García-Rodríguez *et al.*, 2001; García-Rodríguez, 2002; Inda *et al.*, 2006; del Puerto, 2009.

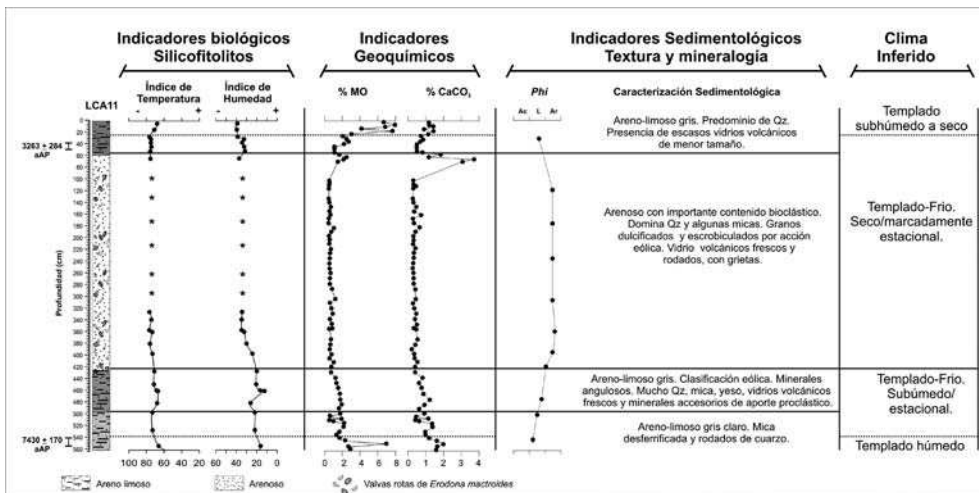
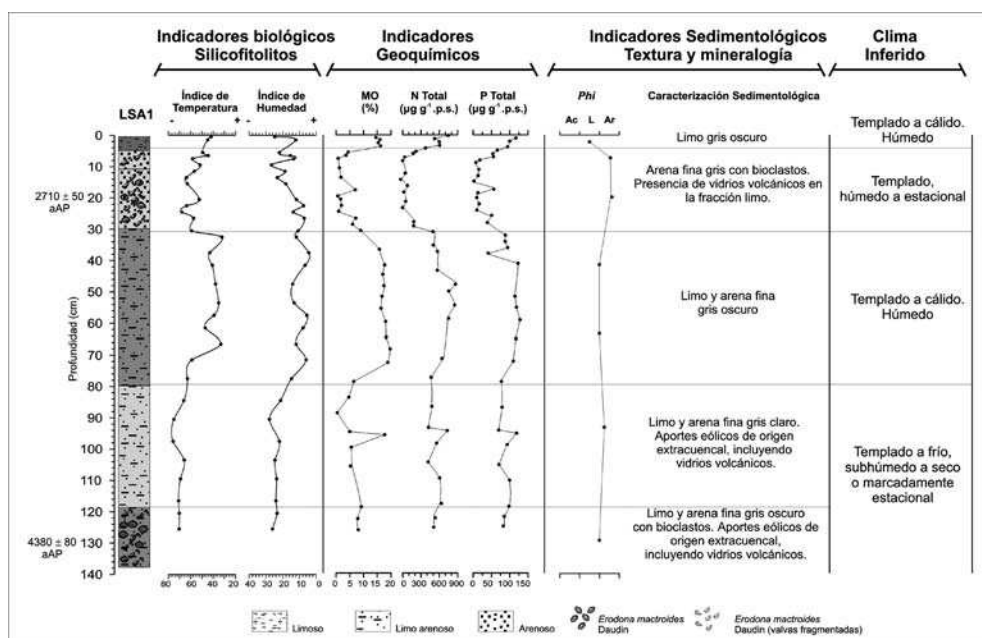


Figura 9. Principales resultados de los indicadores biológicos, geoquímicos y sedimentológicos para el testigo LCA11 de laguna de Castillos y secuencia paleoclimática inferida. Fuentes: García-Rodríguez, 2002; del Puerto, 2009.

La situación se revierte completamente a partir de *circa* 2500 años ^{14}C AP, cuando en los sistemas lacustres comienzan a depositarse sedimentos orgánicos, de texturas finas y ricos en nutrientes (figuras 7 a 12). Tanto las evidencias geoquímicas como sedimentológicas denotan un cambio hacia condiciones climáticas más cálidas y húmedas que, aunado al paulatino descenso del nivel del mar, contribuyó al aporte de nutrientes y al consecuente incremento del estado trófico de los sistemas acuáticos.

En los testigos de laguna Negra estas condiciones se hallan notablemente expresadas (figura 7). Perdida su conexión con el mar, el cuerpo de agua se dulcifica y se retrae, favoreciendo el desarrollo de bañados litorales y la formación de depósitos de turba (Blasi *et al.*, 2005; Bracco *et al.*, 2005b; Inda, 2009). Esto conlleva a que los índices climáticos inferidos a partir del análisis de silicofitolitos registren valores mínimos en estos depósitos (figura 7), representando las condiciones locales de una vegetación de bañado o pradera uliginosa, más que las condiciones de la cuenca de drenaje (del Puerto, 2009).

Aún así, en todos los testigos los índices climáticos denotan una transición hacia condiciones templadas a cálidas y húmedas, semejantes a las actuales (figuras 7 a 12). No obstante, en esa transición hacia las condiciones actuales, se registran dos puntos de inflexión. El primero, en torno a 1000 años ^{14}C AP, se caracterizó por temperaturas superiores bajo condiciones igualmente húmedas (figuras 7 y 11). Posteriormente, ya en tiempos históricos, se observa un cambio hacia condiciones climáticas más frías y secas, que se habrían extendido hasta tiempos recientes (figuras 7 y 11).



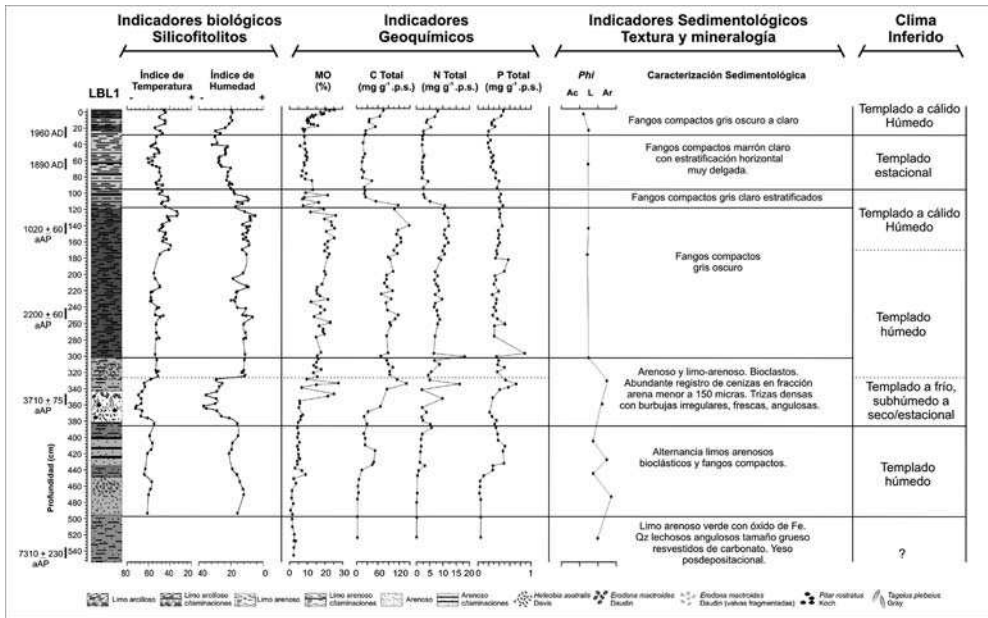


Figura 11. Principales resultados de los indicadores biológicos, geoquímicos y sedimentológicos para el testigo LBL1 de laguna Blanca y secuencia paleoclimática inferida. Fuentes: García-Rodríguez, 2002; del Puerto *et al.*, 2006; del Puerto, 2009.

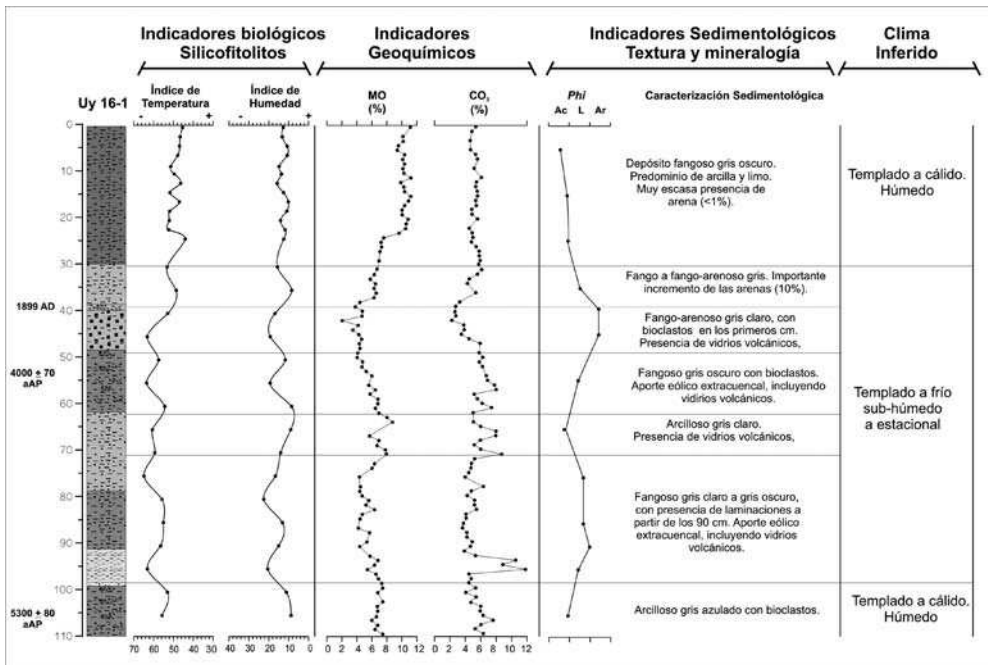


Figura 12. Principales resultados de los indicadores biológicos, geoquímicos y sedimentológicos para el testigo Uy 16-1 de laguna del Diario y secuencia paleoclimática inferida. Fuentes: Inda, 2009; Inda *et al.*, 2008.

Síntesis y discusión

El análisis de los testigos lacustres permitió reconstruir los cambios en la estructura y composición de la vegetación de las cuencas, de las fuentes y mecanismos de transporte y depositación de los sedimentos, así como de la productividad biológica y el estado trófico de los cuerpos de agua. A partir de la interpretación de estos cambios en términos climáticos, se infirieron las variaciones de temperatura y humedad para el Holoceno Medio y Tardío.

El registro conjunto de los once testigos analizados, cuenta con 34 dataciones radiométricas. Las mismas permiten contextualizarlo cronológicamente en el período Pleistoceno tardío-Holoceno (tabla 1). Sin embargo, sólo los testigos LCA10 y LRO14 cuentan con registros del Pleistoceno, de acuerdo a los cuatro fechados radiocarbónicos que así lo indican. Por contraste, el Holoceno se halla representando en todos los testigos analizados, con numerosas dataciones radiométricas y registros de gran resolución. Esto es particularmente válido a partir de circa 7000 años ^{14}C AP, coincidiendo con el inicio de la ingresión holocena que llevó a la conformación actual de los cuerpos de agua litorales someros. Lo anterior refuerza el potencial de registro de los sistemas lacustres.

Este registro múltiple para el Holoceno permite comparar y contrastar la información obtenida entre los distintos testigos. De esta comparación se desprende la alta consistencia entre los registros sincrónicos, incluso entre las distintas lagunas. Esto respalda el carácter regional de los cambios inferidos, así como la capacidad de reconstruirlos a partir de un enfoque multi *proxy*. Una prueba de lo anterior, está dada por los depósitos generados durante el Holoceno Medio (~ 5000 a ~ 3000 años ^{14}C AP), que se hallan representados en todos los sistemas analizados (figuras 7 a 12). Las inferencias paleoclimáticas efectuadas para este período, muestran una fuerte consistencia. Los índices de humedad y temperatura exhibieron valores similares para todos los registros, permitiendo inferir condiciones templadas a frías, subhúmedas a marcadamente estacionales durante este período.

Los depósitos del Holoceno Medio se caracterizaron, además, por la presencia de aportes eólicos de origen extracuenal, incluyendo tefras. La cronología de estos depósitos muestra una alta correspondencia con las dataciones obtenidas para distintos depósitos de cenizas volcánicas estudiados en el norte del país (Castiñeira y Fernicola, 2005; Bracco *et al.*, 2000). Los materiales piroclásticos reconocidos en capas corresponden a depósitos de caída primarios vinculados con alguna pluma eruptiva que alcanzo territorio uruguayo. En tanto, los sedimentos areno-limosos de composición predominantemente vitroclástica podrían vincularse a aportes loessicos transportados por vientos de componente oeste-soroeste, más fríos y secos (Zárate y Blasi, 1993; Zárate, 2003; Rabassa, 2008), o retrabajo local de depósitos piroclásticos primarios mezclados con otros materiales epiclásticos. Los depósitos de caída directa con cronología conocida pueden ser tomados como niveles guías para correlacionar los diferentes testigos.

A diferencia del Holoceno Medio, el Holoceno Tardío se halla menos representado y presenta mayores diferencias entre los testigos de las distintas lagunas (figuras 7

a 12). Los registros de mayor resolución se encuentran en los testigos de laguna Negra (figura 7) y laguna Blanca (figura 11) por la potencia de estos depósitos y por la cantidad de dataciones radiométricas con que cuentan. El hecho de que este intervalo temporal se halle mejor representado en estos cuerpos de agua puede deberse a que ambos sistemas perdieron su conexión directa con el mar con posterioridad al máximo transgresivo del Holoceno. Ambos sistemas se volvieron más lénticos, permitiendo la sedimentación de potentes depósitos que contienen el registro de los cambios acaecidos en el entorno.

De lo expuesto hasta aquí, se desprende que cada sistema lacustre, cada testigo paleolimnológico, presenta distintas fortalezas y debilidades en el registro, con depósitos de mayor o menor resolución dependiendo del lapso considerado. Es, por consiguiente, la integración de la información aportada por cada testigo en particular y su discusión conjunta, lo que permite una aproximación más fiel a la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental. En este sentido, considerando únicamente el registro procedente de las unidades con dataciones radiométricas para el Holoceno¹, se generó el modelo que se presenta en la figura 13 y que se analiza a continuación.

Holoceno Temprano

Este período, conocido como *Hipsithermal* u *Optimum Climaticum*, se caracterizó por el incremento en la temperatura y humedad respecto a las condiciones anteriores, instaurándose condiciones climáticas similares a las actuales. A nivel de los modelos regionales, no existe consenso respecto a su inicio y final. Las evidencias analizadas en esta investigación, indican que este cambio climático habría comenzado en algún momento entre el 8500 y 7500 años ¹⁴C AP, extendiéndose hasta *circa* 5200 años ¹⁴C AP. Este marco cronológico muestra una buena correspondencia con el modelo de síntesis propuesto por Mancini *et al.* (2005) para la pampa argentina. Asimismo, coincide con el período comprendido desde que el mar alcanzó su nivel actual *circa* 7000 años ¹⁴C AP, hasta que registró su máximo nivel *circa* 5500 años ¹⁴C (Isla, 1989; Bracco y Ures, 1998; Martín y Suguio, 1992; Cavalloto *et al.*, 2004). Esta correspondencia no sería casual; el calentamiento climático propició el retroceso de las zonas englazadas, ocasionando el ascenso de los niveles marinos (Aguirre y Whatley, 1995; Rabassa, 2008).

1 Se excluyeron los valores obtenidos mediante los índices climáticos para las unidades de turba de los testigos de laguna Negra, por considerarlos sobreestimados al representar las condiciones *in situ* y no el ambiente de la cuenca o región.

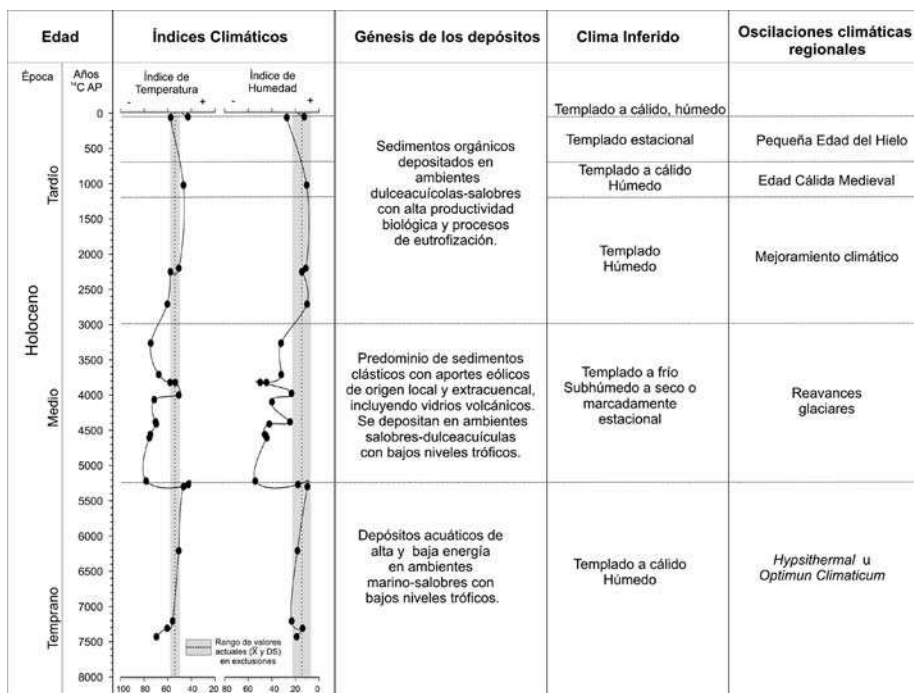


Figura 13. Modelo de evolución climática para el Holoceno en el sudeste de Uruguay. Se representan gráficamente las variaciones en los índices de temperatura y humedad registradas en los testigos analizados, considerando únicamente las unidades con dataciones radiométricas e incorporando el rango de valores actuales de referencia, obtenidos a partir de las exclusiones de ganado. Se esquematizan las principales características de los depósitos analizados y del clima inferido, cotejándolo con los modelos regionales de evolución climática

Holoceno Medio

El registro de los testigos paleolimnológicos evidencia que con posterioridad al 5000 años ^{14}C se produce un descenso de la humedad, instaurándose un clima subhúmedo a seco o con marcada estacionalidad en las precipitaciones. También se produjo un descenso en la temperatura media anual, estableciendo condiciones templadas a frías. Bajo estas circunstancias se habría desarrollado una vegetación rala, con praderas de pastos cortos y escasos elementos leñosos (del Puerto, 2009).

Estas señales climáticas han sido ampliamente registradas por diversas investigaciones en la región. Se vinculan a reavances glaciares en los Andes (Rabasa, 2008; Clapperton, 1993) que habrían determinado una mayor influencia de la corriente de las Malvinas (Aguirre y Whatley, 1995) y de vientos fríos y secos de componente suroeste (Zárate, 2003; Rabasa, 2008). Una vez más, no existe consenso a nivel regional respecto a las cronologías de inicio y finalización de estas condiciones. Sin embargo, existen amplias evidencias que indican que las condiciones climáticas actuales se habrían desarrollado recién con posterioridad al 2000 años ^{14}C AP (Bracco *et al.*, 2000;

Behling *et al.*, 2004; Mancini *et al.*, 2005; Behling, 2007). En este sentido, el análisis fitolítico de los testigos lacustres de Uruguay indica que este período más seco y frío se habría extendido hasta algún momento entre 3000 y 2000 años ¹⁴C AP, con una breve reversión hacia temperaturas mayores entorno al 4000 años ¹⁴C AP (figura 13).

Holoceno Tardío

Con posterioridad a *circa* 2500 años ¹⁴C AP, comienzan a registrarse las condiciones climáticas actuales. El registro fitolítico de los testigos lacustres evidencia la instauración de un clima subtropical (templado a cálido y húmedo) con el desarrollo de praderas invernales y estivales de pastos altos, montes ribereños y serranos, palmares y comunidades hidrófilas (del Puerto, 2009). Dependiendo de su conexión con el mar, los cuerpos de agua se tornan salobre-dulceacuícolas o dulceacuícolas, propiciando el depósito de sedimentos orgánicos y el incremento en el estado trófico.

Este cambio hacia las condiciones actuales se vio, no obstante, interceptado por dos pulsos climáticos particulares y por la intervención humana reciente. Hacia 1000 años ¹⁴C AP, el registro fitolítico de laguna Negra y laguna Blanca evidencia condiciones más cálidas y húmedas que las actuales (figuras 7, 11 y 13). Cronológica y climáticamente, este episodio coincide con el llamado Período Cálido Medieval, Máximo Medieval o Anomalía Climática Medieval, referida entre el 1400 y el 800 años ¹⁴C AP (Iriondo y García, 1993; Stine, 1994; Iriondo, 1998; Roberts, 2009).

Finalizando el Máximo Medieval, habría tenido lugar un nuevo pulso más seco y frío, registrado también en los testigos de laguna Blanca y laguna Negra (figuras 7, 11 y 13). Los índices de temperatura y humedad evidencian condiciones climáticas templadas y más secas o estacionales, que habrían ocasionado una retracción de las comunidades leñosas e hidrófilas (del Puerto, 2009). Por su cronología, este período podría corresponder a la llamada Pequeña Edad de Hielo, que produjo avances glaciares en el sur de nuestro continente (Clapperton, 1993; Iriondo, 1998; Rabassa, 2008). A partir de registros históricos Politis (1984) identifica la existencia de condiciones más áridas imperantes durante el siglo XVIII para la Provincia de Buenos Aires, las que se habrían extendido hasta *circa* 1800 AD (Iriondo, 1999). En el registro de laguna Blanca, sin embargo, estas condiciones más frías y secas se extienden con posterioridad a 1890 AD. En este sentido, se ha propuesto que el impacto humano en la cuenca de esta laguna, sería el responsable de perpetuar en el tiempo los cambios en la vegetación generados por la Pequeña Edad de Hielo (del Puerto, 2009).

Consideraciones finales

El análisis *multi proxy* en testigos de fondo de lagunas se ha mostrado como una herramienta de gran aplicabilidad para reconstruir los cambios climáticos y ambientales

ocurridos durante el Holoceno. La interpretación del registro paleobotánico se sustentó a partir de análisis comparativos sobre material actual, tanto vegetal como sedimentario, sentando las bases para calibrar la señal de los indicadores biosilíceos, tanto en términos taxonómicos como de sensibilidad climática y ambiental.

Este modelo muestra una buena correspondencia con diferentes líneas de evidencia a nivel regional, identificando los principales eventos de cambio climático y ambiental propuestos para el período de estudio. Los resultados obtenidos contribuyen a llenar un vacío en el conocimiento de la variabilidad climática holocénica a escala local, aportando información que puede tener impactos positivos a distintos niveles. En forma inmediata, la información generada puede ser de utilidad a distintas disciplinas que tienen en el pasado los orígenes o el desarrollo de sus objetos de estudio particulares: geología y geomorfología del Cuaternario, paleontología, arqueología, biología evolutiva. Por otra parte, y en forma más dilatada, la información paleoambiental generada puede contribuir a diversas investigaciones a nivel global, que buscan en los procesos pasados las bases para modelar escenarios futuros, ante los cambios climáticos y ambientales que están en curso. Finalmente, pero no menos importante, la conjugación de la información paleoambiental con la dinámica actual de los sistemas lagunares, constituye la base para la toma de decisiones informadas referentes al diseño de planes de manejo, conservación y/o restauración de estos ecosistemas costeros.

Bibliografía

- Adams, J. y Faure, H. (1997), «Preliminary Vegetation Map of the World since the Last Glacial Maximum: an Aid to Archaeological Understanding», en *Journal of Archaeological Science*, 24:623-647.
- Aguirre, M. L. y Whatley, R. C. (1995), «Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: a review», en *Quaternary Science Reviews* 14: 223-254.
- Alexandre, A.; Meunier, J. D.; Lézine, A.M.; Vicens, A. y Schwartz, D. (1997), «Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136: 213-229.
- Alexandre, A., Meunier, J. D.; Mariotti, A. y Soubies, F. (1999), «Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope Record from a Latosol at Salitre, South-Central Brazil», en *Quaternary Research* 51: 187-194.
- Altesor, A.; Oosterheld, M.; Leoni, E.; Lezama, F. y Rodríguez, C. (2005), «Effect of grazing on community structure and productivity of a Uruguayan grassland», en *Plant Ecology* 179: 83-91.
- Anderson, D. G.; Maasch, K. A.; Sandweiss, D. H. y Mayewski, P. A. (2007), «Climate and culture change: exploring Holocene transitions», en Anderson, D. G.; Maasch, K. A. y Sandweiss, D. H. (eds.), *Climate Change and Cultural Dynamics: A Global Perspective on Mid-Holocene Transitions*, 1-23. Elsevier.
- Angulo, R. J.; Giannini, P. C. F.; Suguio, K. y Pessenda, L. C. R. (1999), «Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ^{14}C ages», en *Mar. Geol.*, 159: 323-339.

- Ariztegui, D.; Bianchi, M. M.; Massafiero, J.; Lafargue, E. y Niessen, F. (1997), «Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina», en *Journal of Quaternary Science*, 12: 333-338.
- Baker, R. G.; Fredlund, G. G.; Mandel, R. D. y Bettis III, E. A. (2000), «Holocene environments of the central Great Plains: multi-proxy evidence from alluvial sequences, southeastern Nebraska», en *Quaternary International*, 67: 75-88
- Behling, H. (1995), «Late Quaternary environmental history from 5 new sites in the Brazilian tropics», en *Abstracts, 14th INQUA Congress*, Berlin, p 25.
- _____ (1998), «Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil», en *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 143-156
- _____ (2002), «South and Southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177: 19-27
- _____ (2007), «Late Quaternary vegetation, fire and climate dynamics of Serra do Araçatuba in the Atlantic coastal mountains of Paraná State, southern Brazil», en *Vég. Hist. Archaeobot.*, 16: 77-85
- Behling, H.; Pillar, V.; Orlóci, L. y Bauermann, S. G. (2004), «Late Quaternary *Araucaria* forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203: 277-297
- Blasi, A.; Castiñeira, C.; del Puerto, L.; Inda, H.; Bracco, R. y García-Rodríguez, F. (2005), «Sedimentación Holocena en Los Bañados de Santa Teresa y el Registro Arqueológico, Planicie Costera del departamento de Rocha, Uruguay», en Cabaleri, N.; Cingolani, C. A.; Linares, E.; López de Luchi, M. G.; Ostera, H. A. y Panarello, H. O. (eds.) *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, CD-ROM. Artículo 486, 8 pp.
- Blasi, A.; Prieto, A. R.; Castiñeira, C.; Fucks, E.; del Puerto, L.; de Francesco, C.; Figini, A.; Carbonari, J.; Huarte, R. y Hanson, P. (2008), «Variaciones ambientales y climáticas durante el Pleistoceno tardío en la cuenca media del río Luján, Argentina», en *XII Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de Resúmenes*, p 43.
- Boyd, M. (2005), «Phytoliths as paleoenvironmental indicators in a dune field on the northern Great Plains», en *Journal of Arid Environments*, 61 (3): 357-375
- Boyle, J. F. (2002), «Inorganic geochemical methods in paleolimnology», en Last, W. y Smol, J. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. 83-142, Nueva York, Kluwer Academic Publishers.
- Bozarth, S. R. (1992), «Classification of opal phytoliths formed in selected dicotyledons native to the Great Plains», en Rapp, G. Jr. y Mulholland, S. C. (eds.), *Advances in Archaeology and Museum Science I: Phytolith Systematics. Emerging Issues*, 193-214. Nueva York, Plenum Press.
- _____ (1993), «Biosilicate Assemblages of Boreal Forests and Aspen Parklands», en Pearsall, D. y Piperno, D. (eds.), *Mesa Research Papers in Science and Archaeology* 10. *Current Research in Phytoliths Analysis: Applications in Archaeology and Paleoecology*, 95-105, Philadelphia, University of Pennsylvania.
- Bracco, R. y Ures, C. (1998), «Las variaciones del nivel del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay», en *Revista do Museo de Arqueología e Etnología*, 8: 109-115.
- Bracco, R.; Montaña, J. R.; Bossi, J.; Panarello, H. y Ures, C. (2000), «Evolución del Humedal y Ocupaciones Humanas en el Sector Sur de la Cuenca de la Laguna Merín», en Durán, A. y Bracco Boksar, R. (eds.), *Arqueología de las Tierras Bajas*. 99-116, Montevideo, Ministerio de Educación y Cultura.
- Bracco, R.; del Puerto, L.; Inda, H. y Castiñeira, C. (2005a), «Middle-late Holocene cultural and environmental dynamics in the east of Uruguay», en *Quaternary International* 132: 37-45.

- Bracco, R.; Inda, H.; del Puerto, L.; Castiñeira, C.; Sprechmann, P. y García-Rodríguez, F. (2005b), «Links between Holocene sea level variation, trophic development and climatic change in Negra Lagoon, southern Uruguay», en *Journal of Paleolimnology* 33: 253-263.
- Bracco, R.; del Puerto, L. y Inda, H. (2008), «Prehistoria y arqueología de la cuenca de la Laguna Merín», en Loponte, D. y Acosta, A. (comps.), *Entre la Tierra y el Agua. Arqueología de Humedales de Sudamérica*, 1-60, Argentina, Ed. Libros del Riel.
- Bradley, R. S.; Briffa, K. R.; Cole, J. y Hughes, M. K. (2003), «The Climate of the Last Millennium», en Alverson, K. D., Bradley, R. S. y Pedersen, T. F. (eds.), *Paleoclimate, Global Change and the Future. Global Change -The IGBP Series*. 104-141, Berlin, Springer.
- Burkett, V.; Wilcox, D. A.; Stottlemeyer, R.; Barrowa, W.; Fagre, D.; Baron, J.; Price, J.; Nielsen, J. L.; Allen, C. D.; Peterson, D. L.; Ruggerone, G. y Doyle, T. (2005), «Nonlinear dynamics in ecosystem response to climatic change: Case studies and policy implications», en *Ecological Complexity* 2: 357-394.
- Campos, S.; del Puerto, L. y Inda, H. (2001), «Opal phytoliths analysis: its application to the archaeological record in the East of Uruguay», en Meunier, J. D. y Colin, F. (eds.), *Phytoliths: Applications in Earth Sciences and Human History*, Lisse, Ed. Balkema Publisher, pp. 129-142.
- Castiñeira, C. (2008), *Aspectos de la colonización humana prehistórica del noroeste de Uruguay*, tesis doctoral, Buenos Aires, Departamento de Posgrado de la Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires, 361 pp.
- _____ y Fernicola, J. (2005), «Tefrocronología y avances para una reconstrucción paleoclimática del Holoceno Medio en la región Norte del Uruguay», en Chiavazza, H. (ed.), *Anales de Arqueología y Etnología* N.º 59-60: 229-262, Universidad Nacional de Cuyo-Facultad de Filosofía y Letras.
- _____ Zárate, M.; Blasi, A.; Bracco, R.; Inda, H. y del Puerto, L. (2005), «Aportes para una actualización de la correlación estratigráfica: Formación Sopas (Norte Uruguay)-Formación Lujan (Prov. De Buenos Aires). Implicancias Arqueológicas», en *Actas del Primer encuentro de Discusión Arqueológica del noroeste Argentino «Arqueología de cazadores recolectores en la cuenca del Plata*, Santa Fe, Museo Etnográfico y Colonial «Juan de Garay», en prensa.
- Cavallotto, J. L.; Violante, R. A. y Parker, G. (2004), «Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina)», en *Quaternary International* 114, 155-165.
- Clapperton, C. (1993), *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*, Elsevier, 779 pp.
- Coronato, A.; Salemme, M. y Rabassa, J. (1999), «Palaeoenvironmental conditions during the early peopling of southernmost South America (Late Glacial-Early Holocene, 14-8 ka BP)», en *Quaternary International* 53/54: 77-92.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.; Clausen, H.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N. y Hammer, C. (1984), «North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores», en Hansen, J. y Takahashi, T. (eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*. 288-298, Washington DC, American Geophysical Union.
- Davis, M. B. y Shaw, R. G. (2001), «Range Shifts and Adaptive Responses to Quaternary Climate Change», en *Science* 292: 673-679.
- del Puerto, L. (2009), *Silicofitolitos como Indicadores Paleoambientales: Bases comparativas y reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno tardío en el SE del Uruguay*, tesis de Maestría en Ciencias Biológicas, Área Ecología, Montevideo, Pedeciba-Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 207 pp.
- _____ y Inda, H. (2005), «Silicofitolitos: aplicaciones para la reconstrucción de los sistemas de subsistencia prehistóricos», en *Anales de Arqueología y Etnología*, Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y Letras, Instituto de Arqueología y Etnología. N.º 59-60: 207-228.

- del Puerto, L.; García-Rodríguez, F.; Inda, H.; Bracco, R.; Castiñeira, C. y Adams, J. B. (2006), «Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay», en *Journal of Paleolimnology* 36: 151-163.
- del Puerto, L.; Inda, H. y García-Rodríguez, F. (2008), «Reconstrucción Paleoambiental para el Holoceno medio y tardío en la cuenca de la Laguna Negra: el aporte de los indicadores biosilíceos», en *Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles*. A. Korstanje, y P. Babot (org.): 119-129, Oxford, BAR International Series.
- Deschamps J. R. y Tonni, E. P. (2007), «Aspectos ambientales en torno al primer fuerte de la frontera sur de Buenos Aires: 'El Zanjón' 1745-1779», en *Documentos de Trabajo N.º 175*, Departamento de Investigaciones, Universidad de Belgrano, 24 pp.
- Estévez, J. (2005), *Catástrofes en la Prehistoria*, Ed. Bellaterra Arqueología, España, 336 pp.
- Fisher R. F.; Bourn, C. N. y Fisher, W. F. (1995), «Opal phytolith as an indicator of floristics of prehistoric grasslands», en *Geoderma*, 68: 243-255.
- Fredlund, G. (1993), «Paleoenvironmental Interpretations of Stable Carbon, Hydrogen, and Oxygen Isotopes from Opal Phytoliths, Eustis Ash Pit, Nebraska», en Pearsall, D. y Piperno, D. (eds.), *Mesa Research Papers in Science and Archaeology* 10. *Current Research in Phytoliths Analysis: Applications in Archaeology and Paleoecology*: 37-46, Philadelphia, University of Pennsylvania.
- _____ y L. T. Tieszen. (1994). Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. *Journal of Biogeography* 21: 312-335.
- _____ (1997), «Phytolith and Carbon Isotope Evidence for Late Quaternary Vegetation and Climate Change in the Southern Black Hills, South Dakota», en *Quaternary Research* 47: 206-217.
- García Rodríguez, F. (2002), *Estudio paleolimnológico de lagunas de Rocha, Castillos y Blanca, sudeste del Uruguay*, tesis de Doctorado en Biología, opción Ecología, Montevideo, Pedeciba, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 228 pp.
- _____ del Puerto, L.; Castiñeira, C.; Inda, H.; Bracco, R.; Sprechmann, P. y Scharf, B. W. (2001), «Preliminary Paleolimnological Study of Rocha Lagoon, SE Uruguay», en *Limnologica* 31: 221-228.
- García-Rodríguez, F.; Mazzeo, N.; Sprechmann, P.; Metzeltin, D.; Sosa, F.; Treutler, H. C.; Renom, M.; Scharf, B. y Gaucher, C. (2002), «Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca, SE Uruguay», en *Journal of Paleolimnology*. 28: 457-468.
- García-Rodríguez, F.; Sprechmann, P.; Metzeltin, D.; Scafati, L.; Melendi, D. L.; Volkheimer, W.; Mazzeo, N.; Hiller, A.; von Tümping Jr., W. y Scasso, F. (2004a), «Holocene trophic state changes in relation to sea level variation in Lake Blanca, SE Uruguay», *Journal of Paleolimnology* 31: 99-115.
- García-Rodríguez F.; Metzeltin, D.; Sprechmann, P.; Trettin, R.; Stams, G. y Beltrán-Morales, L. F. (2004b), «Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay», en *Journal of Paleolimnology* 32: 117-135.
- García-Rodríguez, F.; Metzeltin, D.; Sprechmann, P. y Beltrán-Morales, L. F. (2004c), «Upper Pleistocene and Holocene development of Castillos Lagoon in relation to sea level variation, SE Uruguay», en *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 641-661.
- Heusser, C. J. y Rabassa, J. O. (1987), «Cold climatic episode of Younger Dryas Age in Tierra del Fuego», en *Nature*, 328: 609-611.
- Higginson, M. (2009), «Geochemical Proxies (Non-Isotopic)», en *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. V. Gornitz (ed): 341-353. Springer. Dordrecht, Netherlands.
- Holmgren, M.; Scheffer, M.; Excurra, E.; Gutiérrez, J. y Mohren, G. (2001), «El Niño effects on the dynamics of terrestrial ecosystems», en *Trends in Ecology & Evolution* 16 (2): 8994.

- Inda, H. (2009), *Paleolimnología de cuerpos de agua someros del sudeste del Uruguay: evolución holocénica e impacto humano*. Tesis de Maestría, Montevideo, Pedeciba, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 147 pp.
- Inda, H. y del Puerto, L. (2007), «Antracología y Subsistencia: Paleoetnobotánica del Fuego en la Prehistoria de la Región Este del Uruguay. Puntas de San Luis, Paso Barranca, Rocha, Uruguay», en Marconeto, B.; Babot, P. y Oliszewski, N. (comps.), *Paleoetnobotánica del Cono Sur: Estudios de Casos y Propuestas Metodológicas*, 137-152. Museo de Antropología, FFyH-UNC, Ferreira Editor, Argentina.
- Inda, H.; García-Rodríguez, F.; del Puerto, L.; Acevedo, V.; Metzeltin, D.; Castiñeira, C.; Bracco, R. y Adams, J. B. (2006), «Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon, southern Uruguay», en *Journal of Paleolimnology* 35: 699-713
- Inda, H.; García-Rodríguez, F.; del Puerto, L.; Mazzeo, N.; Lotter, A.; Bracco, R.; Iglesias, C.; Fosalba, C.; Stutz, S.; Lopes, R.; Burone, L. y Michaelovitch, M. (2008), «Holocene palaeoenvironmental reconstruction and recent human impact in Laguna del Diarío, SE Uruguay», en *Book of Abstracts: Structure and function of world shallow lakes*, Punta del Este, p. 77.
- IPCC (2007), *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*, Ginebra, IPCC, 104 pp.
- Iriarte, J. (2006), «Vegetation and climate change since 14,810 14C yr B.P. in southeastern Uruguay and implications for the rise of early Formative societies», en *Quaternary Research* 65:20-32.
- Iriondo, M. (1999), «Climatic changes in the South American plains: Record of a continent-scale oscillation», en *Quaternary International* 57/58: 93-112.
- _____ y García, N. (1993), «Climatic variations in the Argentine Plain during the last 18.000 years», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101: 209-220.
- Isla, F. H. (1989), «Holocene sea-level fluctuations in the southern hemisphere», en *Quaternary Science Review* 8: 359-368.
- Labeyrie, L.; Cole, J.; Alverson, K. y Stocker, T. (2003), «The History of Climate Dynamics in the Late Quaternary», en Alverson, K. D.; Bradley, R. S. y Pedersen, T. F. (eds.), *Paleoclimate, Global Change and the Future. Global Change-The IGBP Series*. 33-72. Springer, Berlin.
- Last, W. M. (2002a), «Textural analysis of lake sediments», en Last, W. y Smol, J. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. 41-82, Nueva York, Kluwer Academic Publishers.
- _____ (2002b), «Mineralogical analysis of lake sediments», en Last, W. y Smol, J. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. 143-188, Nueva York, Kluwer Academic Publishers.
- Ledru, M. (1992), «Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil», en *Quaternary Research* 39: 90-98.
- Leroy, S. (2006), «From natural hazard to environmental catastrophe: Past and present», en *Quaternary International*, 158: 4-12.
- Lowell, T. V.; Heusser, C. J.; Andersen, B. G.; Moreno, P. I.; Hauser, A.; Heusser, L. E.; Schlüchter, C.; Marchant, D. R. y Denton, G. H. (1995), *Interhemispheric Correlation of Late Pleistocene Glacial Events*. *Science*, 269 (5230): 1541-1549.
- Mancini, M. V.; Paez, M. M.; Prieto, A. R.; Stutz, S.; Tonello, M. y Vilanova, I. (2005), «Mid-Holocene climatic variability reconstruction from pollen records (32°-52°S, Argentina)», en *Quaternary International* 132: 47-59.
- Markgraf, V. (1993), «Climatic history of Central and South America since 18.000 yr. BP», en Wright Jr., H.; Kutzbach, J.; Webb, T.; Ruddiman, W.; Street-Perrott, F. y Bartlein, P. (eds.), *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*, 357-385. University of Minnesota Press.

- _____. Bradbury, J. P.; Schwalb, A.; Burns, S. J.; Stern, C.; Ariztegui, D.; Gilli, A.; Anselmetti, F. S.; Stine, S. y Maidana, N. (2003), *Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina*. *Holocene*, 13 (4): 581-591.
- Martin, L. y Suguio, K. (1992), «Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in breachridge plains associated with river mouths: example from the Central Brazilian Coast», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 99: 119-140.
- Martínez, S. (1989), «Taphonomy and paleoecology of Holocene molluscs from the western margin of the Merin Lagoon (Villa Soriano Fm, Uruguay)», en *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. 7: 121-135.
- _____. y Rojas, A. (2006), «Asociaciones de moluscos bentónicos cuaternarios en la costa uruguaya: implicancias paleoecológicas», en Menafrá, R.; Rodríguez, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*. 189-196, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay.
- Mayewski, P. A.; Rohling, E.; Stager, C.; Karlén, K.; Maasch, K. A.; Meeker, L. D.; Meyerson, E.; Gasse, F.; van Kreveland, S.; Holmgren, K.; Lee-Thorp, J.; Rosqvist, G.; Rack, F.; Staubwasser, M.; Schneider, R. y Steig, S. (2004), *Holocene climate variability*. *Quaternary Research* 62: 243-255.
- Melo, M. S.; Giannini, P. C. F.; Pessenda, L. C. y Neto, M. B. (2003), «Holocene paleoclimatic reconstruction based on the Lagoa Dourada deposits, southern Brazil», en *Geologica Acta* 1 (3): 289-302.
- Montaña, J. y Bossi, J. (1995), *Geomorfología de los Humedales de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha*, Rocha, Probides, 65pp.
- Moreno, P. I.; Jacobson, G. L.; Lowell, T. V. y Denton, G. H. (2001), «Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in Southern Chile», en *Nature* 409: 804-808.
- Moro, R.; Bicudo, C.; de Melo, M. y Schmitt, J. (2004), «Paleoclimate of the late Pleistocene and Holocene at Lagoa Dourada, Paraná State, southern Brazil», en *Quaternary International*, 114: 87-99.
- Mulholland, S. y Rapp Jr., G. (1992), «Phytolith Systematics: An introduction», en Rapp, G. Jr. y Mulholland, S. (eds.), *Advances in Archaeological and Museum Science 1: Phytolith Systematics. Emerging Issues*. 1-14. Plenum Press, Nueva York.
- Oldfield, F. y Alverson, K. (2003), «The Societal Relevance of Paleoenvironmental Research»; en K.D. Alverson, R.S. Bradley y Pedersen, T. F. (eds.), *Paleoclimate, Global Change and the Future. Global Change - The IGBP Series*. 1-13, Berlín, Springer.
- Panario, D. y Piñeiro, G. (1997), «Vulnerability of oceanic dune systems under wind pattern change scenarios in Uruguay», en *Climate Research* 9 (1-2): 67-72.
- Piperno, D. (1988), *Phytoliths Analysis: an archaeological and geological perspective*, Nueva York, Academic Press, 280 pp.
- Politis, G. (1984), «Climate variations during historical times in Eastern Buenos Aires Pampas, Argentina», en *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Vol.2: 133-159.
- Prieto, A. R. (1996), «Late Quaternary Vegetational and Climatic Change in the Pampa Grassland of Argentina», en *Quaternary Research* 45: 73-88.
- _____. (2000), «Vegetational history of the Late glacial- Holocene transition in the grasslands of Eastern Argentina», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157 (3-4), 167-188.
- _____. Blasi, A.; De Francesco, C. 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», en *Quaternary Research* 62: 146-161.
- Quattrocchio, M. E.; Borromei, A. M.; Deschamps, C. M.; Grill, S. C. y Zavala, C. A. (2008), «Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene-Holocene, southern Pampa

- (Argentina): Evidence from palynology, mammals and sedimentology», en *Quaternary International*, 181: 123-138.
- Rabassa, J. (2008), «Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego», en *Developments in Quaternary Sciences* 11: 151-205.
- Coronato, A.; Bujalesky, G.; Roig, C.; Salemme, M.; Meglioli, A.; Heuser, C.; Gordillo, S.; Borromei, A. y Quatrocchio, M. (2000), «Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: un updated review», en *Quaternary International*, 68-71: 217-240.
- Ravindranath, N. H. y Sathaye, J. (2002), «Climate change and developing countries», en Beniston, M. (ed.), *Advances in global change research*, Vol. 11, 1-286. Kluwer Academic Press, Dordrecht.
- Roberts, N. (2009), «Holocene Climates», en Gornitz, V. (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, 438-441, Dordrecht, Springer.
- Rodríguez, A. (2006), *Evolución del estado trófico de Laguna del Sauce e importancia de la carga interna de nutrientes*, tesis de Maestría en Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, Uruguay, 113 pp.
- Rodríguez, C.; Leoni, E.; Lezama, F. y Altesor, A. (2003), «Temporal trends in species composition and plant traits in natural grasslands of Uruguay», en *Journal of Vegetation Science*, 14: 433-440.
- Rosengurtt, B. (1944), «Estudios sobre Praderas Naturales del Uruguay», en 4^a Contribución: *Las formaciones campestres y herbáceas del Uruguay. Apartado de Agros*, Montevideo, 45pp.
- Scott, L. (2002), «Grassland development under glacial and interglacial conditions in southern Africa: review of pollen, phytolith and isotope evidence», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177 (1-2): 47-57.
- Smith, F. y Anderson, K. (2001), «Characterization of Organic Compounds in Phytoliths: Improving the Resolving Power of Phytolith $\delta^{13}C$ as a Tool for Palaeoecological Reconstruction of C3 and C4 Grasses», en Meunier, J. y Colin, F. (eds.), *Phytoliths: Applications in Earth Sciences and Human History*. 317-327. Balkema Publisher, Lisse, France.
- Smith, F. A. y White, J. W. C. (2004), «Modern calibration of phytolith carbon isotope signatures for C3/C4 paleograssland reconstruction», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207: 277-304.
- Smol, J. (2002), *Pollution of Lakes and Rivers: A Palaeoenvironmental Perspective*, Londres, Arnold, 396 pp.
- John, H.; Birks, B. y Last, W. M. (2002a), «Using biology to study long-term environmental change», en Smol, J.; Birks, B. y Last, W. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Vol. 3: Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators, 1-4. Kluwer Academic Publishers, Nueva York.
- Smol, J.; Birks, B. y Last, W. M. (2002b), «Zoological indicators in lake sediments: an introduction», en Smol, J. Birks, B. y Last, W. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Vol. 4: Zoological Indicators. 1-4. Kluwer Academic Publishers, Nueva York.
- Sprechmann, P. (1978), «The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan costal area during the Neogene and Quaternary», en *Zitteliana* 4: 3-72. Stuttgart.
- Stine, S. (1994), «Extreme and persistent droughts in California and Patagonia Turing medieval time», en *Nature*, 369: 546-549.
- Tonello M. S. y Prieto, A. R. (2009), «Tendencias climáticas para los pastizales pampeanos durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Estimaciones cuantitativas a partir de registros polínicos fósiles», en *Ameghiniana* (Enviado).
- Tonni, E. P.; Cione, A. L. y Figini, A. J. (1999), «Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 147: 257-281.

- Twiss, P. C. (1992), «Predicted world distribution of C₃ and C₄ grass phytoliths», en Rapp, G. Jr. y Mulholland, S. C. (eds.), *Advances in Archaeology and Museum Science 1: Phytolith Systematics. Emerging Issues*. 113-128. Nueva York, Plenum Press.
- Villagrán, C. (1990), «Glacial Climates and their effects on the history of the vegetation of Chile: a synthesis based on palynological evidence from Isla de Chiloe», en *Review of Palynology & Palaeobotany* 65: 17-24.
- Zárate, M. (2003), «Loess of southern South America», en *Quaternary Science Review* 22: 1987-2006.
- _____ y Blasi, A. (1993), «Late Pleistocene–Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: a preliminary model», en *Quaternary International*, 17: 15-20.
- Zárate, M.; Kemp, R.A.; Espinosa, M. y Ferrero, L. (2000), «Pedosedimentary and palaeoenvironmental significance of a Holocene alluvial sequence in the southern Pampas, Argentina», en *The Holocene* 10 (4): 481-488.
- Zolitschka, B. y Enters, D. (2009), «Lacustrine Sediments», en Gornitz, V. (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, 485-488. Dordrecht, Springer.
- Zucol, A. F.; Brea, M. y Scopel, A. (2005), «First record of fossil Wood and phytolith assemblages of the Late Pleistocene in El Palmar National Park (Argentina)», en *Journal of South American Earth Science* 20: 33-43.

Alejandro D'Anatro · Gabriela Wlasiuk
Enrique P. Lessa

Historia climática
del Cuaternario tardío
y estructura poblacional del tucu-tucu
de Río Negro *Ctenomys rionegrensis*
Langguth y Abella

Resumen

Conocer la interacción entre factores ecológicos e históricos que han moldeado la estructura de las poblaciones es importante para comprender la historia demográfica de las mismas. El tucu-tucu de río Negro, *Ctenomys rionegrensis* Langguth y Abella, representa un caso de estudio interesante para abordar esta temática, debido a su marcada estructura poblacional y restringida distribución geográfica. Algunos estudios basados en análisis moleculares y morfológicos han propuesto una colonización reciente de buena parte del área que esta especie ocupa en Uruguay, la cual involucra un evento de expansión poblacional seguido del aislamiento entre las poblaciones. Otro estudio sin embargo, ha sugerido un escenario diferente, asociando los niveles de variación genética a una combinación de la distancia geográfica entre poblaciones y la exposición de las mismas a posibles perturbaciones ambientales ligadas a las oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. Con el objetivo de profundizar nuestro entendimiento de la historia demográfica de *C. rionegrensis*, reanalizamos datos de secuencias de ADN mitocondrial y frecuencias de loci microsatelitales. Estos análisis confirman la expansión poblacional asociada a una expansión de rango previamente propuesta en esta especie. Sin embargo, las poblaciones asociadas a zonas bajas, cercanas a las márgenes del río Uruguay presentan además una huella, a nivel molecular, característica de poblaciones que han pasado por un cuello de botella poblacional en un pasado reciente. Las dataciones moleculares de este evento son acordes con los modelos de fluctuaciones del nivel del mar planteados para la región. Integrando nuevos análisis en un contexto más detallado de la historia geológica de la región, nuestro estudio sugiere un escenario que en cierta medida reconcilia los resultados de trabajos previos.

Palabras clave: *Ctenomys*; transgresiones marinas holocénicas; estructura poblacional; expansión de rango; cuello de botella poblacional.

Introducción

La historia evolutiva de las poblaciones es el resultado de interacciones entre procesos como la mutación, la deriva genética, la selección natural y el flujo génico. La eficiencia de la selección natural, ya sea removiendo variantes deletéreas o favoreciendo adaptaciones, depende críticamente del tamaño efectivo poblacional. Las fluctuaciones en el tamaño efectivo o cambios en la estructura geográfica, inducidos por factores ambientales, pueden en principio impactar el potencial de adaptación de las especies. Por ejemplo, las reducciones del tamaño efectivo poblacional están asociadas a un aumento de la tasa de endocria y consecuente pérdida de variación genética, mayor probabilidad de fijación de alelos deletéreos por deriva genética, reducción del potencial adaptativo e incremento de la probabilidad de extinción (Cornuet y Luikart 1996 y

referencias allí citadas). Dichos «cuellos de botella» poblacionales han sido propuestos como factores clave en algunos modos de especiación. El modelo de especiación peripátrida (Mayr, 1954; Carson, 1971; pero ver Coyne y Orr, 2004) por ejemplo, sugiere posibles «revoluciones» genéticas asociadas a la fundación de nuevas poblaciones por un número reducido de individuos, el llamado «efecto fundador».

Las especies con distribución espacial acotada son más susceptibles a sufrir variaciones en el tamaño poblacional o cambios en su estructura geográfica en respuesta a eventos climáticos. El tucu-tucu de río Negro *C. rionegrensis* es una especie de roedor subterráneo restringida a zonas de arenales, con una distribución geográfica muy localizada en Uruguay, que abarca aproximadamente un área de 50 x 60 km² en el departamento de río Negro (figura 1), encontrándose también algunas poblaciones aisladas en Argentina (D'Elía *et al.*, 1999). Es posible que las transgresiones marinas ocurridas durante el Pleistoceno-Holoceno que afectaron la zona hoy comprendida en el rango de distribución de esta especie (Alonso, 1978; Sprechmann, 1978), hayan jugado un papel importante en la evolución de esta especie. A lo largo de su rango de distribución en Uruguay *C. rionegrensis* presenta una marcada variación en el color del pelaje, reconociéndose tres fenotipos discretos: «agutí», «melánico» (Langguth y Abella, 1970a) y «dorso oscuro» (Altuna *et al.*, 1985). Mientras que ciertas poblaciones son monomórficas respecto a esta característica, otras son polimórficas en distintas combinaciones (figura 1). A diferencia de otros roedores (tucu-tucus: Freitas y Lessa, 1984; tuzas: Patton y Smith, 1990; ratones del desierto: Nachman *et al.*, 2003) y pequeños mamíferos en general (Endler, 1978), esta especie no presenta una correlación obvia entre el color del pelaje dorsal y el color del sustrato donde habita (D'Elía *et al.*, 1998). Dicha observación ha generado interés en comprender la interrelación entre procesos evolutivos y demográficos en esta especie y ha motivado diversos estudios a lo largo de los años.

Langguth y Abella (1970b) y Altuna *et al.* (1985) propusieron originalmente la fijación del melanismo por deriva genética, la cual se vería favorecida en especies de tamaño poblacional reducido y escasa vagilidad, como es típicamente el caso de estos roedores. Sin embargo, D'Elía *et al.* (1998), utilizando marcadores alozimicos, estimaron altos niveles de flujo genético a lo largo de todo el rango de distribución de la especie, rechazando la hipótesis de la deriva genética como principal responsable de la fijación del melanismo. Wlasiuk *et al.* (2003) re-estimaron los niveles de flujo génico entre poblaciones de la especie utilizando microsatélites y ADN mitocondrial y encontraron, por el contrario, flujo génico reducido.

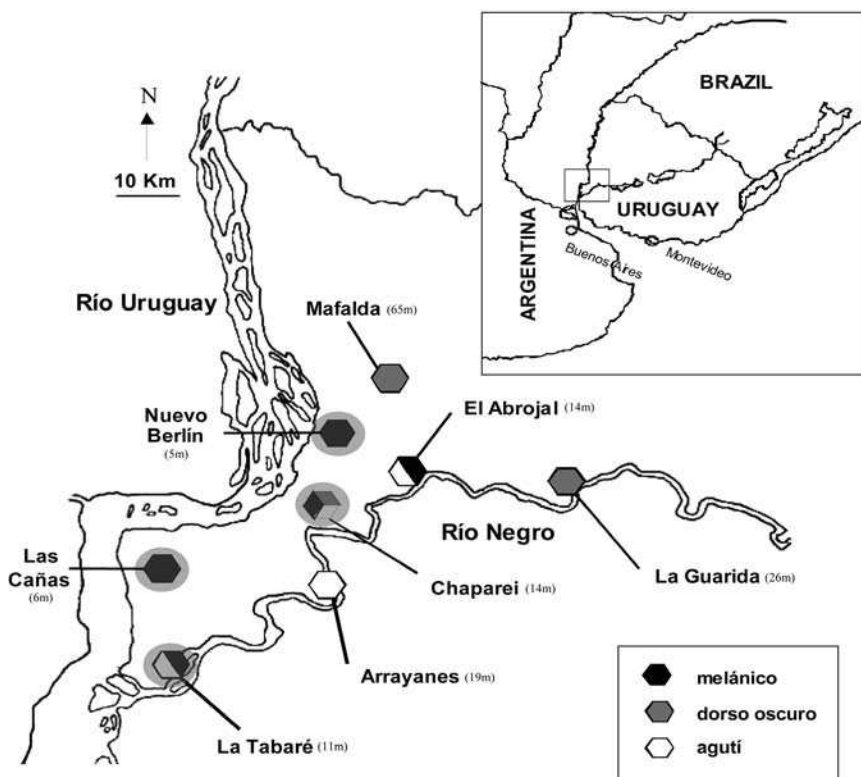


Figura 1. Distribución geográfica de las 8 subpoblaciones de *Ctenomys rionegrensis* de Uruguay analizadas en este estudio (mapa modificado de Wlasiuk *et al.* (2003). Las coordenadas geográficas de las mismas son las siguientes: Chapareí ($33^{\circ} 06.78' S, 58^{\circ} 02.17' O$). Abrojal ($33^{\circ} 01.75' S, 57^{\circ} 53.96' O$), La Guarida ($33^{\circ} 03.23' S, 57^{\circ} 43.35' O$), La Tabaré ($33^{\circ} 21.41' S, 58^{\circ} 18.57' O$), Las Cañas ($33^{\circ} 11.34' S, 58^{\circ} 21.33' O$). Arrayanes ($33^{\circ} 13.88' S, 58^{\circ} 01.37' O$), Mafalda ($32^{\circ} 52.72' S, 57^{\circ} 58.30' O$) y Nuevo Berlín ($32^{\circ} 58.97' S, 58^{\circ} 03.85' O$). Los números entre paréntesis denotan la altitud sobre el nivel del mar de cada localidad, según Kittlein y Gaggioti (2008). Las poblaciones sombreadas constituyen el grupo 1 en los análisis de IM y las poblaciones restantes constituyen el grupo 2. Las Cañas, La Tabaré y Chapareí son las poblaciones que presentan evidencia de haber sufrido un cuello de botella reciente. Nuevo Berlín no tiene variación en los microsatélites estudiados, por lo que es posible que haya pasado por un cuello de botella, pero ello no es evidenciable con los métodos aplicados en este trabajo.

En base a lo anterior, y a la ausencia de un patrón de aislamiento por distancia para distintos tipos de marcadores genéticos, Wlasiuk *et al.* (2003) propusieron que las poblaciones no habrían alcanzado un equilibrio entre flujo génico y deriva, debido a una expansión poblacional reciente seguida de un aislamiento casi completo de las poblaciones. Bajo dicho escenario la fijación de alelos por deriva (incluyendo los alelos

responsables de la coloración dorsal), sería posible. Posteriormente, D'Anatro y Lessa (2006), analizaron variación morfológica a nivel craneal y encontraron un patrón de variación inter-poblacional bastante marcado, congruente a lo obtenido por Wlasiuk *et al.* (2003). Estos dos últimos estudios sugieren que las poblaciones de *C. rionegrensis* han estado evolucionando de manera independiente, principalmente guiadas por deriva genética. Finalmente, Kittlein y Gaggiotti (2008), en un reanálisis de los datos de Wlasiuk *et al.* (2003) e incorporando el efecto de la elevación sobre el nivel del mar (además de la distancia geográfica), concluyeron que las poblaciones podrían encontrarse en un equilibrio entre flujo génico y deriva. El método empleado por Kittlein y Gaggiotti (2008) estima la diferenciación genética entre cada una de las subpoblaciones y la población total empleando la aproximación propuesta por Balding y Nicholson (1995). Posteriormente, analiza la correlación entre esas distancias genéticas y los parámetros ambientales elegidos mediante modelos lineales generalizados. Esos autores argumentan que la ausencia de un patrón de aislamiento por distancia global podría estar asociada al mayor efecto de la deriva en poblaciones que sufren inundaciones frecuentes.

La observación inicial que motivó la mayoría de los estudios anteriores fue la llamativa existencia de poblaciones enteramente melánicas a pesar de una supuesta desventaja adaptativa de los individuos melánicos debida a una mayor depredación. Las estimaciones de flujo génico y estructura poblacional de dichos estudios, en base a distintos tipos de marcadores genéticos, proveen una imagen general de la importancia relativa de la deriva genética en la evolución de la especie. Si bien dicha inferencia podría ser extensible a la evolución del pelaje y otras características, vale la pena señalar que hasta el momento los genes responsables de la coloración del pelaje dorsal no han sido examinados en esta especie. Por lo tanto, no se puede descartar la posibilidad de que el fenotipo melánico confiera una ventaja adaptativa que compense la mayor depredación posiblemente experimentada por estos individuos (Langguth y Abella, 1970b; D'Elía *et al.*, 1998; Wlasiuk *et al.*, 2003)

En el presente estudio, reanalizamos los datos de Wlasiuk *et al.* (2003) con el objetivo de poner a prueba la hipótesis de una expansión poblacional reciente en *C. rionegrensis*, y explorar la idea de que las transgresiones marinas durante el Pleistoceno-Holoceno pudieron tener una incidencia importante en el moldeado de la estructura poblacional de esta especie. Realizamos algunos análisis dirigidos a obtener mayor información sobre las escalas temporales en que pudieron haber ocurrido los eventos demográficos implicados.

Abordaje metodológico

Datos

Se utilizaron las frecuencias de microsatélites y secuencias de ADN mitocondrial de ocho poblaciones de *C. rionegrenses* (figura 1) reportados por Wlasiuk *et al.* (2003). Los datos microsatelitales consisten en genotipos de 11 loci en 37 (La Tabaré) o 15 (el resto de las poblaciones) individuos por población. Las secuencias mitocondriales consisten en secuencias completas del Citocromo b (Citb) en cinco individuos por población.

Análisis estadísticos

Con el objetivo de reevaluar la hipótesis de una expansión poblacional para la especie, las secuencias de ADN mitocondrial fueron utilizadas para ajustar varios modelos de crecimiento poblacional que emplean distintas aproximaciones.

Primero, utilizamos una aproximación coalescente para evaluar un crecimiento poblacional exponencial. Empleando el paquete estadístico *LamarC* (Kuhner, 2006) realizamos estimaciones del parámetro poblacional Θ ($2N_e\mu$ para el caso del ADNm, en donde N_e es el número efectivo de hembras) y de la tasa de crecimiento exponencial g (Kuhner *et al.*, 1995).

Segundo, utilizamos la distribución de diferencias entre pares de haplotipos para evaluar una expansión demográfica y una expansión de rango utilizando el paquete Arlequín 3.11 (Excoffier *et al.*, 2005). Dicha distribución es típicamente multimodal en poblaciones en equilibrio, pero es unimodal en poblaciones que han aumentado su tamaño (Rogers y Harpending, 1992; Slatkin y Hudson, 1991) o expandido su rango geográfico recientemente (Excoffier, 2004). En ambos casos, se asume que el crecimiento poblacional es instantáneo. Para estos dos modelos, que de aquí en adelante llamaremos «modelo demográfico puro» y «modelo de expansión espacial», respectivamente, estimamos los parámetros de la expansión: $\Theta_0 = 2N_{e0}\mu$, donde N_{e0} es el tamaño efectivo poblacional de hembras y μ es la tasa de mutación neutral (proporcional al tamaño poblacional antes de la expansión), $\Theta_1 = 2N_{e1}\mu$ (proporcional al tamaño poblacional después de la expansión) y $\tau = 2T\mu$ (el tiempo transcurrido desde el comienzo de la expansión) en base a una aproximación por mínimos cuadrados. Intervalos de confianza aproximados para dichos parámetros fueron generados mediante *bootstrap* paramétrico. El ajuste de dichos modelos se evaluó comparando las distribuciones observada y esperada (obtenida por simulaciones del coalescente). Para obtener una estimación de tiempo absoluto utilizamos la tasa de sustitución para el Citb de *C. rionegrensis* obtenidas de Fernández (2008), quien empleando relojes moleculares relajados estimó aproximadamente 0,030 cambios por sitio por millón de años para este linaje.

Para investigar la posibilidad de que poblaciones particulares hayan sufrido cuellos de botella poblacionales, comparamos la heterocigosidad y el número de alelos para los 11 microsatélites utilizando el programa *Bottleneck* (Cornuet y Luikart, 1996). El análisis se basa en el principio de que las poblaciones que han reducido su tamaño poblacional efectivo sufren una pérdida de alelos y una disminución en la heterocigosidad, pero la pérdida de alelos es más rápida que la reducción de la heterocigosidad (Cornuet y Luikart, 1996). Esto produce un exceso de heterocigosidad con respecto a lo esperado en poblaciones en equilibrio entre flujo y deriva genética, dado el número de alelos observados en la muestra. Nótese que este exceso de heterocigosidad (diversidad génica según Nei 1987) no debe confundirse con un exceso en el número de heterocigotas con respecto al equilibrio de Hardy-Weinberg. Siguiendo las recomendaciones de Cornuet y Luikart (1996) realizamos estos análisis utilizando dos modelos mutacionales: el modelo mutacional «por pasos» (*SMM*, Otha y Kimura, 1973) y el modelo de mutación de «dos fases» (*TPM*, Di Rienzo *et al.*, 1994). La significancia estadística de estos desvíos fue analizada mediante la prueba para muestras pareadas de Wilcoxon.

Finalmente, guiados por los resultados obtenidos con el programa *Bottleneck* dividimos las poblaciones de *C. rionegrensis* en dos regiones: una que agrupa las poblaciones con evidencia de haber pasado por un cuello de botella en un pasado reciente y la otra que agrupa al resto de las poblaciones (figura 1). Nuevo Berlín (población monomórfica para todos los microsatélites analizados, lo que sugiere un tamaño efectivo poblacional extremadamente reducido) fue incluida en la primera región. Empleando el programa IM (Nielsen y Wakeley, 2001) realizamos estimaciones por Máxima Verosimilitud del tiempo de divergencia entre ambas regiones, con los datos mitocondriales y microsatelitales. El modelo asume que las dos poblaciones consideradas surgen de la división de una población ancestral de parámetro Θ_A ($\Theta = 4Ne\mu$), donde Ne es el tamaño efectivo poblacional y μ es la tasa de mutación neutral, y permite la estimación de este tamaño poblacional ancestral y de cada una de las poblaciones actuales (proporcionales a Θ_1 y Θ_2), además de las tasas de migración entre las poblaciones en las dos direcciones (m_1 y m_2 , que en este caso fueron consideradas despreciables a modo de simplificar el modelo). Nuevamente, la tasa de sustitución estimada por Fernández (2008) fue utilizada para traducir los tiempos de divergencia obtenidos con las secuencias mitocondriales a valores absolutos, mientras que para la divergencia estimada en base a los microsatélites se utilizó una tasa de sustitución de 10^{-5} sustituciones por locus por generación (*e.g.* Hoelzel *et al.*, 2007 y referencias allí citadas).

Resultados

Modelos de expansión poblacional

Todos los análisis basados en las secuencias mitocondriales coinciden en sugerir una expansión poblacional para la especie en su conjunto, en línea con Wlasiuk *et al.* (2003). Primero, utilizando una aproximación coalescente, estimamos el tamaño poblacional y la tasa de crecimiento exponencial g . Los altos valores estimados para la tasa de crecimiento exponencial sugieren una expansión poblacional (tabla 1). Este análisis, repetido para las dos regiones definidas en base a los resultados de la sección siguiente, produjo estimaciones cualitativamente similares, con las dos regiones mostrando evidencia clara de expansión poblacional. Típicamente, valores del parámetro de crecimiento exponencial $g > 200$ son interpretados como fuerte evidencia de crecimiento poblacional (*Lamarck Software*, versión 2.1.3). Luego, utilizamos la distribución de diferencias pareadas entre haplotipos mitocondriales para evaluar otros dos modelos de expansión poblacional abrupta: un modelo demográfico puro, en el cual una población panmíctica aumenta su tamaño poblacional en forma instantánea (sin referencia espacial alguna) (Excoffier, 2004), y otro modelo en el cual una población ancestral de rango geográfico reducido expande su rango y queda subdividida en subpoblaciones con cierto nivel de flujo génico (Excoffier, 2004). Ambos modelos presentan un buen ajuste a los datos (tabla 2). En el modelo de expansión demográfica la estimación del parámetro poblacional θ (proporcional al tamaño efectivo poblacional) actual es mayor que el ancestral, lo cual es consistente con una expansión poblacional (tabla 2).

Por otra parte, los valores similares del tiempo desde la expansión producidos por ambos modelos sugieren que la expansión poblacional inferida fue acompañada por una expansión de rango geográfico (tabla 2). El hecho que la distribución de diferencias pareadas entre haplotipos (figura 2) no muestre el patrón unimodal esperado, podría ser el resultado de la marcada estructuración geográfica que presenta la especie (Wlasiuk *et al.*, 2003).

Tabla 1. Estimaciones del parámetro de crecimiento exponencial g y del parámetro mutacional neutral Θ ($\Theta = 2Ne\mu$) según *Lamarc*, obtenidos al analizar todas las secuencias de Citb o siguiendo las agrupaciones sugeridas por los resultados del programa *Bottleneck*.

Región	Parámetros de la expansión	
	Θ	g
Todas las localidades	0,012	1.974,892
Localidades con evidencia de cuello de botella	0,002	347,627
Localidades sin evidencia de cuello de botella	0,034	6.262,129

Tabla 2. Estimaciones del parámetro mutacional neutral Θ (proporcional al tamaño poblacional efectivo) antes ($\Theta_o = 2Ne_o\mu$) y después de la expansión poblacional ($\Theta_i = 2Ne_i\mu$) y del tiempo (τ y también absoluto) desde la expansión obtenidos al ajustar modelos de expansión demográfica o espacial a la distribución de diferencias pareadas de haplotipos mitocondriales.

Modelo demográfico puro	
Parámetros	Valor estimado (IC 95%)
Tiempo (años)	24.615 (7.904 - 76.282)
Θ_o	0,765 (> 0,001 - 1,245)
Θ_i	15,332 (3,257 - < 9.999,000)
Suma de los cuadrados de los desvíos entre las distribuciones esperada y observada	0,009
Valor de p	0,270
Modelo de expansión espacial	
Parámetros	Valor estimado (IC 95%)
Tiempo (años)	24.597 (9.452 - 58.234)
Θ	0,669 (0,001 - 2,212)
Suma de los cuadrados de los desvíos entre las distribuciones esperada y observada	0,009
Valor de p	0,295

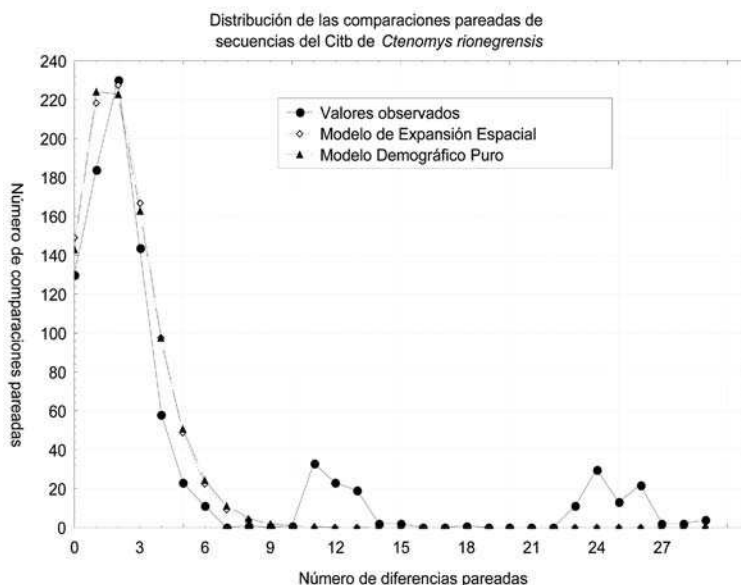


Figura 2. Distribuciones observada y esperada de las diferencias pareadas entre haplotipos mitocondriales de *C. rionegrensis* según modelos de expansión poblacional o geográfica.

Reducciones poblacionales recientes

Los resultados anteriores sugieren que la especie en su conjunto expandió su rango y su tamaño poblacional, lo cual probablemente constituye un evento temprano en la historia de la especie. Sin embargo, la marcada estructuración geográfica y el hecho de que al menos una población (Nuevo Berlín) sea completamente monomórfica para los 11 microsatélites analizados por Wlasiuk *et al.* (2003), indica que subsecuentemente las poblaciones pueden haber tenido historias demográficas diferentes.

Buscando evidencia de reducciones poblacionales recientes comparamos niveles de heterocigosidad y el número de alelos para los loci microsatelitales, analizando cada población por separado. Las localidades de Chaparei, Las Cañas y La Tabaré muestran un exceso significativo de heterocigosidad (para un modelo mutacional u otro) (tabla 3), lo cual es consistente con un cuello de botella. Esos resultados no difieren al excluir los loci que no se encuentran en equilibrio de H-W (ver Wlasiuk *et al.*, 2003). La localidad de Nuevo Berlín no pudo ser analizada con este método por no contar con loci polimórficos. Sin embargo, la falta de variabilidad en marcadores típicamente hipervariables sugiere un tamaño poblacional efectivo extremadamente reducido o un cuello de botella reciente en esta población.

Tabla 3. Evidencia de reducción poblacional reciente, por localidad, en base a los datos microsatelitales según Bottleneck.

TPM = modelo mutacional de dos fases, SSM = modelo mutacional por pasos.* denota significancia estadística para $p < 0,05$ y # valores con probabilidad de entre 0,10 y 0,05.

Localidad	Modelo mutacional	
	TPM	SSM
Chapareí	0,016*	0,219
El Abrojal	0,406	0,594
La Guarida	0,688	0,688
La Tabaré	0,078#	0,406
Las Cañas	0,016*	0,031*
Arrayanes	0,281	0,578
Mafalda	0,422	0,781

Divergencia entre regiones con y sin evidencia de reducción poblacional reciente

Las poblaciones con evidencia de haber pasado por un cuello de botella poblacional podrían sugerir la existencia de una región más proclive a sufrir perturbaciones demográficas frecuentes. Siguiendo ese razonamiento, las poblaciones fueron agrupadas en dos regiones (con o sin evidencia de reducción poblacional reciente) y el tiempo de divergencia y los tamaños poblacionales ancestrales y finales fueron estimados por medio un modelo coalescente. Las estimaciones por máxima verosimilitud del tiempo de divergencia (en años) son extremadamente concordantes para los datos mitocondriales y microsatelitales ($t \approx 12.300$ y 13.500 años, respectivamente) (tabla 4). En contraposición, otras regiones definidas arbitrariamente muestran una divergencia despreciable (datos no mostrados). Esto sugiere que la división de las poblaciones en estas dos regiones no es una construcción arbitraria y que dicha separación puede ser relevante para entender la historia demográfica de la especie. Por otra parte, las estimaciones del parámetro poblacional θ ancestral y actuales obtenidas con este método, indican un incremento en el tamaño poblacional para la especie en su conjunto (tabla 4). Las estimaciones del tiempo transcurrido desde la expansión poblacional (tabla 2), bajo cualquiera de los modelos, es acorde en magnitud a los tiempos de divergencia entre las regiones aquí analizadas.

Tabla 4. Estimaciones de los valores de Θ ($4N\mu$ para microsátélites y $2N\mu$ para Citb) y el tiempo de divergencia entre las regiones definidas en la figura 2, obtenidos con el programa IM. Θ_1 refiere al tamaño poblacional del grupo de poblaciones sombreadas en la figura 1, Θ_2 al grupo restante poblaciones y Θ_A al tamaño poblacional ancestral considerado por el modelo.		
ADN mitocondrial		
Parámetros estimados (IC 90%)	Θ_A	6,297 (0,124-23,150)
	Θ_1	35,283 (16,693-35,461)
	Θ_2	15,770 (7,042-31,984)
	Tiempo (años)	12.328 (3.196-31.506)
Microsátélites		
Parámetros estimados (IC 90%)	Θ_A	0,8854 (0,3795-69,945)
	Θ_1	11,384 (0,3795-17,3284)
	Θ_2	10,809 (0,6005-23,1797)
	Tiempo (años)	13.500 (7.500-40.500)

Discusión

Mediante el uso de distintas aproximaciones y marcadores moleculares, intentamos dilucidar la historia demográfica reciente del tucu-tucu de río Negro. Los resultados obtenidos complementan y reconcilian los escenarios de diferenciación poblacional de esta especie propuestos previamente por diferentes autores (D'Elia *et al.*, 1998; Wlasiuk *et al.*, 2003; Kittelin y Gaggiotti, 2008).

Las secuencias de ADN mitocondrial muestran señales claras de una expansión poblacional (tablas 1 y 2) hace aproximadamente 25.000 años, como sugieren las dataciones basadas en la distribución de diferencias pareadas entre haplotipos mitocondriales. La señal de la expansión es aún evidente cuando se consideran por separado la región que contiene poblaciones particulares que evidencian haber pasado por cuellos de botella poblacionales y la región que contiene las demás poblaciones (tabla 2), lo cual reafirma que se trata de un evento relativamente temprano en la historia de la especie.

Sin, embargo, cuando son consideradas por separado, algunas de las poblaciones también poseen la huella molecular característica de una reducción poblacional reciente. Estas poblaciones se encuentran asociados a zonas bajas, cerca de los márgenes del río Uruguay (figura 1). Kittelin y Gaggiotti (2008) proponen que la ausencia de una patrón de aislamiento por distancia en *C. rionegrensis* reportado por Wlasiuk *et al.* (2003) se debe a que otros factores ambientales, como la altitud sobre el nivel del mar, pueden enmascarar el efecto del flujo génico entre poblaciones. Estos autores sugieren

que la recurrente inundación de las zonas bajas habitadas por esta especie potenciaría el efecto de la deriva en dichas poblaciones. Nuestros resultados apoyan la idea de que en ciertas poblaciones la deriva genética podría aumentar la divergencia entre las poblaciones pero no contradicen la hipótesis original de que la ausencia de un patrón general de aislamiento por distancia se debe a que las poblaciones no han alcanzado un equilibrio entre flujo génico y deriva, a causa de una expansión poblacional. Por el contrario, nuestros análisis muestran una clara señal de expansión demográfica y espacial para la especie en su conjunto.

La región costera de Uruguay fue afectada por recurrentes oscilaciones del nivel del mar, desde el Cuaternario temprano. Por ejemplo, se han documentado transgresiones de +5 m sobre el actual nivel del mar hace unos 5000 años y regresiones de -120 m por debajo del nivel mar hace unos 35.000 años (Sprechmann, 1978; García-Rodríguez *et al.*, 2001, 2002). Modelos regionales de la variación del nivel del mar proponen que la primera transgresión marina holocénica tuvo lugar hace unos 7000 años, llegando a su máximo hace unos 6000-5000 años, seguido por una fase regresiva (Martin y Suguio, 1992). Para las costas de Brasil también se plantean dos eventos de transgresión-regresión durante el Holoceno (aproximadamente 4000-3900 y 2800-2700 años, Martin y Suguio, 1992) que no han sido registrados hasta el momento en el este argentino (Cavallotto *et al.*, 2004). Por otra parte, los resultados de estudios realizados en varios sistemas de lagunas costeras en el este de Uruguay concuerdan con el modelo holocénico de fluctuaciones del nivel del mar propuesto para las costas atlánticas de Brasil (García-Rodríguez *et al.*, 2004; Bracco *et al.*, 2005; del Puerto *et al.*, 2006).

El efecto de tales oscilaciones del nivel del mar durante los períodos Pleistoceno-Holoceno ha sido invocado previamente en varios estudios para intentar explicar patrones poblacionales en distintos taxa de la región (*e.g.* D'Elía *et al.*, 1998; D'Anatro y Loureiro, 2005; D'Anatro, 2006; D'Anatro y Lessa, 2006; D'Anatro y D'Elía en prensa, Tomasco y Lessa, 2007; Mora *et al.*, 2007). Si bien no existen trabajos que registren exactamente las fluctuaciones del nivel del mar que puedan haber afectado la zona de distribución de *C. rionegrensis* durante estos períodos, existe cierta correspondencia temporal entre nuestras dataciones moleculares y eventos climáticos/geológicos planteados para la región. Primero, el tiempo estimado desde la expansión poblacional (~25.000 años, tabla 2) coincide en forma aproximada con las regresiones marinas documentadas para la región costera de Uruguay (*e.g.* García-Rodríguez, 2004; del Puerto *et al.*, 2006). Segundo, el tiempo de divergencia estimado en base al ADN mitocondrial y los microsatélites entre las regiones que incluyen poblaciones con y sin huellas de reducción poblacional reciente sugiere que la separación entre dichas regiones se produjo hace unos 12.000-13.000 años (tabla 4). Estas dataciones moleculares son, consistentes con los tiempos planteados para las perturbaciones provocadas por las transgresiones marinas registradas en Argentina por Cavallotto *et al.* (2004), y con el modelo regional planteado para Brasil y el este de Uruguay (Martin y Suguio, 1992; García-Rodríguez *et al.*, 2004; Bracco *et al.*, 2005; del Puerto *et al.*, 2006). Este

tipo de dataciones están típicamente afectadas por varias fuentes de incertidumbre como la calibración del reloj molecular en base al registro fósil, posibles discordancias entre la filogenia del gen y de las poblaciones, y la naturaleza estocástica del proceso coalescente. Asimismo, los análisis asumen neutralidad estricta, mientras que no es posible descartar apartamientos de dicha neutralidad en al menos algunos de los loci utilizados en estos estudios. En particular, Wlasiuk *et al.* (2003) señalaron un posible apartamiento de la asunción de neutralidad en el caso del citocromo b mitocondrial. Sin embargo, varias estimaciones independientes en base a marcadores moleculares con distintas propiedades y tasas de mutación (como el ADN mitocondrial y los microsatélites) produjeron estimaciones de tiempo remarcablemente similares, sugiriendo que éstas son relativamente robustas.

En resumen, nuestros resultados sugieren que la especie ha sufrido una expansión poblacional demográfica y geográfica. Tal expansión, presumiblemente hacia zonas de menor altitud, pudo estar asociada a la regresión del nivel del mar en el Holoceno, y la consecuente generación de hábitat propicio para la especie. Las poblaciones localizadas en las zonas más bajas podrían subsecuentemente haber sido más susceptibles a las fluctuaciones de los niveles del Río Uruguay, lo cual habría resultado en reducciones relativamente drásticas del tamaño poblacional, y en efectos más pronunciados de la deriva genética en dichas poblaciones. Cabe resaltar, sin embargo, que este efecto de cuello de botella poblacional puede simplemente estar reflejando la colonización de las zonas más bajas, linderas al río Uruguay, y no ser efecto de posteriores retracciones poblacionales efecto de las oscilaciones del caudal de dicho río.

Además del interés básico, un conocimiento de los cambios demográficos recientes es necesario para desarrollar modelos nulos apropiados en base a los cuales interpretar patrones de variación nucleotídica en regiones del genoma de particular interés (por ejemplo, loci que afectan la coloración del pelaje u otras características adaptativas). Si bien nuestras inferencias están basadas en tamaños muestrales y un número de marcadores relativamente reducidos, nuestros datos consistentemente sugieren una historia demográfica compleja para *C. rionegrensis*. La inclusión de más individuos y loci permitirá refinar las estimaciones de parámetros poblacionales relevantes para reconstruir dicha historia con mayor resolución.

Bibliografía

- Alonso, C. (1978), «La fauna de moluscos del yacimiento de Playa Pascual con referencia a otros yacimientos estuáricos y marinos del cuaternario de Uruguay», en *Com. Soc. Malaco. Uruguay*, 4: 365-383.
- Altuna, C.; Ubilla, M. y Lessa, E. P. (1985), «Estado actual del conocimiento de *Ctenomys rionegrensis* Langguth y Abella, 1970 (Rodentia: Octodontidae)», en *Actas Jor. Zool. Uruguay*, 1: 8-9.
- Balding, D. J. y Nichols, R. A. (1995), «A method for quantifying differentiation between populations at multi-allelic loci and its implications for investigating identity and paternity», en *Genetica*, 96: 3-12.
- Bracco, R.; Inda, H.; del Puerto, L.; Castiñeira, C.; Sprechmann, P. y García-Rodríguez, F. (2005), «Relationships between Holocene sea-level variations, trophic development, and climatic change in Negra Lagoon, Southern Uruguay», en *J. of Paleolimnology*, 33: 253-263.
- Carson, H. L. (1971), «Speciation and the founder principle», en *Stadler Genet. Symp.* 3: 51-70.
- Cavallotto, J. L.; Violante, R. A. y Parker, G. (2004), «Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina)», en *Quat. International*, 114: 155-165.
- Cornuet, J. M. y Luikart, G. (1996), «Description and power analysis of two tests for detecting recent population bottlenecks from allele frequency data», en *Genetics*, 144: 2001-2014.
- Coyne, J. y Orr, H. A. (2004), *Speciation*. Sunderland, MA: Sinauer Associates.
- D'Anatro, A. (2006), *Evidencia genética de subdivisión geográfica en la corvina rubia (Micropogonias furnieri Desmarest 1823, Perciformes, Sciaenidae)*, tesis de Maestría, Montevideo, Pedeciba, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 70 pp.
- _____ y Lessa, E. P. (2006), «Geometric morphometric analysis of geographic variation in the Río Negro tucu-tucu, *Ctenomys rionegrensis* (Rodentia: Ctenomyidae)», en *Mamm. Biol.*, 5: 288-298.
- D'Anatro, A. y D'Elía, G. (en prensa), «Incongruent patterns of morphological, molecular, and karyotypic variation among populations of *Ctenomys pearsoni* Lessa and Langguth, 1983 (Rodentia, Ctenomyidae)», en *Mamm. Biol.* doi:10.1016/j.mambio.2010.01.008
- D'Anatro, A. y Loureiro, M. (2005), «Geographic variation in *Austrolebias luteoflamulatus* Vaz-Ferreira, Sierra y Scaglia (Cyprinodontiformes, Rivulidae)», en *J. of Fish Biol.* 67: 849-865.
- D'Elía, G.; Lessa, E. P. y Cook, J. A. (1998), «Geographic structure, gene flow and maintenance of melanism in *Ctenomys rionegrensis* (Rodentia: Octodontidae)», en *Z. Säugetierkunde*, 63: 285-296.
- _____ (1999), «Molecular phylogeny of tucu-tucus, genus *Ctenomys* (Rodentia, Octodontidae): Evaluation of the mendocinus species group and the evolution of asymmetric sperm» en *J. Mammal Evol.*, 6: 19-38.
- del Puerto, L.; García-Rodríguez, F.; Inda, H.; Bracco, R.; Castiñeira, C. y Adams, J. B. (2006), «Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay», en *J. of Paleolimnology*, 36: 151-163.
- Di Rienzo, A.; Peterson, A.; Garza, J.; Valdes, A.; Slatkin, M. y Freimer, N. (1994), «Mutational processes of simple sequence repeat loci in human populations», en *Proc. Nat Acad. Sci. USA*, 91: 3166-3170.
- Drummond, A. J. y Rambaut, A. (2007), «BEAST: Bayesian evolutionary analysis by sampling trees», en *BMC Evolutionary Biology*, 7: 214
- Excoffier, L. (2004), «Patterns of DNA sequence diversity and genetic structure after a range expansion: lessons from the infinite-island model», en *Mol. Ecol.*, 13: 853-864.
- _____ Laval, G. y Schneider, S. (2005), «Arlequin ver. 3.0, An integrated software package for population genetics data analysis», en *Evolutionary Bioinformatics Online*, 1: 47-50.

- Endler, J. A. (1978), «A predator's view of animal colour patterns», en Hecht, M. K.; Steere, W. C. y Wallace, B. (eds.), *Evolutionary Biology*, Vol. 11, 319–364 pp. Plenum Press, Nueva York.
- Fernández, G. (2008), *Avances hacia la Filogeografía comparada de algunas especies del género Ctenomys*, tesis de Licenciatura, Montevideo, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 65 pp.
- Freitas, T. R. O y Lessa, E. P. (1984), «Cytogenetics and morphology of *Ctenomys torquatus* (Rodentia: Octodontidae)», en *J. Mammalogy*, 65: 637–642.
- Fu, Y. X. (1997), «Statistical test of neutrality of mutations against population growth, hitchhiking and background selection», en *Genetics*, 147: 915–925.
- García-Rodríguez, F. (2004), «Inferring paleosalinity trends using the chrysophyte cyst to diatom ratio in coastal shallow temperate/subtropical lagoons influenced by sea level changes», en *J. of Paleolimnology*, 36: 165–173.
- Castiñeira, C.; Scharf, B. y Sprechmann, P. (2002), «The relationship between trophic states and sea level variation in the Rocha Lagoon, Uruguay», en *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1: 27–47.
- García-Rodríguez, F.; Metzeltin, D.; Sprechmann, P.; Trettin, R.; Stams, G. y Beltrán-Morales, L. F. (2004), «Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay», en *J. of Paleolimnology*, 32: 117–135.
- García-Rodríguez, F.; Del Puerto, L.; Castiñeira, C.; Inda, H.; Bracco, R.; Sprechmann, P. y Scharf, B. (2001), «Preliminary paleolimnological study of Rocha Lagoon, SE Uruguay», en *Limnologica*, 31: 221–228.
- Hastings, W. K. (1970), «Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications», en *Biometrika*, 57: 97–109.
- Hoelzel, A. R.; Hey, J.; Dahlheim, M. E.; Nicholson, C.; Burkanov, V. y Black, N. (2007), «Evolution of Population Structure in a Highly Social Top Predator, the Killer Whale», en *Mol. Biol. Evol.*, 24:1407–1415.
- Jarne, P.; Lagoda, J. (1996), «Microsatellites, from molecules to populations and back», en *Trends in Ecology and Evolution*, 11: 424–429.
- Kingman, J. F. C. (1982a), «On the Genealogy of Large Populations», en *Journal of Applied Probability*, 19: 27–43.
- (1982b), «The coalescent», en *Stochastic Processes and their Applications*, 13: 235–248.
- Kittlein M. J. y Gaggiotti, O. E. (2008), «Interactions between environmental factors can hide isolation by distance patterns: a case study of *Ctenomys rionegrensis* in Uruguay», en *Proc. R. Soc. B*, doi:10.1098/rspb.2008.0816.
- Kuhner, M. K. (2006), «LAMARC 2.0: maximum likelihood and Bayesian estimation of population parameters», en *Bioinformatics Applications Note*, 6: 768–770.
- Yamato, J. y Felsenstein, J. (1995), «Estimating effective population size and mutation rate from sequence data using Metropolis-Hastings sampling», en *Genetics*, 140:1421–1430.
- Kumar, S.; Dudley, J.; Nei, M. y Tamura, K. (2008), «MEGA: A biologist-centric software for evolutionary analysis of DNA and protein sequences», en *Briefings in Bioinformatics*, 9: 299–306.
- Langguth, A. y Abella, A. (1970a), «Las especies uruguayas del género *Ctenomys*», en *Com. Zool. Mus. Hist. Nat. Montevideo*, 10:1–27.
- (1970b), «Sobre una población de tuco-tucos melánicos (Rodentia: Octodontidae)», *Acta Zool. Lilloana*, 28:101–108.
- Mayr, E. (1954), «Change of genetic environment and evolution», en Huxley, J.; Hardv, C. y Ford, E. B. (eds.), *Evolution As Process*, Londres, Allen and Unwin, 157–180 pp.

- Mardulyn, P.; Vaesen, M.; y Milinkovitch, M. C. (2008), «Controlling Population Evolution in the Laboratory to Evaluate Methods of Historical Inference», en *Plos.* 8: 1-10.
- Martin, L. y Suguio, K. (1992), «Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beachridge plains associated with river mouths: Example from the Central Brazilian Coast», *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 99: 119-140
- Metropolis, N.; Rosenbluth, A. W.; Rosenbluth, M. N.; Teller, A. H. y Teller, E. (1953), «Equations of state calculations by fast computing machines», en *J. Chem. Phys.* 21: 1087-1092.
- Mora, M.; Lessa, E. P.; Cutrera, A. P.; Kittlein, M. J. y Vassallo, A. I. (2007), «Phylogeographical structure in the subterranean tucu-tucu *Ctenomys talarum* (Rodentia: Ctenomyidae): contrasting the demographic consequences of regional and habitat-specific histories», en *Molecular Ecology*. doi: 10.1111/j.1365-294X.2007.03398.x
- Nachman, M. W.; Hoekstra, H. E. y D'Agostino, S. L. (2003), «The genetic basis of adaptive melanism in pocket mice», en *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 100: 5268-5273
- Nei, M. (1987), *Molecular Evolutionary Genetics*, Columbia University, 512 pp.
- Nielsen, R. y Wakeley, J. (2001), «Distinguishing migration from isolation: a Markov chain Monte Carlo approach», en *Genetics* 158: 885-896.
- Otha, T. y Kimura, M. (1973), «A model of mutation appropriate to estimate the number of electrophoretically detectable alleles in a finite population», en *Genome Research*. 22: 201-204.
- Patton, J. L. y Smith, M. F. (1990), «The evolutionary dynamics of the pocket gopher *Thomomys bottae*, with emphasis on California populations», en *Univ. Calif. Publ. Zool.* 123:1-161.
- Rogers, A. R. y Harpending, H. (1992), «Population growth makes waves in the distribution of pairwise genetic differences», en *Mol. Biol. Evol.* 9: 552-569.
- Slatkin, M. y Hudson, R. R. (1991), «Pairwise comparison of mitochondrial DNA sequences in stable and exponentially growing populations», en *Genetics*, 129:555-562.
- Sprechmann, P. (1978), «The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the neogene and quaternary», en *Zitteliana*, 4, 3-72.
- Tajima, F. (1983), «Evolutionary relationship of DNA sequences in finite populations», en *Genetics*, 105: 437-460.
- _____ (1989), «Statistical method for testing the neutral mutation hypothesis by DNA polymorphism», en *Genetics*, 123: 585-595.
- Tomasco, I. y Lessa, E. P. (2007), «Phylogeography of the Tuco-tuco *Ctenomys pearsoni*: mtDNA Variation and its Implication for Chromosomal Differentiation», en Kelt, D.A.; Lessa, E. P.; Patton, J. L. y Salazar-Bravo, J. (eds.), *The Quintessential Naturalist: Honoring the Life and Legacy of Oliver P. Pearson*, 859-882. California, University of California Press.
- Wakeley, J. y Hey, J. (1997), «Estimating ancestral population parameters», en *Genetics*, 145:847-855.
- Wakeley, J. (2008), *Coalescent theory-an introduction*, Greenwood Village, Roberts & Co.
- Williamson-Natesan, W. (2005), «Comparison of methods for detecting bottlenecks from microsatellite loci», en *Cons. Genetics*. 6: 551-562.
- Wlasiuk, G.; Garza, J. C. y Lessa, E. P. (2003), «Genetic and geographic differentiation in the Río Negro tuco-tuco (*Ctenomys rionegrensis*): inferring the roles of migration and drift from multiple genetic markers», en *Evolution*, 57: 913-926.

Felipe García-Rodríguez · Laura del Puerto
Roberto Bracco · Daniel Panario · Carola Castiñeira
Dominique Mourelle
Hugo Inda · Nulette Gordon · Janine Adams

Paleolimnología de las lagunas costeras
del sudeste de Uruguay,
y comparación paleogeográfica
entre América y África del sur

Resumen

La costa uruguaya experimentó considerables cambios paleoambientales durante el Holoceno. Las lagunas costeras contienen muy buenos registros sedimentarios, a partir de los cuales, pueden inferirse dichos cambios paleoambientales. Durante la transgresión del Holoceno (~ 7000 - 5000 a AP), se infirieron condiciones marino-salobres acompañadas de un estado trófico relativamente bajo y dominancia de sedimentos arenosos. Dichas condiciones prevalecieron hasta alcanzarse el máximo transgresivo durante ~ 5000 a AP. Con el comienzo de la fase regresiva durante el Holoceno Medio, comenzaron a establecerse condiciones salobre-dulceacuícolas con incrementos del estado trófico y mayor abundancia de sedimentos limosos. Durante el Holoceno final, algunos sistemas comienzan a perder su conexión directa con el océano y consecuentemente se establecieron condiciones dulceacuícolas, con un aumento del estado trófico y sedimento tipo limo-arcilloso. De esta manera se infirió que el estado trófico de las lagunas estuvo moderado por los procesos de transgresión y regresión, observándose estados tróficos más altos durante las regresiones, y más bajos durante las transgresiones. Con esto en mente, se realizaron perforaciones en lagunas costeras de Sudáfrica, las cuales presentan condiciones parecidas a las de Uruguay, y así generar información paleogeográfica. Las lagunas sudafricanas mostraron cambios paleoambientales similares, en relación con los eventos de transgresión y regresión, a los observados para los sistemas uruguayos. Durante la época contemporánea, las actividades productivas provocaron una intensificación del proceso de eutrofización debido al incremento del aporte de nutrientes, mayor tiempo de retención, variaciones del nivel del pelo de agua e interrupción de la conexión natural al océano. Si bien se observaron estados tróficos similares durante el Holoceno Medio y la época contemporánea, las tasas de eutrofización fueron mucho mayores en las épocas recientes.

Introducción

Las lagunas costeras del SE de Uruguay tienen importancia turística, socioeconómica y ambiental. Debido a que son ecosistemas transicionales entre el océano y el continente son altamente dinámicos y complejos, exhibiendo gradientes ambientales muy marcados que se traducen en una alta diversidad biológica (Bonilla *et al.*, 2006; Kruk *et al.*, 2006). En consecuencia, muchas de ellas son sitios Ramsar y han sido propuestas para ingresar a los SNAP (por ejemplo, laguna de Rocha, Brazeiro *et al.*, 2008). De esta manera, los estudios científicos de las lagunas son necesarios en vistas a su manejo y conservación. Tanto Bonilla *et al.* (2006), como Kruk *et al.* (2006), han publicado síntesis detalladas sobre la importancia y funcionamiento general de estos cuerpos de agua. Sin embargo, si bien el conocimiento limnológico es sumamente

importante, el mismo solamente constituye información sobre el estado actual de los mismos. Especialmente en Uruguay, donde la limnología es una disciplina nueva, no se posee información histórica de largo plazo, mayor a veinte años. Nuestro conocimiento sobre la variabilidad limnológica de estos sistemas es temporalmente reducido. Afortunadamente, gracias a los estudios paleolimnológicos es posible reconstruir las condiciones ambientales de lagos y lagunas a escala de milenios. En Uruguay estos estudios se han llevado a cabo desde el año 1999. En este trabajo se presenta una síntesis didáctica de la información existente de lagunas de Rocha, Castillos, Blanca, Negra, del Sauce y del Diario, donde en conjunto se tomaron 12 testigos de sedimento que datan del 27.000 años ^{14}C AP al presente. Información más detallada puede consultarse en las publicaciones originales (Bracco *et al.*, 2005a, b; del Puerto, 2009; del Puerto *et al.*, 2008, 2006; García-Rodríguez, 2006; García-Rodríguez *et al.*, 2004a, b, c 2002a, b, 2001, García-Rodríguez y Witkowski, 2003; Inda *et al.*, 2006). Asimismo, se presentan datos paleolimnológicos de lagunas costeras obtenidos en los cuerpos de agua del Wilderness National Park de Sudáfrica, donde se tomaron testigos para realizar estudios comparativos con Uruguay. Lo anterior es importante para analizar la respuesta de los cuerpos de agua costeros a procesos globales, tales como el cambio climático y las variaciones del nivel del mar. Dicha información geográfica es importante para hacer generalizaciones paleolimnológicas a nivel intercontinental, y así, incrementar las evidencias científicas que permitan anticipar tendencias ambientales en otras regiones costeras similares.

¿Qué es la paleolimnología?

La paleolimnología es la ciencia interdisciplinaria que utiliza la información química, física y biológica del registro sedimentario de cuerpos acuáticos, para reconstruir sus condiciones paleoambientales (Smol, 1990, 1992). Los alcances e importancia de esta disciplina científica fueron explicados en García-Rodríguez *et al.* (2006) y por lo tanto no necesitan repetirse aquí. Debido a que en general los procesos de resuspensión son mínimos en sistemas lénticos (Smol, 2002), los lagos y lagunas ofrecen uno de los mejores registros sedimentarios, ya que usualmente presentan pocas discontinuidades o hiatos. De esta manera se pueden lograr reconstrucciones paleoambientales con resoluciones temporales que abarcan desde escalas interanuales hasta milenios. En este sentido, es importante resaltar que, a diferencia de la limnología, donde los investigadores deciden la escala temporal *a priori*, en los estudios paleolimnológicos, no son los investigadores, sino el registro sedimentario el que determina la escala temporal. La importancia de la información de largo plazo radica en que hace posible inferir no solo el origen de cuerpos de agua, sino también las diferentes configuraciones limnológicas que se sucedieron durante su existencia. También es posible inferir cuáles estados o eventos limnológicos son usuales (o normales) y cuáles inusuales (o anómalos) en el cuerpo de agua. Dicho de otra manera, la información paleolimnológica permite establecer bajo qué condiciones ambientales es probable que un sistema

se encuentre dentro de su rango de variabilidad normal, y bajo qué otras condiciones se observarían estados anormales. Así, los requerimientos para un efectivo manejo de cuerpos acuáticos incluyen cuatro condiciones: 1) conocimiento de las condiciones de línea de base; 2) variabilidad espacio-temporal; 3) identificación del punto en el que un sistema experimentó un cambio dramático (*e.g.* eutrofización cultural, contaminación industrial); y 4) descripción de las posibles trayectorias que seguirá el sistema. Para ello es necesario poseer series de datos en el largo plazo (observaciones directas), las cuales están raramente disponibles. Es aquí donde los estudios paleolimnológicos adquieren importancia, puesto que gracias al proceso de sedimentación (figura 1) pueden generar tales series de datos (observaciones indirectas o datos «*proxy*»), que de otra manera no serían obtenibles.

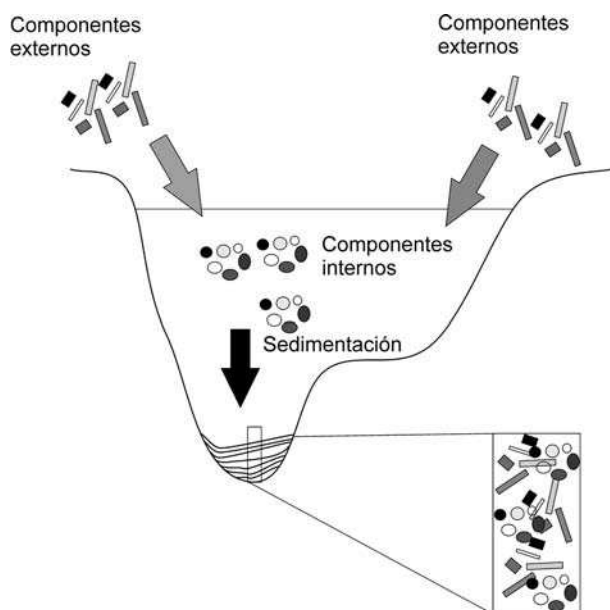


Figura 1. Representación esquemática del proceso de sedimentación: depósito cronológico de componentes físicos, químicos y biológicos (tanto del cuerpo de agua como de la cuenca de drenaje), sobre la superficie del sedimento.

Para obtener un buen modelo cronológico de evolución paleoambiental, es necesario datar el sedimento. Debido a la desintegración natural, las capas sedimentarias más antiguas contienen proporciones menores de radioisótopos (Crickmore *et al.*, 1990; Appleby *et al.*, 1998; Appleby, 2000). En este sentido, la geocronología permite inferir la edad del sedimento a partir de la determinación cuantitativa de la distribución vertical de radioisótopos. La elección de la técnica de datación radica en la escala de tiempo. Los fechados ^{14}C (vida media 5730 años), son apropiados para escalas de miles de años. Por el contrario, los radioisótopos con vidas medias menores (*i.e.* ^7Be : 53,4 días; ^{210}Pb : 22,26 años) los hacen apropiados para dinámicas de sedimentación contemporáneas (Eakins, 1983). Una vez establecida la edad, se puede calcular la tasa de

sedimentación y establecer la cantidad de material depositado por unidad de tiempo. El fechado del sedimento es de gran importancia ya que sin el mismo es imposible ubicar cronológicamente los paleoambientes reconstruidos. Además es necesario identificar cuál es la resolución temporal que cada registro ofrece, en vistas de su utilización como herramienta de monitoreo, ya que las técnicas a utilizar en cuerpos acuáticos dependen de la escala de tiempo (figura 2).

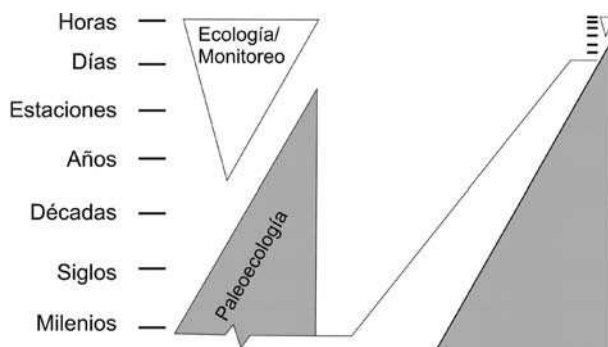


Figura 2. Diferentes escalas de monitoreo. Para los bioensayos/experimentos (horas) la ecología y monitoreo son las técnicas más sensibles, mientras que la paleoecología no es sensitiva a dichos procesos. Para las observaciones de campo, a medida que aumenta la escala temporal (días, estaciones, años) disminuye la sensibilidad de las mismas. La paleoecología es sensible (en casos especiales) a partir de la escala estacional. Nótese que en la figura de la izquierda la escala es logarítmica. La magnitud real de la escala se muestra a la derecha. Redibujado de Smol (2002).

Lo importante a destacar es la complementariedad entre la paleoecología y la ecología para lograr los sistemas de control ambiental más completos, por ello, ambas deberían ser utilizadas en forma combinada para lograr las mejores prácticas de manejo y gestión de sistemas acuáticos.

Sobre las lagunas costeras de Uruguay

La zona costera tiene una longitud de 680 km de los cuales 452 km corresponden al Río de la Plata y 228 km al océano Atlántico. Las lagunas son someras (≤ 5 m) pero difieren en el tipo conexión, distancia al océano y elevación, y como consecuencia presentan diferentes condiciones limnológicas (figura 3, tabla 1). Laguna Blanca y laguna del Sauce son fuente de agua potable. En laguna de Rocha y laguna de Castillos se desarrollan actividades de pesca artesanal y turismo, mientras que la laguna Negra está vinculada a la actividad arrocera y turística.

Tabla 1. Promedio de datos limnológicos comparativos de los sistemas acuáticos costeros de Uruguay.						
	Sauce	Diario	Blanca	Rocha	Castillos	Negra
Laguna (km ²)	47	0.5	0.5	72	82	142
Cuenca (km ²)	722	23.2	5	1312	1453	720
Z _{max} (m)	7	2.5	4	1.4	3	4
Salinidad	dulce	dulce/salobre	dulce	marino/salobre	dulce/salobre	dulce
Temp. (°C)	22	20	19.8	17	19.6	20
O ₂ (mg l ⁻¹)	10	10	7.1	8.5	8.3	8.2
pH	8	6.61	7.4	7.71	7.1	8.5
Secchi (m)	0.7	0.55	1.2	1	0.95	0.2
PT (µg l ⁻¹)	250	75	64	105	75.2	56
NT (µg l ⁻¹)	780	800	726	700	779	387
Cl-a (µg l ⁻¹)	32	8	11	5	4.5	16.2
Ver figura 3 por localización geográfica. Fuentes: Santana y Fabiano (1999); Conde y Sommaruga (1999); Jorcín (1999), Conde <i>et al.</i> (1999); Conde <i>et al.</i> (2000); Forni y Scasso (2001); Conde <i>et al.</i> (2002); García-Rodríguez <i>et al.</i> (2002a); Mazzeo <i>et al.</i> (2003); García-Rodríguez <i>et al.</i> (2004a); García-Rodríguez <i>et al.</i> (2004b); García-Rodríguez <i>et al.</i> (2004c); Bracco <i>et al.</i> (2005a); Rodríguez (2006).						

El clima en la región es templado/subtropical con una temperatura media de 17°C en primavera, 25°C en verano, 18°C en otoño y 12°C en invierno. Sin embargo, pueden alcanzarse temperaturas extremas en verano (~40°C) e invierno (-5°C). Los vientos predominantes provienen del este y noroeste (cálido y húmedo) y del sur (frío y seco). La precipitación media histórica es de 1100 mm año⁻¹ en la región sudeste, mientras que en la región noroeste es de 1300 mm año⁻¹. La humedad promedio anual es 75% y la nubosidad media anual es del 60%. Desde el punto de vista geológico, se observan sedimentos Cretácicos, Devónicos, Gondwánicos, Jurásicos, Mesozoicos, Cenozoicos y del basamento del Río de la Plata. La región sudeste corresponde al escudo Uruguayo-Riograndense, sobre el cual emplazan las formaciones pleistocénicas y holocénicas (Libertad, Dolores y Villa Soriano; López-Laborde *et al.*, 2000). Por lo tanto los registros de depósitos holocénicos más completos están en las lagunas costeras y humedales asociados, que se remiten mayormente a la zona costera del SE del país.

El Uruguay se ubica íntegramente en la Provincia fitogeográfica Pampeana, caracterizada por el dominio de gramíneas (*Poaceae*). El sudeste del país presenta suaves elevaciones y valles donde se encuentran praderas, humedales, bosques ribereños y palmares de *Butia capitata*. La vegetación de los humedales del este está principalmente representada por los géneros *Alternanthera*, *Azolla*, *Bacopa*, *Cabomba*, *Ceratophyllum*, *Cyperus*, *Egeria*, *Eichornia*, *Enhydra*, *Glyceria*, *Hydrocotyle*, *Leersia*, *Lemna*, *Limnobium*, *Ludwigia*, *Luziola*, *Mykania*, *Myriophyllum*, *Oxycarium*, *Pistia*, *Polygonum*, *Potamogeton*, *Rynchospora*, *Ricciocarpus*, *Schoenoplectus*, *Scirpus*, *Solanum*, *Spirodela*, *Typha*, *Utricularia*, *Wolffia*, y *Zizaniopsis* (Alonso, 1997). Las pasturas de las praderas se caracterizan por *Andropogon*, *Axonopus*, *Panicum*, *Paspalum*, *Schizachyrium*, *Bothriochloa*, *Stipa*, *Piptochaetium*, y *Aristida*. Los bosques ribereños están restringidos

a los litorales de pequeños ríos, arroyos y otros cursos de agua y están representados por *Lithraea brasiliensis*, *Schinus longifolius*, *Sapium* spp., *Sebastiania* spp., *Blepharocalyx salicifolius*, *Celtis* spp., *Syagrus romanzoffiana* (Iriarte, 2006).



Figura 3. Mapa de las lagunas estudiadas en el Uruguay.
Los puntos negros indican estaciones de perforación.

Paleolimnología de las lagunas costeras

La limnología de los cuerpos de agua costeros depende fuertemente de las condiciones climáticas y estacionales, pero también de su relación con los procesos oceanográficos costeros. Las intrusiones marinas causadas por la influencia mareal o las tormentas moderan la salinidad de dichos sistemas. A su vez producen efectos sobre el estado trófico y estructura de las comunidades biológicas (Hilmer y Bate, 1990; Conde *et al.*, 1999, 2000, 2002; Bonilla *et al.*, 2005; Hassan *et al.*, 2006). En Uruguay, el funcionamiento limnológico de cuerpos de agua de este tipo se conoce con buen grado de

detalle, debido principalmente al significativo incremento de proyectos limnológicos ejecutados durante los últimos años. Bonilla *et al.* (2006) y Kruk *et al.* (2006) presentaron revisiones sobre el estado actual del conocimiento de estos cuerpos de agua. Las lagunas de mayor tamaño son cuerpos someros que se caracterizan por la fuerte interacción entre el plancton y el bentos, y las variaciones de salinidad juegan un rol preponderante como procesos estructuradores de dichos cuerpos de agua (Bonilla *et al.*, 2006). Las lagunas de menor tamaño dependen en gran medida de las características morfológicas de la cuenca, precipitaciones, de la presencia y abundancia de macrófitas, siendo la mayoría de las lagunas mesoeutróficas a eutróficas (Kruk *et al.*, 2006). Sin embargo, a escala geológica, otros factores como las variaciones del nivel del mar y el cambio climático tienen un rol preponderante sobre las condiciones ambientales de las lagunas costeras (Sprechmann, 1978; Oschmann *et al.*, 1999; García-Rodríguez *et al.*, 2001, 2002b; García-Rodríguez y Witkowski, 2003; Espinosa *et al.*, 2003; García-Rodríguez *et al.*, 2004a, b, c; Stutz *et al.*, 2006). Así, las interacciones entre las fuerzas paleolimnológicas, paleoceanográficas y paleoclimáticas determinan la estructura sedimentaria, química y biológica de estos sistemas costeros.

Aspectos sedimentarios

El depósito y la resuspensión del sedimento en lagunas costeras se relaciona con la energía de procesos físicos que afectan la columna de agua, tales como turbulencia, corrientes mareales y acción de las olas. En aquellas áreas donde existen procesos de alta energía se observan sedimentos de gran tamaño (guijarros, grava, arena gruesa), mientras que en ambientes de baja energía dominan partículas de sedimento más pequeñas como limo y arcilla, e incluso se observan la ocurrencia de turberas (Isla y Espinosa, 1995; Bersezio *et al.*, 1999; Kjær, 1999; Klingbeil *et al.*, 1999; Wang y Ke, 1997; Stewart *et al.*, 2000). Wang y Ke (1997) realizaron un estudio de la distribución de diferentes fracciones de sedimento en la zona costera de China y demostraron que existe un fuerte relación entre la energía y la composición del sedimento. Observaron que en la región supramareal existe dominancia de sedimentos tipo limo/arcilla, así como una transición hacia el establecimiento de vegetación supramareal dominada por macrófitas, para luego transitar hacia una vegetación dunar terrestre o incluso el establecimiento de praderas. Este patrón también se observa comúnmente en la región costera de Sudáfrica (Colloty *et al.*, 2002), especialmente en los pequeños estuarios como Swartkops (Port Elizabeth). En regiones costeras de Uruguay y Argentina se observan transiciones similares a las descritas arriba para China y Sudáfrica. En la región intermareal, Wang y Ke (1997) observaron dominancia de sedimentos limo-arenosos y una paulatina desaparición de la vegetación de la región supramareal. Por último, aquellas regiones de playa se caracterizaron por dominancia de sedimentos arenosos con ausencia de vegetación en la zona de influencia del oleaje. Con esto en mente, las diferentes unidades litológicas observadas en un testigo de sedimento-indicarían las condiciones bajo las cuales se depositaron. Así, unidades litológicas dominadas por sedimentos

arenosos podrían representar ambientes de alta energía, como por ejemplo las playas, mientras que unidades litológicas dominadas por sedimentos más finos representarían ambientes de menor energía, por ejemplo lagos o bahías.

Los testigos de sedimento estudiados en el Uruguay presentaron una transición de sedimentos arenosos en la base de los testigos, con un incremento del contenido de limo hacia la parte superior (figura 4). Esta estructura litológica mostró una estrecha relación con las variaciones del nivel del mar. Esto es, durante la transgresión del Holoceno el nivel del mar se situó +4 msnm. De esta forma la configuración y micro-metría de la zona costera no era la misma que la existente en el presente. Las unidades litológicas datadas entre el 7000 y 4000 años ¹⁴C AP, exhibieron altos contenidos de arena, indicando la ocurrencia de ambientes de alta energía. Luego del establecimiento de la fase regresiva, donde el nivel de mar experimentó un descenso hacia niveles de +2 msnm, se observó un incremento del contenido de limo (figura 4), indicando de esta forma el establecimiento de sistemas de menor energía (García-Rodríguez *et al.*, 2001; 2002b; García-Rodríguez y Witkowski, 2003; García-Rodríguez *et al.*, 2004a, b, c). Secuencias similares fueron observadas en la laguna Mar Chiquita y laguna Hinojales en Argentina (Stutz *et al.*, 2006), pero también en laguna de los Platos en Brasil (Oschmann *et al.*, 1999).

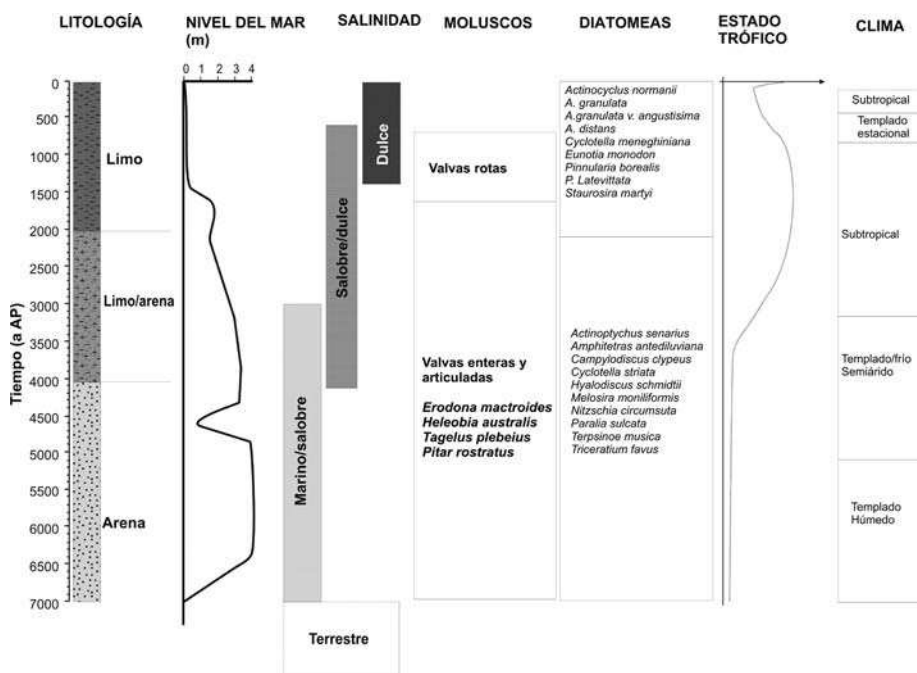


Figura 4. Modelo de desarrollo paleolimnológico de las lagunas costeras de Uruguay. Información detallada para cada cuerpo de agua puede consultarse en del Puerto, 2009; del Puerto *et al.*, 2008, 2006; García-Rodríguez, 2006; Inda *et al.*, 2006; Bracco *et al.*, 2005a, b; García-Rodríguez *et al.*, 2004a, b, c, 2002a, b, 2001; García-Rodríguez y Witkowski, 2003.

Las evidencias presentadas arriba indican que hay una estrecha relación entre litología y cambios del nivel del mar, y por lo tanto las paleosalinidades (Oschmann *et al.*, 1999; García-Rodríguez *et al.*, 2001, 2002b; García-Rodríguez y Witkowski, 2003; Espinosa *et al.*, 2003; García-Rodríguez *et al.*, 2004a, b, c; figura 5). En este sentido, es importante destacar que las unidades litológicas datadas en edades correspondientes a la primera transgresión del Holoceno contuvieron conchas de moluscos de hábito marino/salobre. Las especies más representativas con sus rangos óptimos de salinidad (Sprechmann, 1978; Aguirre y Urrutia, 2002; Bracco *et al.*, 2005) fueron: *Heleobia australis* (0,5-6‰), *Erodona mactroides* (10-18‰), *Tagelus plebeius* (0,5-29‰) y *Pitar rostratus* (18-30‰). Una vez transcurrida la transgresión del Holoceno, con la disminución del nivel del mar, y por lo tanto los niveles de salinidad, se constató una disminución del contenido y un peor estado de conservación de conchas de moluscos (*i.e.* conchas mayormente rotas). De lo anterior se desprende que el estudio de la litología y sus fósiles asociados representa una importante herramienta que arroja información sobre las condiciones de energía de los paleoambientes.

Aspectos geoquímicos

El estado trófico es una variable limnológica de fundamental para entender el funcionamiento y estructura general de sistemas acuáticos, que comúnmente se expresa en relación con el contenido de carbono, nitrógeno y fósforo. Las variables químicas del sedimento proveen información de suma importancia para determinar si los cuerpos de agua se encuentran bajo procesos de eutrofización u oligotrofización. Desde el punto de vista paleolimnológico, es necesario establecer la composición de la materia orgánica preservada en los sedimentos para poder determinar cuáles son los principales contribuyentes a la misma. La relación C/N presenta diferentes valores para la materia orgánica proveniente de diferentes comunidades: terrestre >30, macrófitas ~12, plancton ~7, bacterias ~4 (Müller y Mathesius, 1999; Kaushal y Binford, 1999; Meyers y Lallier-Vergès, 1999). Diferentes valores de la proporción C/N indican así la importancia relativa de la materia autóctona y alóctona. El balance entre el aporte autóctono y alóctono es muy importante porque las lagunas están sujetas a la entrada de muchos aportes externos consecuentes de procesos de escorrentía y erosión, que a su vez inciden directamente sobre el estado trófico. Asimismo, procesos de largo plazo tales como las transgresiones y regresiones incrementan los aportes externos a las lagunas costeras.

Las transgresiones y regresiones se consideran uno de los principales factores que influyen sobre los niveles de salinidad y el estado trófico de las lagunas costeras (García-Rodríguez *et al.*, 2001, 2002b; García-Rodríguez y Witkowski, 2003; García-Rodríguez *et al.*, 2004a, b, c; Bracco *et al.*, 2005a). Los estados tróficos más bajos se observaron durante la transgresión del Holoceno (ca. 6500 a AP), señalados por los valores de materia orgánica, carbono total y nitrógeno total. Asimismo, la composición de la materia orgánica estuvo dominada por plancton ya que los valores de C/N fueron cercanos 6. El bajo estado trófico se explicaría por las entradas de agua

oceánica a las lagunas costeras que presentan un menor tenor de materia orgánica y nutrientes que los sistemas continentales. Con el establecimiento de la fase regresiva (ca. 3500 a AP) se infirió un incremento del estado trófico para las lagunas, evidenciado por un aumento de los valores de materia orgánica y nutrientes (figura 4). Esto se debe a que los sistemas continentales presentan concentraciones de materia orgánica y nutrientes mayores que los del océano provenientes de la carga interna de los mismos y de la cuenca asociada. Asimismo, los procesos regresivos ocasionan incrementos en los procesos de erosión y escorrentía, aumentando así las entradas de material de origen terrestre. Por ello se observaron valores C/N cercanos a 30, es decir, en el rango de organismos vegetales terrestres (García-Rodríguez *et al.*, 2004a, b). Así, existiría una relación inversa entre los cambios del nivel del mar, los niveles de paleosalinidad y el estado trófico (figura 4). De este modo, fue demostrado que oscilaciones del nivel del mar de menor amplitud y mayor frecuencia también moderan el estado trófico de los cuerpos de agua costeros (Inda *et al.*, 2006). Durante la transgresión de Holoceno, laguna de Rocha presentaba niveles de salinidad marino/salobres, pero existieron episodios de corta duración, donde se alcanzaron niveles salobre/dulce con un concomitante incremento del estado trófico.

Durante la fase final de la regresión del Holoceno, *i.e.*, después de ~ 1500 años ¹⁴C AP, algunas de las lagunas costeras perdieron su conexión con océano. Este es el caso de la laguna Blanca o laguna Negra (del Puerto *et al.*, 2006; Bracco *et al.*, 2005; García-Rodríguez *et al.*, 2004a). En este proceso separación se constató el establecimiento de condiciones de agua dulce (Bracco *et al.*, 2005; García-Rodríguez *et al.*, 2004a) y se observó una respuesta trófica diferencial relacionada al clima. Es decir, durante los mejoramientos climáticos se observaron procesos de eutrofización, mientras que durante los deterioros se observaron oligotrofizaciones (figura 4). Específicamente, en el caso de la laguna Blanca, dicha separación tuvo lugar durante el pasaje de una fase subtropical a otra templada estacional después del ~ 1000 años ¹⁴C AP (del Puerto *et al.*, 2006), la cual fue atribuida a la Pequeña Edad de Hielo (figura 4). Se observó un concomitante proceso de oligotrofización el cual fue acompañado de una disminución de nutrientes (del Puerto *et al.*, 2006; García-Rodríguez *et al.*, 2004a). En el caso de la laguna Negra, que se separó de la laguna Merín y por lo tanto de la influencia oceánica hacia el 1700 años ¹⁴C AP, se infirió una eutrofización ya que esta transición tuvo lugar durante una fase climática subtropical. Lo anterior indica que los sistemas costeros están fuertemente influidos por las variaciones del nivel del mar, pero el clima también puede jugar un rol preponderante en la moderación trófica de los sistemas.

Aspectos biológicos

Los microfósiles depositados en perfiles sedimentarios son excelentes indicadores de las condiciones paleoambientales. Las diatomeas son uno de los fósiles más utilizados ya que la taxonomía y condiciones ambientales que representan son fácilmente determinables (Frenguelli, 1941; Frenguelli, 1945; Müller-Melchers, 1945; Maidana,

1994; Witkowski, 1994; Metzeltin y García-Rodríguez, 2003; Espinosa *et al.*, 2003; Metzeltin *et al.*, 2005; Hassan *et al.*, 2006). Por otro lado, las partículas biosilíceas (fitolitos) poseen un gran potencial de preservación y aportan información sobre muchas variables abióticas, tales como niveles de nutrientes, pH, conductividad, salinidad, profundidad de la columna de agua, etcétera.

En el caso de los cuerpos de agua de Uruguay, las diatomeas demostraron ser excelentes indicadores de salinidad y estado trófico. Se hallaron especies indicadoras de condiciones marino/salobres en todos los cuerpos de agua (figura 4), que fueron co-dominantes para el período 7000-2000 años ^{14}C AP y en concordancia con un nivel del mar entre +5 y +2 m más alto que el actual consecuente de la transgresión del Holoceno. Muchas de estas especies fueron también observadas en la costa Argentina (Espinosa *et al.*, 2003; Hassan *et al.* 2006, 2009). Conjuntamente con las diatomeas, también se identificaron cistos de crisofitas, los cuales se expresaron como cociente crisofitas/diatomeas (criso/diato). Dicho cociente fue introducido por Smol (1985) para inferir cambios del estado trófico, sobre la base que este cociente está dominado por crisofitas en sistemas oligotróficos o mesotróficos, y por diatomeas en sistemas eutróficos. Sin embargo, este cociente es también indicador de cambios de paleosalinidad (García-Rodríguez, 2006). Esto se debe a que las crisofitas son organismos típicamente dulceacuícolas, raramente apreciables en sistemas marinos (Duff *et al.*, 1995; Rull y Vegas-Vilarrúbia, 2000). De esta forma, en sistemas costeros influidos por el océano, los cambios en los valores de este cociente son un indicador de los cambios en las paleosalinidades. Así, durante la fase transgresiva marino/salobre datada en 7000-2000 años ^{14}C AP mencionada arriba, se observaron valores muy bajos del cociente crisofitas/diatomeas, debido a la muy baja presencia de crisofitas consecuente del estrés causado por la salinidad. Una vez que el nivel del mar disminuyó, como consecuencia de la fase regresiva del Holoceno, en todas las lagunas se observaron incrementos de la proporción de crisofitas debido a un mayor aporte dulceacuícola (García-Rodríguez, 2006). Concomitantemente incrementó la proporción de diatomeas de agua dulce (figura 5). Posteriormente, una vez que las lagunas comenzaron a separarse del océano, se transformaron en dulceacuícolas y se constataron los mayores valores del cociente crisofitas/diatomeas, así como también dominancia exclusiva de diatomeas de agua dulce.

El tiempo y la magnitud de dicha transición, desde tenores marino/salobres a salobres y dulceacuícolas, se relacionaron con la elevación, distancia de la costa, posible descarga de ríos o arroyos y morfometría/geomorfología de la cuenca. Por ejemplo, la laguna de Rocha está actualmente conectada al océano a través de una barra arenosa que se abre natural o artificialmente cuando el nivel del agua aumenta +1.3 msnm (Conde y Sommaruga, 1999). Así, este sistema se clasifica como marino/salobre, a pesar de que puede recibir fuertes descargas de agua dulce durante períodos de lluvia, pero nunca habría alcanzado un estado completamente salobre/dulceacuícola durante el Holoceno. En cambio, laguna Blanca y laguna Negra (junto a muchas otras pequeñas

lagunas del SE del país,) cuya elevación es de +4 a +8 msnm, se encuentran actualmente separadas del océano, y son cuerpos de agua dulce, a pesar que están influidas por el alcance del *spray* marino. Sin embargo, ambos sistemas presentaron niveles marino/salobres durante el Holoceno Temprano, salobre/dulceacuícolas durante Holoceno Medio, y a partir del 1000 años ^{14}C AP, se transformaron en cuerpos de agua dulce. Durante dicha transición se observó dominancia de diatomeas marino/salobres para el Holoceno Temprano, y luego un progresivo reemplazo hacia especies de agua dulce hacia el Holoceno Tardío y época actual. Asimismo, se observaron valores casi nulos del cociente crisofitas/diatomeas (i.e., por la ausencia de crisofitas), durante la fase marino/salobre con un incremento del mismo hacia las fases de agua dulce. En suma, las diatomeas y cistos de crisofitas demostraron ser confiables indicadores de condiciones paleoambientales para los sistemas acuáticos costeros del SE de Uruguay, en especial para inferir cambios en las paelosalinidades.

Impactos culturales recientes sobre los cuerpos acuáticos

A partir de la mitad del siglo XX, los lagos y lagunas costeros del sudeste de Uruguay estuvieron sujetos a impactos culturales. Entre ellos se destacan la extracción de agua para consumo humano, represamiento, forestación, actividades agropecuarias, construcción de carreteras y desarrollo urbano sin saneamiento. Debido a lo anterior, el desarrollo natural de estos sistemas se vio alterado dramáticamente, ya que se intensificó su proceso de eutrofización. Ejemplos de esto son la laguna Blanca, laguna del Diario y laguna del Sauce. Información sobre el efecto de los impactos humanos sobre la laguna Blanca puede consultarse en García-Rodríguez *et al.* (2002, 2006).

En el caso de la laguna del Sauce, la evidencia paleolimnológica indica que luego de 2700 años ^{14}C AP hasta la actualidad a misma exhibió condiciones mesotróficas y salobres (Rodríguez, 2006). Luego del represamiento de la laguna en 1944 se modificó su tiempo de retención y patrones de circulación hidráulica, disminuyendo las pérdidas de biomasa algal. El aumento del nivel inundó una importante zona de humedales, aumentando directamente la carga interna de nutrientes, y por lo tanto se observó una intensificación del proceso de eutrofización. Los valores de materia orgánica se incrementaron en un factor de diez, el fósforo total pasó de concentraciones de ~ 14 a $100 \mu\text{g g}^{-1}$ y el nitrógeno de 76 a $650 \mu\text{g g}^{-1}$. Dicha señal paleolimnológica se observó a partir de los 7-8 cm de profundidad. A partir de 1944 se han observado floraciones microalgales estivales en forma recurrente, y es uno de los principales problemas ambientales de la laguna, comprometiendo la producción de agua potable de la región.

En el caso del análisis paleolimnológico de la laguna del Diario, la evidencia indica claramente que se encuentra en un proceso de eutrofización acelerado, que comenzó ~ 1900 AD con la forestación y se intensificó aún más entre 1947 y 1955 durante la construcción de los accesos a Punta del Este, que condujo a un aumento en el tiempo de retención del agua y una mayor acumulación de sedimento y nutrientes. Los indicadores paleolimnológicos de este episodio se ubican a los ~ 22 cm de profundidad,

coincidente con un fuerte incremento de las concentraciones de nitrógeno y fósforo. Durante 1967-1968, cuando la laguna se utilizó como fuente de agua potable, también se observaron incrementos de nutrientes. El desarrollo urbano y turístico de la zona y la falta de saneamiento en la cuenca se infirieron para los 10 cm superficiales (i.e., a partir de 1980), en relación con incrementos importantes de materia orgánica, nitrógeno total y fósforo total. Asimismo, es importante desatacar que durante el Holoceno Medio/Tardío se observaron estados tróficos similares a aquellos consecuentes del impacto humano. Sin embargo, la tasa de eutrofización inferida luego del impacto humano fue mucho mayor a aquella derivada de la variabilidad natural.

Comparación entre el desarrollo trófico de lagunas costeras de Uruguay y Sudáfrica durante el Holoceno

Sobre el área de estudio

Se realizaron perforaciones en las lagunas costeras del Parque Nacional Wilderness en Sudáfrica (figura 5), que se sitúan en la costa de la Provincia Western Cape y se localizan en la misma latitud a las de Uruguay. Los sistemas costeros son similares a los de Uruguay, ya que la costa está dominada por puntas rocosas entre las cuales existen dunas, donde se encuentran las lagunas costeras. Al igual que en el Uruguay, las mismas se originaron como consecuencia de la transgresión del Holoceno (Martin, 1960; Ramsay y Cooper, 2002).

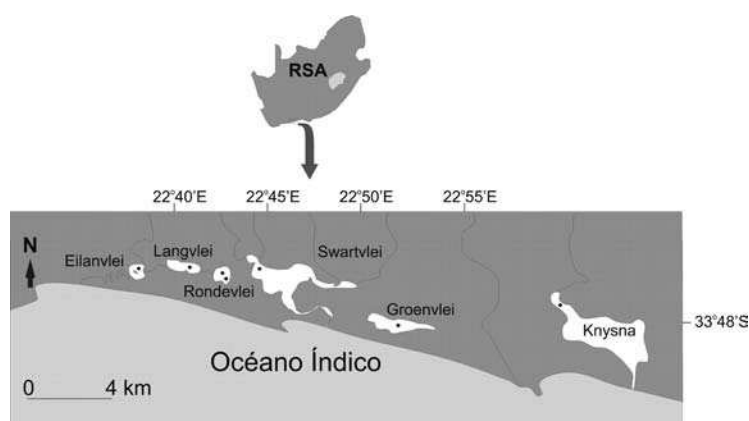


Figura 5. Región Wilderness indicando las lagunas costeras muestreadas. Los círculos negros indican estaciones de perforación.

Las dunas del Cuaternario están cementadas por CaCO_3 para formar aeolianita donde existe una serie de valles paralelos sobre los cuales se emplazan las lagunas costeras (Martin, 1962; Illenberger, 1996). Dichas lagunas costeras son someras (i.e., $Z_{\text{max}} \sim 5 \text{ m}$), excepto por Swartvlei cuya profundidad máxima es de 15 m, pero la mayor parte de la superficie de este sistema está dentro del rango de los sistemas someros. El estuario Swartvlei se abre artificialmente al océano cuando el nivel de sistema se eleva +2 msnm. El sistema Rondevlei-Bolangvlei-Eilandveli se conecta con el océano por medio del Río Touw cuya boca se abre artificialmente al océano cuando el nivel del agua supera los 2.4 msnm (Allanson y Whitfield, 1983). Finalmente, Knysna es una laguna somera de apertura permanente al océano. Debido a los distintos tipos de conexión al océano los sistemas presentan diferentes condiciones limnológicas (tabla 2).

Tabla 2. Promedio de datos limnológicos de los sistemas acuáticos de Sudáfrica.					
	Rondevlei	Langvlei	Eilandveli	Swartvlei	Knysna
Laguna (km²)	1.4	2.2	1.5	10.9	18.3
Cuenca (km²)	4.8	21.1	11.3	402.4	400
Z_{max} (m)	4	2	4	16	5
Salinidad	20.1	20	19.4	20	18
T (°C)	13.9	10.6	6.2	18	14
Oxígeno (mg l ⁻¹)	7.1	7.0	7.5	3	6.3
pH	8.7	8.2	8.1	7.4	7.3
Secchi (m)	0.62	1.42	1.79	1.5	1.7
PT (µg l ⁻¹)	65.4	36.2	22.3	10	0.55
NO ₃ (µg l ⁻¹)	30	159	8.3	26	5.5
Cl-a (µg l ⁻¹)	13	11	8.2	3	2.16
Fuentes: Schumann (2000), Allanson <i>et al.</i> (2000), Allanson y Whitfield (1983), Silberbauer (1982), Howard-Williams y Allanson (1981), Martin (1962). PT = fósforo total, Cl-a = clorofila-a.					

Los cuerpos de agua también se alimentan de la lluvia y escorrentía de las dunas (Martin, 1960). La aguas de los sistemas son calcáreas debido la naturaleza calcárea de las dunas y los procesos de lixiviación. La lixiviación depende del clima y es relativamente rápida bajo temperaturas cálidas y alta pluviosidad (Illenberger, 1996). La pluviosidad media anual es 900-1000 mm año⁻¹, pero la media mensual varía entre 12 y 244 mm año⁻¹. Los vientos del sudeste son los predominantes durante el año, pero también se observan vientos cálidos del norte y noreste. La temperatura diaria media mínima y máxima son 15 y 25°C en verano y 7 y 19°C en invierno respectivamente (Whitfield, 1984). Las cuencas están dominadas por una asociación vegetacional única y endémica, muy diversa, que se conoce colectivamente como Fynbos. Las costas de las lagunas albergan una muy diversa asociación de macrófitas (Martin, 1960), la cual está representada por *Fuirena coerulescens*, *Epilobium* spp., *Chironia decumbens*, *Polygonum salicifolium* & *Hydrocotyle verticillata*, *Samolus valerandi*, *Berula thubergii*, *Juncus dregeanus*, *Scirpus prolifer*, *Scirpus cernuus*, *Phragmites* spp. y *Typha* spp.

Testigo KNY1 – Laguna Knysna

La base fue datada en 1950 años ^{14}C AP (figura 6). Se observaron sedimentos limo-arenosos con contenidos altos de materia orgánica, carbono y nitrógeno, cuyos valores son comprables a los de la superficie del testigo. Para los ca. 2000 años ^{14}C AP, Ramsay y Cooper (2002) infirieron un evento transgresivo. Sin embargo, previo a dicho evento, el nivel del mar se encontraba por debajo del actual (figura 6). Así, probablemente, previo a la transgresión existían condiciones de menor salinidad que las actuales. Lamentablemente la baja preservación de diatomeas en Sudáfrica no permite inferir paleosalinidades. Esto se debe a la corrosión alcalina (Flower, 1993; Ryves *et al.*, 2009) generada por el alto contenido de carbonato del agua intersticial en la mayoría de las lagunas costeras de este país y de Mozambique (Haldorsen, 2006; com. pers.). Con el incremento del nivel del mar se observaron paralelamente disminuciones de materia orgánica, carbono y nitrógeno (figura 6). De esta forma, la respuesta de esta laguna de Sudáfrica es similar a la ya observada en Uruguay (figura 4). Luego de ca. 1300 años ^{14}C AP, el nivel del mar experimentó un nuevo descenso (figura 6), observándose un incremento del estado trófico, como lo indican los aumentos de los valores de materia orgánica, carbono y nitrógeno hacia la superficie del testigo. Es muy probable que también la salinidad haya disminuido con el descenso del nivel del mar, y el aumento de las descargas de agua dulce provenientes de la cuenca de la laguna.

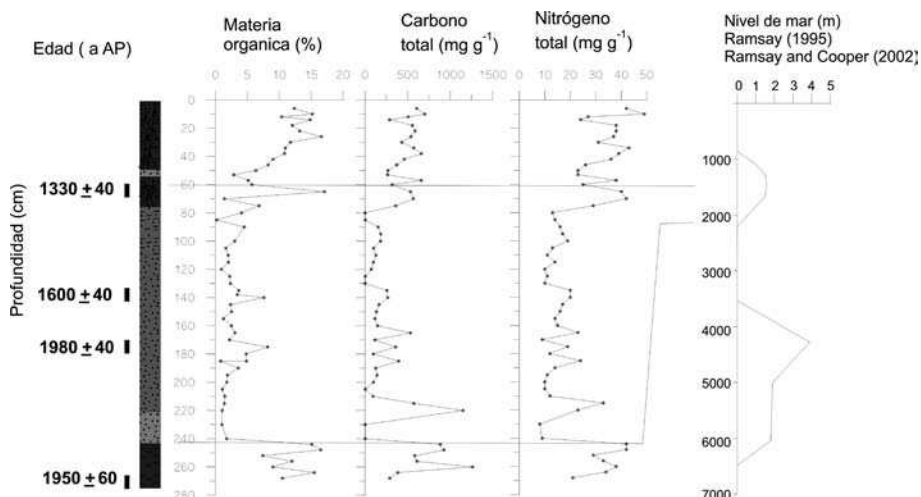


Figura 6. Distribución vertical de materia orgánica, carbono y nitrógeno total en el testigo KNY1. Las edades en a AP se presentan a la izquierda de gráfico.

Testigo GVL1 - Lago Groenvlei

La base de este testigo se dató en ca. 6000 años ^{14}C AP que coincide con el comienzo de la transgresión holocénica de Sudáfrica (Ramsay y Cooper, 2002, figura 7). Durante este período se observaron bajos valores de materia orgánica, carbono y en

menor grado nitrógeno. Por encima de los 80 cm, profundidad datada en circa 5600 años ^{14}C AP, se observaron incrementos de todas las variables geoquímicas, lo que indica incremento del estado trófico. Si bien luego de esta época ocurrió una transgresión, el Lago Groenvlei se encontraba separado del océano Índico, por lo que ya había alcanzado niveles dulceacuícolas (Martin, 1960, 1968). Así, la disminución de salinidad condujo a un incremento del estado trófico. Como ya se indicó, para el caso de las lagunas costeras de Uruguay se observó un patrón similar (figura 4).

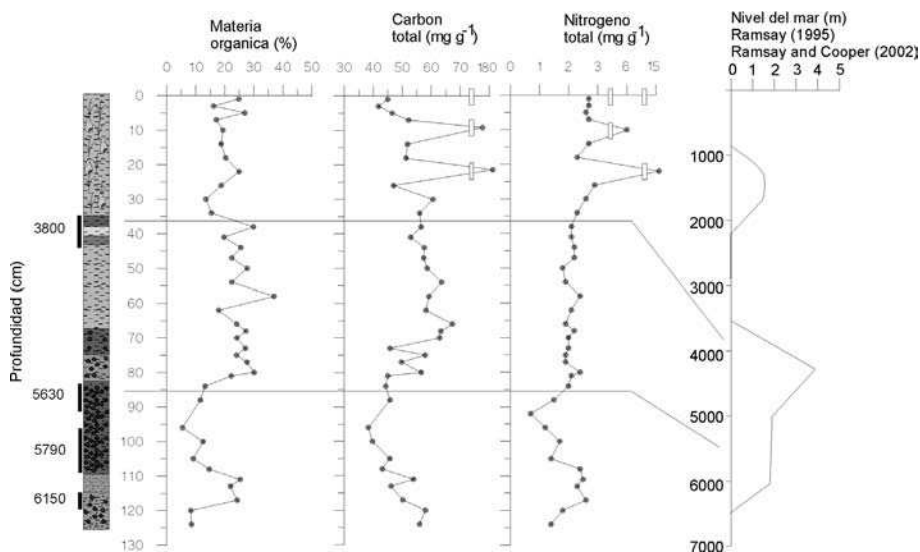


Figura 7. Distribución vertical de materia orgánica, carbono y nitrógeno total en el testigo GVL1. Las edades en a AP se presentan a la izquierda de gráfico.

Testigo BLV1 – Laguna Bolangvlei

La base de este testigo se dató en ca. 4200 años ^{14}C AP, que coincide con el máximo nivel del mar y posterior comienzo de la primera regresión inferida por Ramsay y Cooper (2002). En la base de este testigo, se observaron bajos tenores de materia orgánica, carbono y nitrógeno total (figura 8). Sin embargo, hacia la parte superior se detectó un incremento de los datos geoquímicos. Luego de la transgresión de 2200 años ^{14}C AP se observaron disminuciones de materia orgánica pero no de carbono ni nitrógeno. Sin embargo, desde esa época, hacia la superficie del testigo se registró incremento de las variables geoquímicas (figura 8). Nuevamente se observa que los cambios tróficos constatados en el testigo de la laguna Bolangvlei son por ende similares a los descriptos para los sistemas de Uruguay (figura 4) y para las demás lagunas sudáfricanas estudiadas.

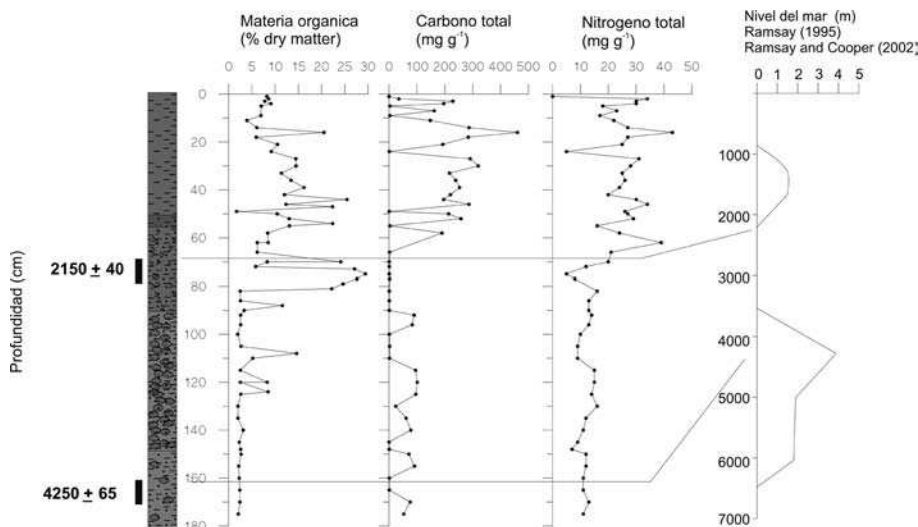


Figura 8. Distribución vertical de materia orgánica, carbono y nitrógeno total en el testigo BLV I. Las edades en a AP se presentan a la izquierda de gráfico.

Las dataciones de los testigos de Rondevlei y Eilenvlei indicaron re-trabajo y re-depósito del sedimento ya que las capas más profundas mostraron edades más jóvenes que las capas superiores del sedimento, por lo tanto aquí no se muestran dichos datos. En el caso de Swartvlei la base del testigo se data en 1000 años ¹⁴C AP, y por lo tanto no permite evaluar la respuesta de este sistema a las variaciones del nivel del mar.

Los datos de las lagunas sudafricanas sugieren una respuesta trófica similar a la observada para sistemas de Uruguay en relación con los cambios de nivel del mar. Los datos aquí expuestos indican que sistemas de diferentes regiones geográficas, como los de Uruguay y Sudáfrica, despliegan respuestas similares a los cambios del nivel del mar. Esta información es así útil para anticipar la respuesta de las lagunas costeras a cambios del nivel del mar en otras regiones geográficas.

Agradecimientos

A la doctora Gabriela Hassan por actuar como revisora de este capítulo. Este trabajo se realizó con financiamiento del Pedeciba, DAAD, CSIC y NRF-South Africa. Un especial agradecimiento al programa de la CSIC *Contratación de investigadores provenientes del exterior* y al SNI-ANII. También al apoyo académico de Pablo Muniz, Néstor Mazzeo, Peter Sprechmann, Omar Defeo, Richard Fariña y Ángeles Beri.

Bibliografía

- Aguirre, M. L. y Urrutia, M. I. (2002), «Morphological variability of *Littoridina australis* (d'Orbigny, 1835) (Hydrobiidae) in the Bonaerensian marine Holocene (Argentina)», en *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 183: 1-23.
- Allanson, B. R. y Whitfield, A. K. (1983), «The limnology of the Touw River Floodplain», en *South African National Scientific Report*, N.º 79. 35 pp.
- Allanson, B. R.; Maree, B. y Grange, N. (2000), «An introduction to the chemistry of the Knysna Estuary with particular reference to nutrients and suspended solids», en *Trans. Roy. Soc. S. Afr.* 55: 141-162.
- Alonso, E. (1997), «Plantas Acuáticas de los Humedales del Este», Rocha, Probides, 238 pp.
- Appleby, P. G. (2000), «Radiometric dating of sediment records in European mountain lakes», en *J. Limnol.* 59: 1-14.
- Flower, R. J.; Mackay, A.W. y Rose, N. L. (1998), «Paleolimnological assessment of recent environmental change in Lake Baikal: sediment chronology», en *J. Paleolimnol.* 20: 119-133.
- Bersezio, R.; Bini, A. y Giudici, M. (1999), «Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: joining facies analysis and numerical modeling», en *Sediment. Geol.* 129: 327-344.
- Bonilla S.; Conde, D.; Aubriot, L.; Rodríguez-Gallego, L.; Piccini, C.; Meerhoff, E.; Rodríguez-Graña, L.; Calliari, D.; Gómez, P.; Machado, I. y Britos, A. (2006), «Procesos estructuradores de las comunidades biológicas en lagunas costeras de Uruguay», en Menafrá, R.; Rodríguez-Gallego, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.) (2006), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay, Montevideo, 611-630.
- Bonilla, S.; Conde, D.; Aubriot, L. y Pérez, M. C. (2005), «Influence of hydrology and nutrients on phytoplankton species composition and life strategies in a subtropical coastal lagoon», en *Estuaries*. 28(6): 884-895.
- Bracco, R.; Inda, H.; del Puerto, L.; Castiñeira, C.; Sprechmann, P. y García-Rodríguez, F. (2005a), «Relationships between Holocene sea-level variation, trophic development and climate change in Negra Lagoon, southern Uruguay», en *J. Paleolimnol.* 33: 253-263.
- Bracco, R.; del Puerto, L.; Inda, H.; Castiñeira, C. (2005b), «Mid-late Holocene cultural and environmental dynamics in Eastern Uruguay», en *Quat. Int.* 132: 37-45.
- Brazeiro A.; Achekar, M.; Canavero, A.; Fagundes, C.; Gonzalez, E.; Grela, I.; Lezama, F.; Bartesaghi, L.; Camagro, A.; Carreira, S.; Costa, B.; Nuñez, D.; da Rosa, I. y Toranza, C. (2008), «Prioridades geográficas para la conservación de la biodiversidad terrestre de Uruguay», en *Resumen Ejecutivo Proyecto PDT*, 32-26. 48 pp.
- Colloty, B. M.; Adams, J. B. y Bate, G. C. (2002), «Classification of estuaries in the Ciskei and Transkei regions based on physical and botanical characteristics», en *S. Afr. J. Bot.*, 68: 312-321.
- Conde, D.; Aubriot, L.; Bonilla, S. y Sommaruga, R. (2002), «Marine intrusions in a coastal lagoon enhance the negative effect of solar UV radiation on phytoplankton photosynthetic rates», en *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 240: 57-70.
- Conde, D.; Aubriot, L. y Sommaruga, R. (2000), «Changes in UV penetration associated with marine intrusions and freshwater discharge in a shallow coastal lagoon of the Southern Atlantic Ocean», en *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 207: 19-31.
- Conde, D. y Sommaruga, R. (1999), «A review of the state of Limnology in Uruguay», en Wetzel, R. G. y Gopal, B. (eds.), *Limnology in developing countries vol 2. New Delhi, International Association for Limnology (SIL)*. 1-31.

- Conde, D.; Bonilla, S.; Aubriot, L.; de León, R. y W. Pintos (1999), «Comparison of the areal amount of chlorophyll a of planktonic and attached microalgae in a shallow coastal lagoon», en *Hydrobiologia*, 408/409: 285-291.
- Crickmore, M. J.; Tazioli, P. G.; Appleby, P. G. y Merilainen, A. (1990), «The use of nuclear techniques in sediment transport and sedimentation problems», en *Technical Documents in Hydrology. International Programme IHP-III-5*, París, UNESCO, 170 pp.
- del Puerto L. (2009), *Silicofitolitos como Indicadores Paleoambientales: bases comparativas y reconstrucción paleoclimática a partir del Pleistoceno Tardío en el SE del Uruguay*, tesis de Maestría, Montevideo, Pedeciba, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 189 pp.
- _____ Inda, H. y García-Rodríguez, F. (2008), «Reconstrucción Paleoambiental para el Holoceno medio y tardío en la cuenca de la Laguna Negra: el aporte de los indicadores biosilíceos», en Korstanje, A. y Babot, P. (eds.), *Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles. BAR International Series*, 119-129.
- del Puerto, L.; García-Rodríguez, F.; Inda, H.; Bracco, R.; Castiñeira, C. y Adams, J. B. (2006), «Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay», en *J. Paleolimnol.* 36: 151-163.
- Duff, K. E.; Zeeb, B. A. y Smol, J. P. (1995), «Atlas of Chrysophycean cysts», en *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht*, The Netherlands, 189 pp.
- Eakins J. D. (1983), «The ^{210}Pb technique for dating sediments: some applications», en *United Kingdom Atomic Energy Agency. AERE (R10821)*, Harwell, Oxfordshire, England, 22 pp.
- Espinosa, M.; De Francesco, C. y Isla, F. (2003), «Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina», en *J. Paleolimnol.* 29: 49-60.
- Flower, R. J. (1993), «Diatom preservation: experiments and observations on dissolution and breakage in modern and fossil material», *Hydrobiologia*, 269/270: 473-484.
- Forni, F. y Scasso, F. (2001), «Calidad del agua en el departamento de Rocha», Rocha, Probides.
- Frenguelli, J. (1941), «Diatomeas del Río de la Plata», en *Rev. Mus. Nac. La Plata*, Tomo III: 213-334.
- _____ (1945), «Las diatomeas del Platense», en *Rev. Mus. Nac. La Plata*, Tomo III: 77-221.
- García-Rodríguez, F. (2006), «Inferring paleosalinity trends using the chrysophyte cyst to diatom ratio in coastal shallow temperate/subtropical lagoons influenced by sea level changes», en *J. Paleolimnol.* 36:165-173.
- García-Rodríguez, F.; Sprechmann, P.; Inda, H.; del Puerto, L.; Bracco, R.; Rodríguez, A.; Estol, P. y Acevedo, V. (2006), «Paleolimnología: desarrollo de las lagunas costeras del sudeste del Uruguay durante el Holoceno», en Menafra et al. (eds.), *Bases para la conservación y el manejo de la costa Uruguaya*, Montevideo, Vida Silvestre/US-Fish Wildlife Service, 487-494.
- García-Rodríguez, F.; Sprechmann, P.; Metzeltin, D.; Scafati, L.; Melendi, D.L.; Volkheimer, W.; Mazzeo, N.; Hiller, A.; von Tümpling, Jr., W. y Scasso, F. (2004a), «Holocene trophic state changes in relation to sea level variation in Lake Blanca, SE Uruguay», en *J. Paleolimnol.* 31: 99-115.
- García-Rodríguez, F.; Metzeltin, D.; Sprechmann, P.; Trettin, R.; Stams, G. y Beltrán-Morales, L. F. (2004b), «Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay», en *J. Paleolimnol.* 32:117-135.
- García-Rodríguez, F.; Metzeltin, D.; Sprechmann, P. y Beltrán-Morales, L. F. (2004c), «Upper Pleistocene and Holocene development of Castillos Lagoon in relation to sea level variation, SE Uruguay», en *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 2004: 641-661.
- García Rodríguez, F. y Witkowski, A. (2003), «Inferring sea level variation from relative percentages of *Pseudopodosira kosugii* in Rocha lagoon, SE Uruguay», en *Diatom Res.* 18: 49-59.

- García-Rodríguez, F.; Castiñeira, C.; Scharf, B. y Sprechmann, P. (2002a), «The relationship between sea level variation and trophic state in the Rocha lagoon, Uruguay», en *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 2002: 27-47.
- García-Rodríguez, F.; Mazzeo, N.; Sprechmann, P.; Metzeltin, D.; Sosa, F.; Treutler, H. C.; Renom, M.; Scharf, B. y Gaucher, C. (2002b), «Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca, SE Uruguay», en *J. Palaeolimnol.* 28: 457-468.
- García-Rodríguez, F.; del Puerto L.; Inda H.; Castiñeira, C.; Bracco, R.; Sprechmann, P. y Scharf, B. (2001), «Preliminary paleolimnological study of Rocha lagoon, SE Uruguay», en *Limnologica*, 31: 221-228.
- Hassan, G. S.; Espinosa, M. A. y Isla, F. I. (2009), «Diatom-based inference model for paleosalinity reconstructions in estuaries along the northeastern coast of Argentina», en *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 275: 77-91.
- _____ (2006), «Modern diatom assemblages in surface sediments from estuarine systems in the southeastern Buenos Aires Province, Argentina», en *J. Palaeolimnol.* 35: 39-53.
- Hilmer, T. y Bate, G. C. (1990), «Covariance analysis of chlorophyll distribution in the Sundays river estuary», en *Sth. Afr. J. Aquat. Sci.* 16(1/2): 37-59.
- Howard-Williams, C. y Allanson, B. R. (1981), «An integrated study on littoral and pelagic primary production in a southern African coastal lake», en *Arch. Hydrobiol.* 92: 507-534.
- Illenberger, W. K. (1996), «The geomorphologic evolution of the wilderness dune cordons, South Africa», en *Quat. Int.* 33: 11-20.
- Inda, H.; García-Rodríguez, F.; del Puerto, L.; Acevedo, V.; Metzeltin, D.; Castiñeira, C.; Bracco, R. y Adams, J. B. (2006), «Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon, southern Uruguay», en *J. Palaeolimnol.* 35: 699-713.
- Iriarte, J. (2006), «Vegetation and climate change since 14,810 14C yr B.P. in southeastern Uruguay and implications for the rise of early Formative societies», en *Quat. Res.* 65: 20-32.
- Isla, F. I. y Espinosa, M. A. (1995), «Coastal environmental changes associated with holocene sea-level fluctuation: southeastern Buenos Aires, Argentina», en *Quat. Int.* 26: 55-60.
- Jorcín, A. (1999), «Temporal and spatial variability in the macrozoobenthic community along a salinity gradient in the Castillos Lagoon (Uruguay)», en *Arch. Hydrobiol.* 146: 369-384.
- Kaushal, S. y Binford, M. W. (1999), «Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources and historical deforestation in lake Pleasant, Massachusetts, USA», en *J. Palaeolimnol.* 22, 439-442.
- Kjær, K. H. (1999), «Mode of subglacial transport deduced from till properties, Mýsdalsjökull, Island», en *Sediment. Geol.* 128: 271-282.
- Klingbeil, R.; Kleinedam, S.; Asprion, U.; Aigner, y Teutsch, G. (1999), «Relating lithofacies to hydrofacies: outcrop-based hydrogeological characterisation of Quaternary gravel deposits, en *Sediment. Geol.*, 129: 299-310
- Kruk, C.; Rodríguez-Gallego, L.; Quintans, F.; Lacerot, G.; Scasso, F.; Mazzeo, N.; Meerhoff, M. y Paggi, J. C. (2006), «Biodiversidad y calidad de agua de 18 pequeñas lagunas en la costa sureste de Uruguay», en Menafrá, R.; Rodríguez-Gallego, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds) (2006), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*, Montevideo Vida Silvestre Uruguay, 599-610.
- López-Laborde, J.; Perdomo, A. y Gómez, M. (2000), *Diagnóstico ambiental y socio-demográfico de la zona costera del Río de la Plata: compendio de los principales resultados*, Montevideo, Informe Ecoplata.
- Maidana, N. I. (1994), «Fossil diatoms from Salinas del Bebedero (San Luis, Argentina)», en *Diatom Res.* 9: 99-119.
- Martin, A. R. H. (1960), «The ecology of Groenvlei, a South African coastal fen», en *J. Ecol.* 48: 307-329.

- _____ (1962), «Evidence relating to the Quaternary history of the Wilderness Lakes», en *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 64: 19-42.
- _____ (1968), «Pollen analysis of Groenvlei lake sediments (South Africa)», en *Rev. Paleobot. Palynol.* 7: 107-144.
- Mazzeo, N.; Rodríguez-Gallego, L.; Kruk, C.; Meerhoff, M.; Gorga, J.; Lacerot, G.; Quinatns, F.; Lourerio, M.; Larrea, D. y García-Rodríguez, F. (2003), «Effects of *Egeria densa* Planch. on a shallow lake without piscivorous fish», en *Hydrobiologia*, 506-509: 591-602.
- Metzeltin, D.; Lange-Bertalot, H. y García-Rodríguez, F. (2005), «Diatoms of Uruguay-Taxonomy, Biogeography, Diversity», en Lange-Bertalot, H. (ed.), *Iconographia Diatomologica*, Vol 15, Koenigstein, ARG Gantner Verlag, distributed by Koeltz Scientific Books, 737 pp.
- Metzeltin, D. y García-Rodríguez, F. (2003), *Las Diatomeas Uruguayas*, Montevideo, DIRAC, Facultad de Ciencias, 208 pp. 74 Plates.
- Meyers, P. A. y Lallier-Vergès, H. (1999), «Lacustrine sedimentary organic matter records of late Quaternary paleoclimates», en *J. Paleolimnol.* 21: 345-372.
- Müller-Melchers, F. C. (1945), «Diatomeas procedentes de algunas muestras de turba del Uruguay», en *Com. Bot. Mus. Hist. Nat. Montevideo.*, Vol. I, 17: 1-21.
- Müller, A. y Mathesius, U. (1999). «The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of organic matter», en *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 145: 1-16.
- Oschmann, W.; Reichart, K. y Dillenburg, S. (1999). «Holozäne Ökosystementwicklung in der Küstenebene von Rio Grande do Sul (Südbrasilien) in Bereich der Lagoa de Tramandai» en *Zeit. Geo. Paläont.* Teil I (7-9): 1077-1091.
- Ramsay, P. J. y Cooper, J. A. G. (2002), «Late Quaternary Sea-Level Change in South Africa», en *Quat. Res.* 57: 82-90.
- Rodríguez, A. (2006), «Evolución del estado trófico de la Laguna del Sauce e importancia de la carga de nutrientes», en *Tesis de Maestría en Ciencias Ambientales*, Montevideo, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 136 pp.
- Rull, V. y Vegas-Vilarrúbia, T. (2000), «Chrysophycean stomatocysts in a Caribbean mangrove», en *Hydrobiologia*. 428: 145-150.
- Ryves, D. B.; Battarbee, R.W.; Sherilyn, C. y Fritz, C. (2009), «The dilemma of disappearing diatoms: incorporating diatom dissolution data into palaeoenvironmental modelling and reconstruction», en *Quat. Sci. Rev.*, 28: 120-136.
- Santana, O. y Fabiano, G. (1999), *Medidas y mecanismos de administración de los recursos de las lagunas costeras del litoral atlántico del Uruguay (lagunas José Ignacio, Garzón, Rocha y Castillos)*, Montevideo, Inape PNUD URU/92/003.
- Schumann, E. H. (2000), «Oceanic exchanges and temperature variability in the Knysna Estuary», en *Trans. Roy. Soc. S. Afr.*, 55: 123-128.
- Silberbauer, M. (1982), «Phosphorus dynamics in the monimolimnion of Swartvlei», en *J. Limnol. Soc. S. Afr.*, 8(2): 54-60.
- Smol, J. P. (1985), «The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index», en *Hydrobiologia* 123: 199-208.
- _____ (1990), «Paleolimnology: recent advances and future challenges», en *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, 47: 253-276.
- _____ (1992), «Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management»; en *J. Aquat. Eco. Health*, 1: 49-58.
- _____ (2002), *Pollution of lakes and rivers, a paleoenvironmental prespective*, Segunda edición, Oxford, Blackwell Publishing, 383 pp.

- Sprechmann, P. (1978), «The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary», en *Zitteliana*. 4: 3-72.
- Stewart, L. K.; Heap, A. D. y Woolfe, K. J. (2000), «Evaluating the influence of tidal currents on the distribution of silt in Nara Inlet, central Great Barrier Reef, Australia», en *Sediment. Geol.*, 136: 59-69.
- Stutz, S.; Prieto, A. R. y Isla, F. I. (2006), «Holocene evolution of the Mar Chiquita coastal lagoon area, Argentina, indicated by pollen analysis», en *J. Quat. Sci.* 21: 17-28.
- Wang, X. y Ke, X. (1997), «Grain size characteristics in the extant tidal flat sediments along the Jiangsu coast, China», en *Sediment. Geol.*, 112: 105-122.
- Whitfield, A. K. (1984), «The effects of prolonged aquatic macrophyte senescence on the biology of the dominant fish species in a southern African coastal lake», en *Estuar. Coast Shelf Sci.*, 18: 315-329.
- Witkowski, A. (1994), «Recent and fossil diatom flora of the gulf Gdańsk, Southern Baltic Sea. Origin, composition and changes of diatom assemblages during Holocene», en Lange-Bertalot (ed.), *Bibliotheca Diatomologica*, Band 28. Stuttgart, J. Cramer, 313 pp.

Leticia Burone
Michel Michaelovitch de Mahiques
Rubens Cesar Lopes Figueira
Felipe García-Rodríguez · Peter Sprechmann
Yaci Alvarez · Pablo Muniz · Ernesto Brugnoli
Natalia Venturini · Silvia Helena de Mello Sousa
Viviana Centurión

Evolución paleoambiental
de la bahía de Montevideo (Uruguay)
Bases para el establecimiento de un modelo ambiental

Resumen

La acción modificadora del hombre como agente geológico deja su rastro en el sedimento permitiendo así estudiar las transformaciones del ambiente y el registro de los procesos antrópicos. De esta forma, la determinación de cuando ocurrieron los primeros episodios de contaminación antrópica, y la evaluación de la respuesta del sistema a tales eventos constituye una herramienta potencial para fines de manejo.

La Bahía de Montevideo está integrada al sector fluvio-marino del Río de la Plata y la mayoría de su agua proviene de éste. Este sistema ha sufrido grandes presiones antrópicas en los últimos 100-150 años lo que ha provocado importantes consecuencias negativas sobre el ecosistema. El objetivo del presente trabajo es evaluar el registro histórico, analizando las capas más superficiales de sedimento de un testigo de 200 cm para determinar la historia de los cambios recientes causados por la presión humana en la Bahía de Montevideo. En este sentido fue aplicado un análisis integrado de los parámetros geoquímicos y los foraminíferos.

Fue posible diferenciar tres zonas en la columna sedimentaria. La zona I definida desde la base del testigo hasta los 110 cm de profundidad está constituida por altos porcentajes de arena, bajas concentraciones de materia orgánica y bajos valores de susceptibilidad magnética. Los foraminíferos estuvieron representados por especies generalistas, calcáreas y mixoalinas tales como *Ammonia tepida*, *Ammonia parkinsoniana*, *Elphidium excavatum* y *Elphidium gunteri*. La zona II (intervalo 110 y 60 cm) caracterizada por una marcada disminución en la granulometría del sedimento (altos porcentajes de limo y arcilla), alto porcentaje de materia orgánica y aumento en la Susceptibilidad Magnética (SM). Los foraminíferos presentaron bajos valores de densidad, diversidad y riqueza. Las especies dominantes fueron *Psammosphera* sp. y *Haynesina wilberti* (ambas de paredes aglutinantes, características de ambientes oligohalinos y ricos en materia orgánica). La zona III corresponde a los últimos 100 años. Se observó que los cambios ambientales registrados condujeron a la presencia de altas concentraciones de metales pesados así como a grandes cambios en la distribución de la fauna de foraminíferos. Los valores máximos de Cr, Cu y Pb en la Zona III son 70, 14 y 12 veces mayores que el valor mínimo registrado para cada metal, respectivamente, en el testigo estudiado. Todos los metales analizados —indicadores de polución— presentan una tendencia al aumento desde la base de la tercera zona hacia el tope del testigo. El factor de enriquecimiento (FE) muestra claramente que todos los metales presentan la misma tendencia de aumento en la tercera zona con un incremento marcado en las camadas superiores de la columna sedimentaria. De acuerdo con los valores del FE el Cr presenta un nivel de polución entre significativo y alto. El Pb y el Zn indicaron ambos polución moderada.

El incremento en los vertidos industriales en la región de la Bahía de Montevideo provocó un cambio dramático en las características químicas del sedimento (alrededor de 10-15 cm, 1983 AD) y consecuentemente en la fauna de foraminíferos (disminución

en los valores de diversidad, riqueza y densidad) llevándola a un empobrecimiento con momentos casi azoicos.

Palabras clave: Bahía de Montevideo; evolución paleoambiental; enfoque multiproxy.

El antropoceno

El Período Cuaternario representa cerca de 1.81 Ma AP, se caracteriza como *edad del Hombre* y se subdivide en épocas: Pleistoceno y Holoceno siendo que el Pleistoceno está comprendido entre 1.806.000 y 11.500 años atrás. El Holoceno tuvo inicio hace aproximadamente 11.500 a AP con el fin de la última glaciación y se caracteriza por pequeños cambios climáticos registrándose en el área de estudio temperaturas templadas a calidas (del Puerto *et al.*, 2006).

En el año 2000 Paul Crutzen (premio Nobel de Química en 1995) utiliza el término Antropoceno para referirse al período donde comienza a existir influencia acentuada del hombre sobre el ambiente (últimos 200 años, Inicio de la revolución industrial, Comisión Internacional de Estratigrafía, 2007). De esta manera se pasaría a considerar al hombre como una «fuerza geofísica planetaria». Entre los grandes cambios por los cuales se responsabiliza en gran medida a la humanidad podemos citar el calentamiento global, cambios en los patrones de sedimentación y erosión, la acidificación de los océanos y la extinción de numerosas especies como consecuencia de la destrucción y/o alteración del hábitat, o la introducción de especies exóticas que se convierten en invasoras generando impactos sobre la biodiversidad. Incluso se la ha mencionado como la sexta extinción (Leakey y Lewin, 1997). Resulta casi inevitable que 6.5 billones de personas, habitando y explotando los recursos disponibles en el planeta, no causen grandes alteraciones en el ecosistema global. No obstante, la propuesta de definición del Antropoceno como una época geológica es aún cuestionada por muchos investigadores.

En el Uruguay pueden citarse como trabajos que describen la transición Holoceno-Antropoceno los realizados en la laguna Blanca y la laguna del Sauce una vez que los sistemas comenzaron a funcionar como fuentes de agua potable (García-Rodríguez *et al.*, 2002; Rodríguez, 2006).

Algunos autores introducen el Período Quinario y la Época *Tecnógeno* (haciendo referencia a la transformación del ambiente como consecuencia de la *técnica* que surge con el hombre). Así, los ambientes tecnogénicos comprenderían aquellos que fueron transformados por la agricultura, urbanización, migración, construcción de carreteras, puertos, etcétera (Oliveira *et al.*, 2005). De esta forma, los depósitos tecnogénicos revelan los ambientes antropizados. Según Ter-Stepanian (1988), el final del Holoceno corresponderá al momento en que las condiciones ambientales modificadas serán predominantes en la Tierra. De acuerdo con Suguio (1999) la utilización de este término aún resulta prematuro siendo que el término Cuaternario aún es adecuado.

La acción del hombre en el registro geológico

El hombre como agente geológico

El *Homo sapiens* ha sido asociado a diferentes culturas desde su surgimiento hace aproximadamente 150.000 años, correspondiendo la cultura neolítica a los últimos 8.000 años. Como *agente geológico* el hombre deja su rastro en el sedimento y la caracterización de la acción geológica humana resulta generalmente de la comparación entre los procesos naturales y los procesos antrópicos en la transformación de la Tierra. La acción modificadora del hombre en el ambiente dejó su registro asociado a diferentes momentos, pudiendo considerarse:

- a. efectos prehistóricos que pueden ser analizados por ejemplo, a través de los concheros. Los que muestran la explotación del medio costero por el hombre;
- b. un segundo momento puede ser definido antes y después de la revolución industrial (inicio 1800) con el crecimiento exponencial de la población. Se considera que la Tierra alcanza su primer billón de habitantes alrededor del siglo XIX y aproximadamente 150 años después el número de habitantes sobrepasa los 6.5 billones. Se estima que en 2050 la humanidad llegue a 8.5 billones de habitantes ejerciendo, consecuentemente presiones aún mayores en el sistema;
- c. a partir de la Segunda Guerra Mundial el uso del agua crece de forma exponencial y, también, se acentúa el uso del papel, así como el consumo de fertilizantes y de detergentes.

La antropización genera entonces contaminación en el medio acuático y esta última puede ser definida según la GESAMP (1996) como:

La introducción por el hombre, de forma directa o indirecta, de sustancias o energía en el medio marino (incluyendo estuarios) que resulta en efectos perjudiciales tales como: peligro para los recursos vivos, riesgos para la salud humana, obstáculo para las actividades marinas incluyendo la pesca, disminución de la calidad y atracción para el uso del agua de mar.

Cuando se habla de polución, generalmente se considera la presencia de sustancias tóxicas introducidas por el hombre en el medio ambiente. Cuando la referencia es hecha a la contaminación, se considera que la sustancia en cuestión ya ocurría naturalmente, en bajas concentraciones, pasando a presentar altos niveles (Alloway, 1995).

A partir de la década de los ochenta aumentó a escala mundial el interés por la protección y restauración de las zonas costeras (Vitousek, 1997; Vitousek *et al.*, 1997). Esto se debe a que la mayor parte de los recursos biológicos marinos se encuentran en zonas costeras vulnerables. Asimismo, las principales fuentes de polución marina están localizadas en el continente, y afectan el mar a través de los ríos, desagües costeros directos, vertederos urbanos y agrícolas, además de la precipitación atmosférica. Consecuentemente, los recursos costeros pueden resultar severamente reducidos por la polución mucho antes de que se detecten tendencias nocivas en el mar abierto. Entre las formas de contaminación marina observadas con mayor frecuencia se encuentra

la ocasionada por exceso de nutrientes, conduciendo a la eutrofización del sistema (Burone *et al.*, 2006a; Abessa y Burone, 2003; Burone, 2002; Braga, *et al.*, 2000; Howarth *et al.*, 2000), por metales pesados e hidrocarburos derivados del petróleo (Martins *et al.*, 2008; Alve 1995, 1991). Algunos autores agregan otro problema que es la dificultad de diferenciar los efectos causados por la polución, de aquellos provenientes de los cambios naturales del medio ambiente o estrés ambiental. Es por este motivo que los estudios paleoambientales adquieren gran importancia, ya que permiten estudiar a lo largo de la columna sedimentaria las condiciones pre-acción de los tensores antrópicos (Cearreta, 2000, 2002).

Los sedimentos representan el registro de los procesos que ocurren en la columna de agua y constituyen el depósito final de las sustancias que ingresan a un sistema. Con el paso del tiempo, se depositan capas en orden cronológico que contienen información física, química y biológica. Por ello, si se toman testigos continuos de sedimento, es posible reconstruir las condiciones ambientales históricas de un sistema (García-Rodríguez *et al.*, 2001; Suguio, 1999) Esto permite determinar cuando ocurrieron los primeros episodios de contaminación antrópica, y evaluar la respuesta del sistema a tales episodios.

¿Por qué es importante estudiar el Holoceno?

El registro sedimentario

Según la teoría del uniformismo o actualismo de Charles Lyell (1797-1875) «El presente es la llave del pasado» y según Suguio (1999) «el pasado geológicamente poco remoto y el presente son la llave del futuro». Así, los estudios del pasado geológicamente poco remoto pueden auxiliar en la predicción de las situaciones ambientales futuras.

Las transformaciones que existen en la naturaleza ocurren en diferentes escalas de tiempo y para estudiarlas debemos recurrir muchas veces a variables indirectas conocidas como *proxies*. En el contexto paleoambiental se entiende como *proxies* aquellos descriptores medibles que sustituyen variables deseables pero no observables, tales como: temperatura, salinidad, concentración de oxígeno y productividad biológica (Wefer *et al.*, 1999).

El estudio del Holoceno: un enfoque *multiproxy*

El Holoceno ha sido testigo del desarrollo del conocimiento y de la tecnología, los cuales han sido y continúan siendo utilizados para estudiar y comprender los cambios ocurridos durante los últimos años de la historia del planeta. Entre los *proxies* más utilizados en los estudios de reconstrucciones históricas de la contaminación en la columna sedimentaria podemos citar:

- *Susceptibilidad magnética* (SM): Es un método alternativo, rápido, económico y efectivo que permite mapear las principales fuentes de contaminación en una región (Martins *et al.*, 2007). La señal magnética de los procesos de combustión

está asociada a la formación de magnetita que se agrega al material particulado y se deposita en el sedimento de fondo presentando enriquecimiento magnético (Morris *et al.*, 1994). Estudios realizados por Martins *et al.* (2007) evidenciaron una fuerte relación entre la susceptibilidad magnética y la concentración de hidrocarburos policíclicos aromáticos (HPAs) de alto peso molecular en testigos de sedimentos provenientes del Estuario de Santos (Brasil), una región altamente poluida. Por tratarse de un método no destructivo (ya que no es necesario abrir el testigo para obtener dicha medida), la SM constituye una herramienta extremadamente útil en la selección de columnas de sedimento más representativas (cuando se poseen varios testigos) para estudios de contaminación o para determinar las capas con mayores concentraciones de ciertos contaminantes. Así, es posible agilizar el trabajo y obtener medidas inmediatas de bajo costo. Los datos arrojados por esta técnica son datos adimensionales.

- *Metales*: Los elementos traza, conocidos como metales pesados, pueden ser de origen natural o antrópico (derivados de industrias, tránsito de embarcaciones, desechos domésticos, etcétera). De acuerdo con Baird (2002), estos elementos poseen altas densidades cuando comparados con otros materiales comunes. Las concentraciones elevadas, cuyo nivel depende del tipo de metal, son perjudiciales para el desarrollo normal de los organismos, además de poder modificar la estructura de la comunidad pudiendo llegar también a causarle daños al hombre (Newell *et al.*, 1991; Bayne, 1989; Bryan y Gibbs, 1983). En contraste con los poluyentes orgánicos, los metales pesados o metaloides no son biológicamente o químicamente degradados pudiendo acumularse tanto localmente, o ser transportados a través de largas distancias (Marchand *et al.*, 2006). Metales como cadmio (Cd), cobre (Cu), cromo (Cr), plomo (Pb), mercurio (Hg), níquel (Ni), zinc (Zn) y arsénio (As), constituyen un grupo de elementos químicos frecuentemente encontrados en áreas urbanizadas (Banerjee, 2003; Poletto y Castilhos, 2008). Por lo tanto, la determinación de sus concentraciones a lo largo de la columna sedimentaria, permite inferir el curso de las actividades antrópicas en la región de estudio.
- *Indicadores biológicos*: Se entiende como indicadores biológicos o bioindicadores todas las especies que contribuyen a descifrar fenómenos o acontecimientos inferidos a través del estudio de las mismas, tanto en el pasado como en la actualidad (Boltovskoy, 1959a). Así, los bioindicadores de contaminación pueden agrupar a las especies en sensibles (o no tolerantes) y tolerantes según su resistencia a la contaminación. Los bioindicadores permiten realizar evaluaciones del ambiente integrando sus efectos en el espacio y el tiempo de forma simultánea. Sus respuestas a la contaminación facilitan la definición espacial y temporal del impacto (Burone y Pires-Vanin, 2006; Burone, 2002; Bilyard, 1987; Philips y Segar, 1986). Son consideradas sensibles aquellas especies que resultan eliminadas con las primeras señales de alteración ambiental y pueden ser empleadas para

evaluar la dispersión de los efectos nocivos de un contaminante (Bilyard, 1987; Sullivan *et al.*, 1981; Pearson y Rosenberg, 1978). Las especies tolerantes son aquellas que dominan luego de las modificaciones de las características del área, ocupando nichos ecológicos dejados por la comunidad primaria (Stull *et al.*, 1986; Swartz, *et al.*, 1986; Sullivan *et al.*, 1981).

- *Foraminíferos como bioindicadores*: Para que las especies bioindicadores puedan ser utilizadas en estudios del registro sedimentario deben preservarse en el mismo a través del tiempo. Es así que aquellos organismos cuyas tecas se preservan en el registro fósil y que además poseen tamaño pequeño y altas densidades (permitiendo obtener un número representativo de individuos en una muestra de tamaño pequeño) resultan buenos bioindicadores en estudios de la columna sedimentaria (Murray, 1991; Botovskoy, 1965). Entre estos organismos, se destacan los foraminíferos, protozoarios que se caracterizan por presentar pseudopodios largos y anastomosados y se los incluye en el Filo Granuloreticulosa, Clase Foraminifera (Margulis y Schwartz, 2001; Sen Gupta, 1999). Incluyen especies tanto bentónicas como planctónicas. Estos microorganismos presentan una teca constituida por cristales de carbonato de calcio. Los cristales pueden estar orientados perpendicularmente a la superficie permitiendo el pasaje del haz de luz (pared calcárea hialina radialmente radiada), no orientados (calcáreo porcelanáceo) o presentar cristales de diferentes tamaños y dispuestos sin orden (pared calcárea hialina finamente granulosa). Las paredes también pueden ser constituidas de sílice, granos terrígenos o biogénicos (aglutinantes) o por compuestos orgánicos (proteoglicanos-polisacáridos).

Los foraminíferos constituyen bioindicadores importante para la comprensión de los cambios ambientales y paleoambientales (Sen Gupta, 1999; Murray, 1991), pues sus asociaciones reflejan condiciones ambientales específicas y presentan amplia distribución geográfica, alta sensibilidad a los cambios ambientales y alta abundancia en el sedimento como consecuencia del alto potencial de preservación de sus tecas (especialmente las calcáreas). En la clasificación taxonómica del grupo presentada por Loeblich y Tappan (1988), se describen 878 géneros vivientes. La gran mayoría de los foraminíferos son bentónicos. Existen únicamente entre 40 a 50 especies planctónicas vivientes (Sen Gupta, 1999). Los foraminíferos bentónicos presentan un registro geológico desde el Ediacarens (Gaucher y Sprechmann, 1999) y se distribuyen desde las regiones costeras hasta las planicies abisales. Por otro lado, los foraminíferos planctónicos presentan su registro fósil a partir del Jurásico. Cabe resaltar que de acuerdo a Ross (1974) existen 10 familias de foraminíferos calcáreos actuales y 13 en el registro fósil, cuyas especies presentan tecas con grandes volúmenes y se los denomina: macroforaminíferos. Se los encuentra asociados a ambientes costeros en sedimentos ricos en carbonato. Son considerados excelentes herramientas en estudios estratigráficos ya que evolucionan rápidamente (Hallock, 1982).

Son pioneros los trabajos de Boltovskoy (1966, 1961, 1959b, 1957, 1955, 1954a, 1954b) sobre foraminíferos del margen continental del Atlántico sudoeste. En la costa uruguaya se destacan los trabajos realizados por Burone *et al.* (2006), Sprechmann (1978) y Scarabino (1967). Estudios mineralógicos recientes de tecas de foraminíferos han revelado que especies de foraminíferos pertenecientes a ambientes contaminados presentan metales pesados en sus tecas (Burone *et al.*, 2004, 2006b; Samir y El-Din, 2001). Estas son consideradas especies tolerantes y de gran interés como bioindicadoras de polución.

- *Métodos de datación radioactivos (Geocronología)*: Las técnicas geocronológicas más comúnmente empleadas varían de acuerdo con sus alcances (edades mínimas y máximas) y con su precisión. Así, para estudios del Pleistoceno tardío y del Holoceno el método utilizado es el método isotópico basado en ^{14}C (tiempo de vida media 5730 años) (Martins y Figueira, 2008; Trumbore, 2000). Por otro lado, si se estudian sedimentos más recientes, con un intervalo de precisión inferior al del radiocarbono, los métodos basados en la determinación de los radionúclidos ^{137}Cs y ^{210}Pb son los más utilizados (Martins y Figueira, 2008). De esta forma, combinando el estudio de los diferentes *proxies* a lo largo de la columna sedimentaria con el análisis de radioisótopos con vidas medias de desintegración cortas (^7Be 53,4 días, ^{210}Pb 22,26 años) es posible estudiar dinámicas de sedimentación contemporáneas (Eakins, 1983). Una vez establecida la edad, se puede calcular la tasa de sedimentación y, por lo tanto, establecer la dinámica histórica de la sedimentación.

Así, si se toman testigos de sedimento y se analiza e integra la información proporcionada por los distintos *proxies* físicos, químicos y biológicos, es posible reconstruir las transformaciones del entorno original (Martins y Figuera, 2008; Cearreta *et al.*, 2000). Esto hace posible determinar cuando un cuerpo acuático experimentó un cambio dramático (*e.g.* pérdidas de biodiversidad, contaminación, presencia de especies resistentes y/o ausencia de sensibles, introducción de especies exóticas y reemplazo de autóctonas), en qué magnitud esto ocurrió e inferir sus causas.

La problemática en la costa de Montevideo

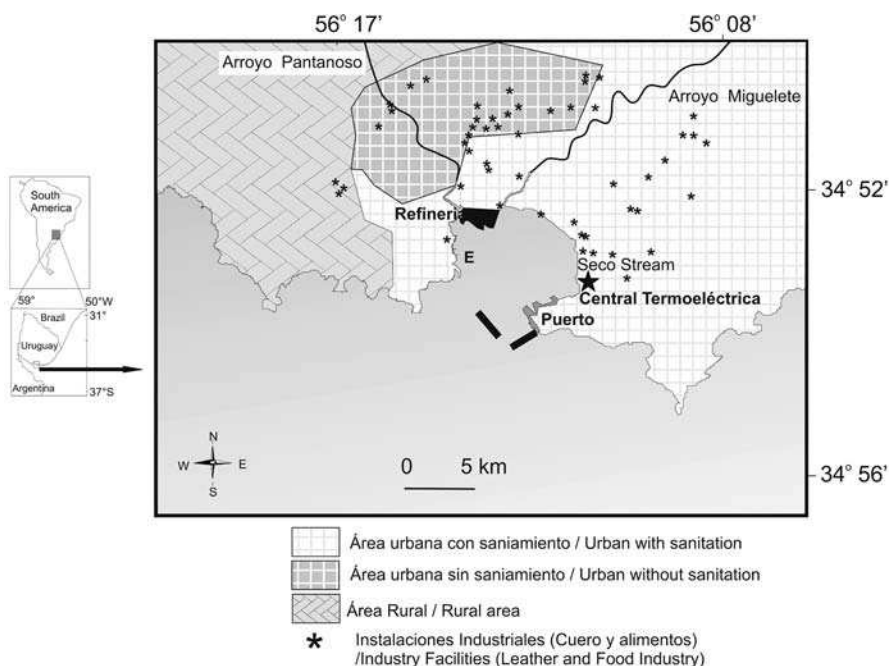
Hasta el año 1997 se habían desarrollado varios estudios tendientes a evaluar la calidad ambiental de la Bahía de Montevideo (BM) y zonas adyacentes (Moyano *et al.*, 1993; IMM, 1993, 1992, 1985; Bayssé *et al.*, 1987a, b; Burone *et al.*, 1987a, b; Nagy *et al.*, 1987; Francois y Risso, 1982; Ayup, 1981) concluyendo que el impacto en la región costera (asociado al colector de Punta Carretas) así como de las diferentes actividades realizadas dentro de la BM era localizado y, posiblemente, reversible si se implementaran medidas de mitigación. Todos estos estudios evaluaron las características hidroquímicas y los organismos fitopláctónicos del sistema sin considerar al bentos.

En 1997 se desarrolló un proyecto de investigación (Muniz *et al.*, 2000a) que permitió conocer el estado ambiental actual de la BM y la zona costera adyacente (Punta Yeguas y Punta Carretas) a través del análisis de muestras de sedimento superficial. Dicho proyecto generó una serie de datos los cuales permitieron concluir que: tanto la BM, como las zonas de Punta Carretas y Punta Yeguas, presentaron altas concentraciones de hidrocarburos, materia orgánica y metales pesados (Danulat *et al.*, 2002; Muniz *et al.*, 2000b, 2002, 2004, 2005). A escala global, se determinó que existe un gradiente de contaminación desde la zona más interna de la BM hacia la externa, y que este descenso continúa en la zona costera adyacente. Dicho gradiente sería el resultado del distinto grado de impacto al que están sometidas estas zonas, y también de las características físico-químicas e hidrodinámicas del área, las cuales proporcionan capacidades de amortiguación diferentes (Gómez *et al.*, 2001), determinando la vulnerabilidad del sistema. El gastrópodo *Heleobia* cf. *australis* puede ser utilizado como bioindicador, los especímenes presentes en la BM tuvieron menor tamaño y biomasa que los hallados en Punta Carretas y Punta Yeguas. Asimismo, presentan un caparazón más fino, frágil y con alta ocurrencia de organismos parásitos o simbioses (Muniz *et al.*, 2005; Venturini *et al.*, 2004; Muniz *et al.*, 2000a). De acuerdo a la composición de la fauna de foraminíferos, fue posible distinguir claramente tres zonas: el interior de la BM se mostró extremadamente empobrecido, incluyendo una estación azoica. Además, se observaron altos porcentajes de tecas con anomalías en esta región, reforzando los efectos negativos de la contaminación sobre los foraminíferos. En contrapartida se notó un efecto positivo sobre la fauna de la zona de Punta Carretas (especialmente sobre la especie euribióntica y oportunista: *Ammonia tepida*), debido al aporte de vertidos domésticos (la mayoría de ellos orgánicos) provenientes del emisario subacuático (Burone *et al.*, 2006a, 2004). Las anomalías en las tecas (especialmente en el interior de la bahía) se relacionaron con el alto grado de estrés incluyendo mutaciones genéticas. Este aspecto fue corroborado por medio de la microsonda electrónica EDS (Burone *et al.*, 2006b, 2004).

El caso de la Bahía de Montevideo (BM)

Área de estudio

La BM (figura 1) está localizada en la porción media del Río de la Plata ($34^{\circ} 52' 18''$ S - $34^{\circ} 55' 48''$ S y $56^{\circ} 11' 48''$ - $56^{\circ} 14' 42''$ W), donde drena la segunda cuenca hidrográfica más importante en América del Sur (área = $3,1 \times 10^8$ km²; longitud = 320 km). Posee un área aproximada de 10 km² y una profundidad media de 0,5 m excepto en los canales de navegación y puede ser caracterizada, según Martínez (1975), como un «sub-estuario».



In

Figura 1. Área de estudio: localización del testigo E.

Geológicamente, la bahía se caracteriza por la presencia de afloramientos de rocas típicas del Basamento Cristalino del Precámbrico y, en algunas regiones, de materiales más recientes derivados de ellos, los cuales pertenecen a la formación Libertad (Cardellino y Ferrando, 1969). El origen exacto de la BM no ha sido estudiado, pero la hipótesis más probable es que la misma sea un pequeño bloque hundido (graben) invadido por las aguas durante la transgresión del Holoceno aAP (Gautreau, 2006). Los sedimentos modernos están constituidos por limo y arcilla (Urien *et al.*, 1980). De acuerdo a Nagy *et al.* (1987) y Gautreau (2006) los mecanismos de sedimentación en la bahía están relacionados con la proximidad del frente de turbidez del estuario del Río de La Plata el cual fluctúa, aproximadamente, 14 km en un sentido E-W, en torno a su entrada (56°).

De acuerdo con la clasificación de Köppen, el clima de la región es subtropical húmedo templado. Las características climáticas del área, asociadas a la influencia de la fisiografía, permiten el transporte de importantes cantidades de material en suspensión (fundamentalmente arcillas) donde predominan la montmorillonita e illita y, en menor proporción, caolinita, como los principales componentes minerales arrastrados en suspensión (Ayup, 1981). Las variaciones mareales son de escasa amplitud (43 cm), debiéndose las principales variaciones a fenómenos de sobrecota (o marea eólica) cuando soplan vientos del cuadrante Sur (Gautreau, 2006). Los vientos, en general presentan velocidades promedios significativas dentro de un rango de 6,0 m/seg a

9,0 m/seg (SOHMA, 1981). Los valores de salinidad en la bahía oscilan entre 0,2 y 32,5 (SOHMA, 1977).

En la BM desembocan los arroyos Miguelete, Pantanoso y Seco (actualmente canalizado) que a través de su curso arrastran desechos de varias industrias, centros urbanos y gran número de colectores. Alberga también la refinería de ANCAP, la Central Térmica Batlle (UTE) y un puerto de gran envergadura, el de Montevideo con diques, astilleros y almacenes, lo que implica un uso intensivo del cuerpo de agua como ruta de navegación. Este hecho tiene importantes consecuencias negativas sobre el ecosistema (Muniz *et al.*, 2002; 2004; Danulat *et al.*, 2002) existiendo derrames, crónicos y accidentales, de sustancias tóxicas, destrucción de hábitats como consecuencia del pasaje de buques por aguas muy someras, actividades de pesca, dragado, etcétera. Dos escolleras construidas a principio del siglo XX (este o Sarandí y oeste) protegen la bahía de vientos fuertes de cuadrante sur que son poco frecuentes pero de alta intensidad (Dirección General de Meteorología del Uruguay, 1965). Se considera como límite externo de la bahía la línea formada por estas escolleras y una línea recta trazada desde el Morro norte de la Escollera oeste hasta la Punta del Rodeo. Las aguas por fuera de estas escolleras se comportan de manera más parecida a las del Río de la Plata, a excepción de la zona de descarga del emisario subacuático de Montevideo en Puntas Carretas. La circulación dentro de la BM se presenta en sentido horario, controlada por los vientos que soplan predominantemente de NE y W-SW (Moresco y Dol, 1996). Otros usos asociados a ésta son de carácter deportivo: remo, pesca deportiva, navegación y usos de carácter secundario. Actualmente no es posible la utilización de la misma para actividades de recreación en contacto directo con el agua, debido al aporte de desechos provenientes de los arroyos y emisarios que vierten directamente en ella (IMM, 2001, 2000).

Cronología de impactos antrópicos en la BM

Se destacan algunas fechas y hechos que produjeron modificaciones directa o indirectamente en la Bahía de Montevideo:

1723: Fortificación en la zona de la Bahía de Montevideo.

1724-1726: Bruno Mauricio de Zabala funda Montevideo y se le asigna el primer nombre: San Felipe y Santiago de Montevideo. Es durante este período cuando comienzan a llegar los primeros habitantes provenientes de Buenos Aires y de las Islas Canarias. Pedro Millán realiza el primer Padrón de habitantes. La ciudad se encuentra rodeada por un muro (La Ciudadela).

1800: La ciudad se transforma en un gran centro comercial y presenta el principal Puerto del Virreinato del Río de la Plata, ya que su posición estratégica le permitió un gran movimiento de buques mercantes. Este puerto presentaba una infraestructura diferente a la actual (figuras 2, 3, 4).

1828-1830: Ciudad Capital de Uruguay (país independiente).

- 1850-1860: Surgen los primeros caños maestros de saneamiento, cubriendo algunas manzanas del casco urbano.
- 1854: Primera red de saneamiento o «Red de Arteaga».
- 1850-1900: Importantes oleadas de inmigrantes europeos que ocasionan el mayor crecimiento demográfico, con un desarrollo urbanístico importante, inicialmente hacia la zona E y posteriormente W y N. Inicio del desarrollo de infraestructuras en la Bahía de Montevideo.
- 1900-1915: Primera Guerra Mundial, provoca demanda de carnes y cueros lo cual incentiva la Construcción del Puerto de Montevideo (1901-1909).
- 1917-1930: El frigorífico sustituye al saladero y aparecen las curtiembres.
- 1923: Mayor temporal registrado en la historia.
- 1930-1935: Construcción de la Usina de Generación Eléctrica «Central Batlle» de UTE y Refinería de ANCAP. Industrias situadas en el borde oeste de la Bahía.
- 1922 y 1955: Plan Maggiolo de saneamiento y restantes planes recientes hasta llegar a 1983: Inicio del Plan de Saneamiento de Montevideo PSU I, II, III y actualmente IV.
- 1995: Relleno de parte del antepuerto.

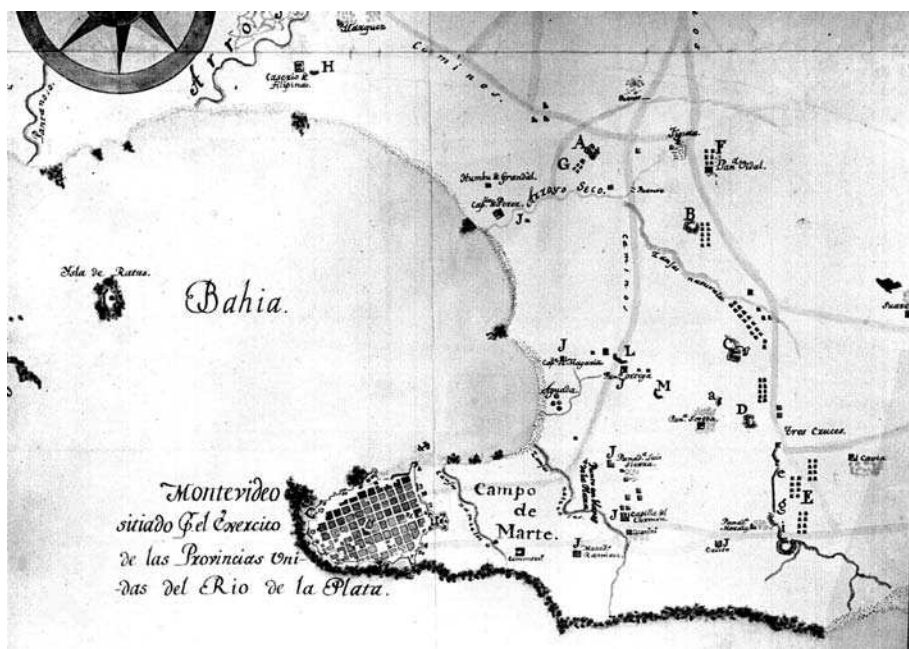


Figura 2. Bahía de Montevideo en 1813. Foto obtenida en la página web
[www.http://glaucus.fcien.edu.uy/pcmmya/ecos/sodre/sodreen.html](http://glaucus.fcien.edu.uy/pcmmya/ecos/sodre/sodreen.html)

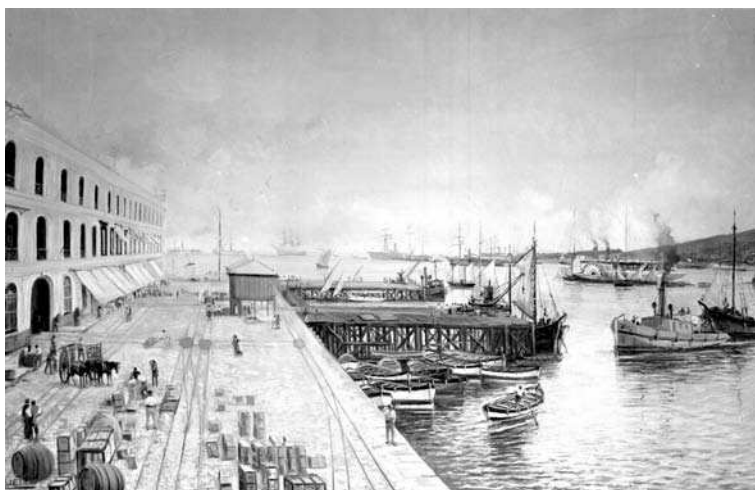


Figura 3. Puerto de Montevideo en 1853.

Foto obtenida en la página web <<http://glaucus.fcien.edu.uy/pemya/ecos/sodre/sodreen.html>>.



Figura 4. Bahía de Montevideo (imagen actual).

Foto obtenida con el programa *Google Earth*.

El objetivo del presente trabajo es evaluar el registro histórico, analizando las capas más superficiales de sedimento de un testigo obtenido en la BM, para determinar la historia de los cambios recientes causados por la presión humana en dicha bahía.

Materiales y métodos

El testigo E con 200 cm de longitud y 2 m de lámina de agua, obtenido en las coordenadas 34° 53'00" S – 56° 14'23" W (figura 1), fue tomado con un *piston core* utilizándose un tubo de PVC de 63 mm de diámetro interno. Una vez en el laboratorio fueron realizadas medidas de susceptibilidad magnética (SM) cada 1 cm utilizándose un sistema Bartington MS2C. Posteriormente el tubo fue seccionado longitudinalmente, descrito litológicamente y el sedimento dividido en intervalos de 1 cm para análisis geocronológicos, sedimentológicos, geoquímicos y micropaleontológicos.

La datación de AMS ^{14}C sobre materia orgánica sedimentaria en el Laboratorio Beta Analytic (EEUU). Para la determinación del Pb las muestras fueron liofilizadas, maceradas y colocadas en frascos plásticos propios para espectrometría gamma. Se aguardó durante 20 días para que el Ra-226 entrase en equilibrio radioactivo con el Rn-222 procediéndose entonces al análisis de los radionúclidos de interés. El ^{210}Pb fue determinado por emisión gamma (47 keV) utilizándose un detector sensible a rayos gamma de baja energía (modelo GMX25190P de la EGG y ORTEC). La tasa de sedimentación fue determinada por la medida del ^{210}Pb y calculada según la siguiente ecuación:

$$S = \frac{\lambda D}{\ln\left(\frac{C_{\text{Pb-210}}}{C_{\text{0Pb-210}}}\right)}$$

Donde,

- S es la tasa de sedimentación en cm.año⁻¹;
- $C_{\text{Pb-210}}$ es el conteo del Pb-210 no soportado (*unsupported*) en la base del testigo;
- $C_{\text{0Pb-210}}$ es el conteo del Pb-210 no soportado (*unsupported*) en el estrato superior del testigo;
- λ es la constante del decaimiento radioactivo del Pb-210 a 0,31076 año⁻¹;
- D es la distancia entre el tope y el estrato medio, en centímetros.

Los análisis granulométricos fueron realizados con un analizador de partículas a Laser (Malvern Mastersizer 2000), en las muestras descarboxatadas (eliminación del carbonato biodetrítico con ataque ácido). La materia orgánica fue determinada por calcinación de acuerdo con la técnica de Byers *et al.* (1978).

La determinación de las concentraciones de Al, As, Cd, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Se y Zn fue realizada por espectrometría de emisión óptica utilizando plasma inductivamente acoplado Varian (ICP-OES) modelo vista MPX. El procedimiento de lixiviación, apertura de las muestras y análisis siguió los procedimientos establecidos en USEPA

(2008). Con el objetivo de determinar el grado de polución del sedimento, el factor de enriquecimiento (FE) fue calculado con respecto al valor normalizado de Sc utilizándose la siguiente formula:

$$FE = \frac{Xi / Sci}{Xo / Sco}$$

Donde:

- Xi es la concentración del metal en la muestra i ;
- Xo es el valor de metal de nivel de base;
- Sci es la concentración de escandio en la muestra i ;
- Sco es el valor de base del escandio.

Fueron utilizados como valor de nivel de base en el local de estudio los valores medios correspondientes a las últimas 5 profundidades de la columna sedimentaria de cada elemento estudiado que se asume, sin duda, correspondan con sedimentos depositados antes de los efectos de la acción antrópica. Fueron empleadas las cinco categorías del índice de polución descrito por (Andrew y Sutherland, 2004) según el cual: $FE < 2$ significa un nivel de polución mínimo, FE entre 2 y 5 polución moderada, FE entre 5 y 20 polución significativa; FE entre 20 y 40 alto nivel de polución y $F > 40$ polución extremadamente alta.

Para el análisis micropaleontológico, las muestras fueron secadas en estufa a 40°C y posteriormente un volumen de aproximadamente 20 cm^3 por muestra fue lavado a través de un tamiz de $0,063\text{ mm}$, secado nuevamente para posterior análisis en microscopio estereoscópico. El material retenido en el tamiz fue flotado con tricloroetileno (sensu Murray, 1979), transferido a filtros de papel y secado a temperatura ambiente. El número total de especímenes en cada muestra fue cuantificado, y la clasificación a nivel de género fue realizada de acuerdo con Loeblich y Tappan (1988).

La diversidad específica (H' , $\log_e$) fue calculada según el índice Shannon-Wiener (Shannon y Weaver, 1963). La riqueza (R) es equivalente al número de especies presentes en la muestra estudiada. Para identificar cambios en las condiciones de oxigenación a lo largo de los últimos 100 años se calculó el índice *Ammonia-Elphidium* (A-E) adaptado de Sen Gupta *et al.* (1996). El índice A-E es definido por:

$$[N_A / (N_A + N_E)] \times 100$$

Donde,

- N_A y N_E son el número de individuos de *Ammonia* spp y *Elphidium* spp., respectivamente en la muestra.

Las anomalías fueron clasificadas de acuerdo con Burone *et al.* (2006a) y Bonetti (2000).

Resultados

La base del testigo fue datada con ^{14}C en 3450 ± 40 a AP correspondiendo al Holoceno superior. El valor promedio de la tasa de sedimentación obtenido a través del ^{210}Pb (figura 5, tabla 1) fue de $0,6 \pm 0,06$ cm año $^{-1}$. Esto representa un intervalo de tiempo de 100 ± 6 años, correspondiendo la profundidad de 60 cm al año 1908. Luego de esta profundidad no es posible aplicar dicha tasa ya que, como será presentado más adelante, los datos sedimentológicos sugieren un cambio en el padrón de sedimentación.

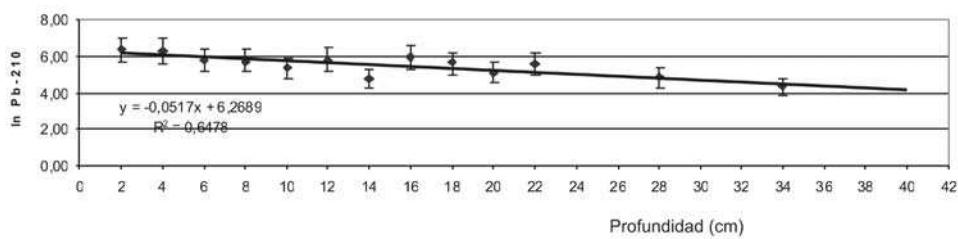


Figura 5. Regresión lineal mostrando datos utilizados para el cálculo de la tasa de sedimentación.

Tabla 1. Valores obtenidos con el modelo de edad en función de los datos de sedimentación obtenido a través del ^{210}Pb .		
Profundidad testigo (cm)	intervalo de tiempo años	Año correspondiente
10	18 +/- 1	1990
15	26 +/- 2	1982
40	68 +/- 4	1940
60	100 +/- 6	1908

Cambios sedimentológicos

La variabilidad sedimentológica está representada en la figura 6. Desde la base del testigo hasta los 110 cm de profundidad se observaron altos porcentajes de arena. A partir de los 110 cm hacia el tope del testigo existe una marcada disminución en la granulometría del sedimento, que pasa a estar constituido por altos porcentajes de limo y arcilla. Este cambio en la columna sedimentaria coincide con un aumento significativo del porcentaje de la materia orgánica así como de los valores de susceptibilidad magnética (figura 6). El segundo límite es observado aproximadamente a

los 60 cm de profundidad, donde el sedimento vuelve a estar representado por altas concentraciones de arena; no obstante el contenido de materia orgánica mantiene altas concentraciones. Estos dos límites observados parecen marcar tres zonas de depositación diferentes.

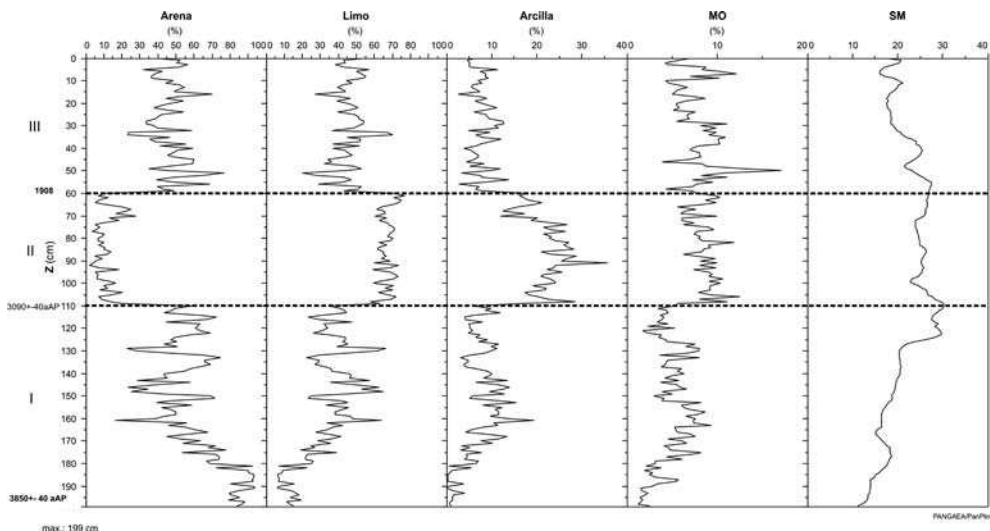


Figura 6. Contenido de arena (%), limo (%), arcilla (%), materia orgánica = MO (%) y valores de susceptibilidad magnética (SM) en el testigo E.

Metales pesados

Los valores máximos de Cr, Cu y Pb son 70, 14 y 12 veces mayores que el valor mínimo registrado para cada metal (figura 7), respectivamente. Todos los metales estudiados indicadores de polución muestran una tendencia al aumento desde la profundidad de 40 cm de la columna sedimentaria (alrededor del año 1940 AP) hacia el tope del testigo. Un segundo aumento de los metales, especialmente en el caso del Cr, Cu, Zn y Pb (máxima concentración registrada), se detectó alrededor de los 15 cm de profundidad lo que corresponde aproximadamente al año 1982 AP. Este segundo aumento en la concentración de los metales es acompañado de un aumento en los valores de la susceptibilidad magnética (figura 6). El FE muestra claramente que todos los metales presentan la misma tendencia de aumento en la tercera zona con un incremento marcado en las capas superiores de la columna sedimentaria. Cabe resaltar que el Cr presentó un FE > 20 indicando un nivel de polución entre significativo y alto. El Pb y el Zn presentaron valores de FE de 5 y de 2,5, respectivamente, indicando ambos polución moderada.

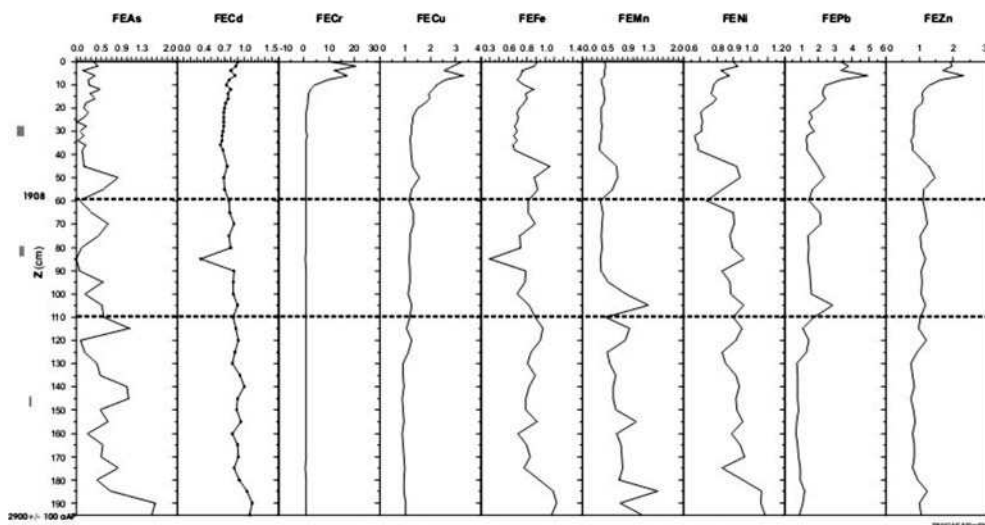


Figura 7. Distribución de los valores del Factor de Enriquecimiento (FE) en el testigo E.

Contenido microfaunístico

Fueron identificados un total de 1903 individuos correspondientes a 36 especies en un total de 25 muestras analizadas (29 pertenecientes al Suborden Rotaliina, 1 al Suborden Miliolina y 6 al Suborden Textuariina). En base al contenido específico de los mismos así como a los patrones poblacionales de distribución presentados, es posible observar que se relacionan a las 3 zonas descritas previamente en base a los datos sedimentológicos. Los resultados están presentados en la figura 8.

La zona I (desde la base del testigo hasta los 110 cm) se caracterizó por la presencia de especies generalistas, calcáreas mixohalinas tales como: *Ammonia tepida*, *Ammonia parkinsoniana*, *Elphidium excavatum* y *Elphidium gunteri*. Los valores de densidad de esta zona fueron los mayores registrados en el testigo (42 a 492 individuos / 20 cm³). La diversidad y la riqueza presentaron valores intermedios (cuando comparadas las tres zonas) entre ($H' = 0,191$ y $1,266$) y ($R = 2$ y 8), respectivamente.

La zona II (intervalo entre 110 y 60 cm) presentó altas dominancias de las especies *Psammospira* spp. y *Haplophragmoides wilberti* (ambas de paredes aglutinantes características de ambientes oligohalinos y ricos en materia orgánica). La densidad presentó valores intermedios entre 12 y 81 individuos / 20 cm³, la riqueza específica estuvo entre ($R = 1$ y 6) y la diversidad entre ($H' = 0$ y $1,49$).

Por último la zona III (desde los 60 cm de profundidad hasta el tope del testigo) estuvo representada tanto por individuos de paredes calcáreas como de paredes aglutinantes. Los valores de riqueza de esta zona fueron los más altos registrados a lo largo del testigo ($R = 19$ a los 40 cm de profundidad) así como los valores de diversidad ($H' = 0,143$ y $2,565$). Los valores de densidad estuvieron entre 2 y 93 individuos / 20 cm³.

presentando valores intermedios cuando se comparan con los valores registrados en las otras dos zonas del testigo (Zona I y II). Dentro de esta zona, los cambios más conspicuos de la fauna pueden ser observados en la profundidad alrededor de 10-15 cm correspondiente, aproximadamente, a 1987 AP (ver figura 7, parámetros poblacionales). Se observa una disminución de los valores de diversidad, riqueza y densidad de la población de foraminíferos, correspondiendo los menores valores de estos parámetros poblacionales con las mayores concentraciones de metales registradas, especialmente Cr, Cu y Zn (figura 7).

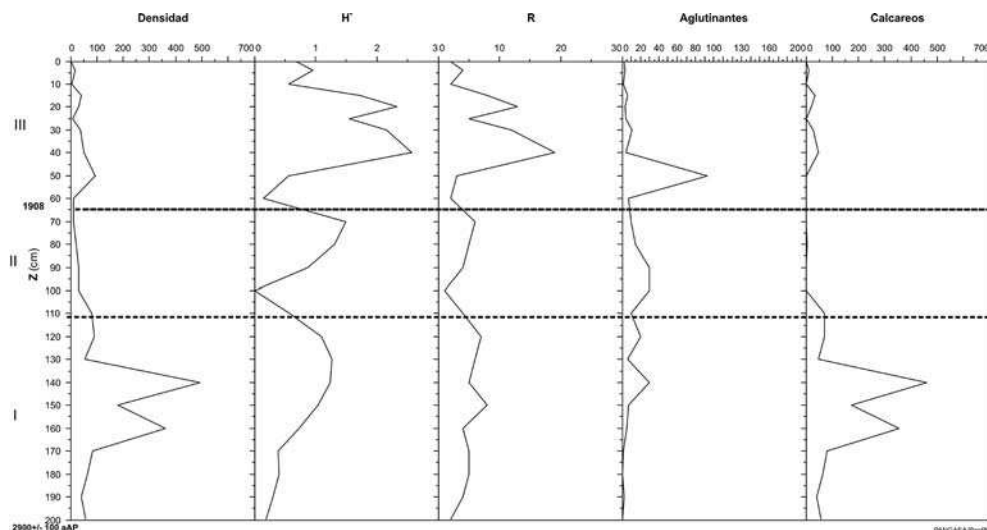


Figura 8. Densidad total de foraminíferos / 20 cm³, diversidad, riqueza específica, foraminíferos aglutinantes y foraminíferos calcáreos.

No se registraron especies con clara dominancia en la zona III. No obstante, cabe resaltar que las especies presentes a partir de los 15 cm de profundidad del testigo en dirección al tope fueron, básicamente, *Ammonia tepida*, *Psammosphera* sp., *Haplophragmoides wilberti* y *Trochammina inflata*. La especie *Elphidium excavatum* presenta su último registro a los 15 cm de profundidad de la columna sedimentaria. También, el alto número de tecas piritizadas observadas durante este período, así como la presencia de individuos portadores de diferentes tipos de anomalías en sus tecas, especialmente vinculadas a la especie *Ammonia tepida* (figura 9). Hacia el tope del testigo es posible reconocer momentos prácticamente azoicos i.e. 10-11 cm y 0-1 cm de profundidad con densidades de 4 y 1 individuos, respectivamente.

Los valores obtenidos con el Índice A-E (tabla 2) muestran un aumento desde los 40 cm (con valores de 55.5%), alcanzando valores de 83.33% a los 20 cm, y de 100% a partir de los 10 cm hasta el tope del testigo, evidenciando sedimentos poco oxigenados.

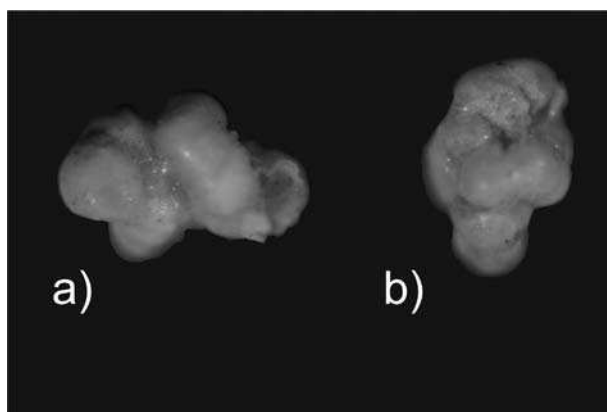


Figura 9. *Ammonia tepida* con teca anómala: a) tecas siamesas; b) anomalía compleja.

Tabla 2. Índice <i>A-E</i> para los últimos 40 cm del testigo E	
<i>Z</i>	<i>A-E</i> Índice
(cm)	(%)
0-1	100
2-3	100
10-11	100
20-21	83.3
30-31	71.4
40-41	55.5

Discusión

El análisis integrado de los datos indica la ocurrencia de cambios conspicuos en la columna sedimentaria que reflejan cambios en el proceso de deposición. En el límite superior de la zona I (datada en su base en 3400 ± 40 a AP) se registra el primer cambio en la composición sedimentológica, pasando de un sedimento arenoso con presencia de especies de foraminíferos típicos de ambientes mixohalinos y abundantes ejemplares de *Erodona mactroides*, a un sedimento constituido por altos porcentajes de limo y arcilla (zona II) con altos porcentajes de materia orgánica y foraminíferos de paredes aglutinantes, característicos de ambientes oligohalinos con alto aporte continental. La susceptibilidad magnética experimenta un aumento en esta zona debido al cambio en la granulometría. No es posible afirmar (debido a la falta de dataciones) si el cambio granulométrico y composicional, observado en el testigo, tiene relación con

la transición entre la tercera transgresión marina del Holoceno, que presentó pequeña amplitud, descrita por Martin y Suguio (1992) para el Atlántico sudoccidental, siendo también observada por García-Rodríguez *et al.* (2002a) en testigos tomados en la laguna de Rocha y el comienzo de la fase regresiva posterior a 2500 años AP descrita por los mismos autores. Por otro lado, si se adopta la curva de variación de nivel del mar propuesta por Angulo *et al.* (1999) para el sur de Brasil, no se pueden descartar, cambios climáticos importantes en el régimen hidrológico en la región subtropical de Sudamérica, con implicancias en la descarga del Río de La Plata, como los descritos por Behling (1998), para el Holoceno superior del sur de Brasil.

La zona III definida desde la profundidad de 60 cm hasta el tope del testigo (últimos 100 años), permite inferir algunos cambios drásticos vinculados con la presión antrópica en el sistema. La misma puede ser observada a través de las altas concentraciones presentadas por los metales llegando a valores de 574.8 mg kg⁻¹ para el Cr, 89.79 mg kg⁻¹ para el Cu y para Pb 98.73 mg kg⁻¹. Alcanzan valores superiores a los sugeridos por GESAMP (1974) para el contenido máximo de metales en sedimentos marinos considerados no contaminados. Es posible observar que los valores máximos de Cr, Cu y Pb son 70, 14 y 12 veces mayores que el valor mínimo, respectivamente. Valores próximos para el Cu y el Pb fueron registrados por Bonetti (2000), en el interior del Estuario de Santos localizado en la Baixada Santista, Brasil. Esta región alberga uno de los mayores complejos industriales de América Latina y es considerada extremadamente contaminada.

El ingreso de metales al sistema puede ser bien evaluado a través del uso del Factor de Enriquecimiento (FE), el cual ya fue aplicado por otros autores como *proxy* de contaminación en reconstrucciones históricas (Cearreta *et al.*, 2002). En el presente trabajo el FE se mostró extremadamente útil colocando al Cr como el metal mas enriquecido en la región con valores de FE > 20. Esto puede estar relacionado con la descarga de efluentes de las curtiembres al ambiente acuático, desde su establecimiento a inicios del siglo XX en las cuencas que drenan hacia la BM. Los valores aumentan en la porción del testigo correspondiente a los últimos 25 años, período en el cual el FE alcanza valores indicativos de ambientes altamente poluidos.

Tanto el Cr como el Pb son usualmente encontrados como contaminantes debido al uso de los mismos en la industria. La vía principal de ingreso del Cr a la BM ha sido el arroyo Pantanoso, el cual desemboca próximo a la localización del Testigo E (Muniz *et al.*, 2002). A través de este arroyo han vertido las descargas provenientes de las curtiembres desde que las mismas surgieron en la región. Si bien es cierto que en los últimos años se ha notado una disminución de los ingresos de Cr al sistema, los valores aún presentes en la zona de estudio siguen considerándose elevados.

Los aumentos del Pb en la zona III acompañan el aumento de desechos urbanos, tráfico marino y de los aportes de la refinería de petróleo (ANCAP) que afectan la región hace 75 a 80 años. Es posible observar un primer aumento del Pb en la columna sedimentaria (aproximadamente a los 50 cm de profundidad) vinculado a la instalación

de ANCAP en la BM. Los valores altos de metales observados en la zona II probablemente están asociados a factores naturales ocurriendo así una acumulación mayor en sedimentos limosos.

Los efectos de la contaminación sobre la biota pueden ser evaluados comparando las características poblacionales de foraminíferos en el período pre-industrial con las que aparecen en las condiciones degradadas actuales (Cearreta, 2002). De esta forma, se observa una disminución en la densidad de la fauna así como en los valores de diversidad y riqueza a partir de los 45 cm, que corresponde a circa 1933 AD. La distribución de foraminíferos se relaciona de forma clara a los metales. Así, durante el período en que las concentraciones de los metales son mayores (a partir de los 15 cm de profundidad), los parámetros poblacionales analizados mostraron sus valores más bajos, observándose inclusive momentos casi azoicos. Este comportamiento poblacional se mantiene hasta el presente y es similar al observado en la fauna de foraminíferos vivos (Centurión *et al.*, 2008; Burone *et al.*, 2006). Es a partir de los 15 cm de profundidad donde se comienzan a registrar individuos con tecas anómalas y gran número de tecas piritizadas. Esto último es indicativo de la intensificación de la polución y de las consecuencias negativas que la misma ejerce sobre la fauna en la BM. La presencia de anomalías morfológicas puede considerarse como una manifestación desencadenada por desvíos de las condiciones ambientales óptimas para la especie (Bonetti, 2000). La presencia de tecas portadoras de anomalías ha sido registrada en ambientes sujetos a diferentes tipos de polución: hidrocarburos (Vénec-Peyré, 1981), vertidos domésticos y altas concentraciones de materia orgánica (Burone y Pires-Vanin, 2006; Caralp, 1989; Walkins, 1961), metales pesados (Burone *et al.*, 2006; Vilela *et al.*, 2004; Sammir y El-Din, 2001; Yanko *et al.*, 1998, 1994; Alve, 1991; Sharifi *et al.*, 1991).

A través del índice *A-E* fue posible relacionar la disminución del oxígeno disponible en el sedimento, con la densidad poblacional y con el aumento de la piritización. Resultados similares con el empleo de este índice fueron obtenidos por Sen Gupta *et al.* (1996). La desaparición de *Elphidium excavatum* en la columna sedimentaria a partir de los 15 cm de profundidad, evidencia la mayor sensibilidad al estrés ambiental de esta especie cuando es comparada con *Ammonia tepida*. Por otro lado, el hecho de que *Ammonia parkinsoniana* apenas se observe en la base de la zona III, mientras que *Ammonia tepida* está presente hasta la profundidad de 2 cm, confirma la mayor resistencia a la polución de la última especie, hecho ya observado por Samir (2000). Este deterioro en la microfauna y el aumento del índice *A-E*, puede explicarse por el aporte continuo de materia orgánica, metales pesados y otros contaminantes que viene sufriendo la BM y coincide con los datos presentados por Centurión *et al.*, 2008; Burone *et al.*, 2006a, b; Venturini *et al.* 2004; Muniz *et al.*, 2005a,b; 2004a,b, 2002, 2000a).

Conclusiones

Este trabajo apoya la importancia y utilidad de un enfoque *multiproxy* como técnica en el seguimiento de la transformación ambiental en áreas costeras. Fue posible inferir que el incremento en los vertidos industriales en la región de la BM provocó un cambio dramático en las características químicas del sedimento y, consecuentemente, en la fauna de foraminíferos llevándola a un empobrecimiento con momentos casi azoicos. El Factor de Enriquecimiento (FE) determinado para los diferentes metales estudiados muestra el gran impacto ocasionado especialmente por el aporte del Cr y de Pb en la región. El índice *A-E* es una herramienta útil como *paleoproxy* de las condiciones de oxigenación del sedimento. Las alteraciones teratológicas afectaron a los genes reguladores del crecimiento de los foraminíferos y a la biomineralización de sus paredes.

Agradecimientos

Expresamos nuestros sinceros agradecimientos al Programa de Desarrollo Tecnológico (PDT) por el financiamiento recibido a través del proyecto PDT N.º 63-028. Al Grupo de Buceo de la Armada Uruguaya por la participación en el muestreo. A la Intendencia Municipal de Montevideo (IMM), a la Administración Nacional de Puertos (ANP) y CSIC por parte del financiamiento para el presente trabajo. Especialmente agradecemos, a Noelia Kandratavicius y Andrea Lanfranconi por su colaboración en el trabajo de campo y laboratorio.

Bibliografía

- Abessa, D. M. de S. y Burone, L. (2003), «Toxicity of sediments from the rivers situated in Ubatuba Bay (SP, Brazil)», en *O Mundo da Saúde*, 27(4): 564-569.
- Alloway, B. J. (1995), *Heavy Metals in Soils*, Glasgow, Blackie Academic. 2ed. 364p.
- Alve, E. (1991), «Benthic foraminifera reflecting heavy metal pollution in Sorljord, Western Norway», en *J. Foraminiferal Res.* 34: 1641-1652.
- (1995), «Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution: a review», en *J. Foraminiferal Res.*, 25: 1-19.
- (1991), «Benthic foraminifera in sediment cores reflecting heavy metal pollution in Sorfjord, western Norway», en *J. Foraminiferal Res.*, 21: 1-19.
- Andrews, S. y Sutherland, R. A. (2004), «Cu, Pb and Zn contamination in Nuuanu watershed, Oahu, Hawaii», en *Science Total Environ.*, 324: 173-182.
- Angulo, R. J.; Giannini, P. C. F.; Suguio, K. y Pessenda, L. C. R. (1999), «Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ^{14}C ages», en *Mar. Geol.* 159: 323-339.

- Ayup, Z. R. (1981), «Contribución al conocimiento del material en suspensión de la Bahía de Montevideo», en *SOHMA* 81 (1): 1-16.
- Baird, C. (2002), *Química Ambiental*, San Pablo, Bookman, 2ª edición, 622 pp.
- Banerjee, A. D. K. (2003), «Heavy metal levels and solid phase speciation in street and house dust in Bahrain», en *Water, Air Soil Poll.*, 66: 111-119.
- Bayne, B. L. (1989), «The biological effects of marine pollutants», en Albaige, J. (ed.), *Marine Pollution*, Hemisphere Publishing Cooperation. 365.
- Bayssé, C.; Burone, F. S.; Faget, M.; Mesones, C. y Cervetto, G. (1987a), «Variaciones a Corto Plazo de la Biomasa Fitoplanctónica en un Área Costera Perturbada», en *Resúmenes I Congreso Latinoamericano de Ficología Marina*, Concepción, Chile.
- Bayssé, C.; Burone, F. S.; Faget, M.; Davyt, A.; Cervetto, G. y Bastreri, D. (1987b), «La Costa del departamento de Montevideo: un Sistema entre la Eutrofia y la Distrofia», en *Primera Exposición sobre Medio Ambiente «Apuesta a la Vida»*, Montevideo, Intendencia de Montevideo, Ministerio de Educación y Cultura.
- Behling, H. (1998), «Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil», en *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 99: 143-156.
- Belanger, S. E.; Farris, J. L.; Cherry, D. S. y Cairns, J. (1985), «Growth of Asiatic clams (*Corbicula* sp.) during and after long-term zinc exposure in field located and laboratory artificial streams», en *Arch. Environ. Contam. Toxicol.*, 15:427-434.
- Bilyard, G. R. (1987), «The value of benthic infauna in marine pollution monitoring studies», en *Mar. Poll. Bull.*, 18(11): 581-585.
- Boltovskoy, E. (1966), «La Zona de Convergencia Subtropical/Subantártica en el Océano Atlántico (Parte Occidental) (Un estudio en base a la investigación de Foraminíferos-indicadores)», en *Serv. Hidrog. Nav.* 75pp.
- _____ (1961), «Línea de la convergencia subantártica en el Atlántico Sur y su determinación usando los indicadores biológicos-foraminíferos», en *Serv. Hidr. Naval*, H. 1018, 115pp.
- _____ (1959a), «Foraminifera as biological indicators in the study of ocean currents», en *Micropaleontology*, 5(4): 473-481.
- _____ (1959b), «Foraminíferos Recientes del Sur de Brasil y sus relaciones con los de Argentina e India del Oeste», en *Serv. Hidrog. Naval*, H 1005, 126pp.
- _____ (1957), «Los foraminíferos del Estuario del Río de la Plata y su zona de influencia», en *Rev. Inst. Nac. Invest. Cienc. Nat. Mus. Arg. Cienc. Nat. «Bernardino Rivadavia»*. 5(1): 1-77.
- _____ (1955), «Recent Foraminifera from shores sands at Quequén, Province of Buenos Aires, and changes in the foraminiferal fauna to the north and south», en *Contr. Cushman Found.*, 6: 39-42.
- _____ (1954a), «Foraminíferos del golfo San Jorge», en *Rev. Inst. Nac. Invest. Cienc. Nat.*, Geol., vol. 3, n° 3, p. 79-228, pl. 1-19.
- _____ (1954b), «Foraminíferos de la Bahía de San Blas», en *Rev. Inst. Nac. Invest. Cienc. Nat.*, Geol., 3(4): 245-300.
- Bonetti, C. (2000), *Foraminíferos como bioindicadores do gradiente de estresse ecológico em ambientes costeiros poluídos. Estudo aplicado ao sistema estuarino de Santos-São Vicente (SP, Brasil)*, tesis doctoral, San Pablo, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 229pp.
- Bryan, G. W. y Gibbs, P. E. (1983), «Heavy metals in the Fal Estuary (Cornwall): a study of long term contamination by mining waste and its effects on estuarine organisms», en *Mar. Biol. Ass. UK occas. Publ.*, 2: 1-112.

- Burone, F. S.; Bayssé, C.; Faget, M. y Davyt, A. (1987), «Análisis de la Comunidad Fitoplanctónica en Aguas Costeras de Montevideo (Uruguay)», en *Resúmenes I Congreso Latinoamericano de Ficología Marina*, Concepción, Chile.
- Burone, F. S.; Bayssé, C.; Faget, M.; Mesones, C.; Cervetto, G. y Méndez, A. (1987), «Composición y Abundancia del Fitoplancton en Aguas Costeras de Montevideo (Uruguay)», en *Resúmenes II Jornadas Uruguayas de Botánica*: 1.
- Burone, L. (2002), *Foraminíferos bentónicos e parâmetros físico-químicos da Enseada de Ubatuba, São Paulo: Estudo Ecológico em uma área com poluição orgânica*, tesis doctoral, San pablo, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 279 pp.
- _____ y Pires-Vanin, A. M. S. (2006), «Foraminiferal assemblages in the Ubatuba Bay, Southeastern Brazilian coast», en *Sci. Mar.*, 70(2): 203-217.
- Burone, L.; Venturini, N.; Sprechmann, P.; Valente, P. y Muniz, P. (2006a), «Foraminiferal responses to polluted sediments in the Montevideo coastal zone, Uruguay», en *s*, 52: 61-73.
- Burone, L.; Lessa, G.; Machado, A. y Figueredo, J. (2006b), «Benthic foraminiferal assemblages and morphological abnormalities in the Subaé estuarine system, Bahia-Brazil», en *FORAMS 2006, Natal. Anuário do Instituto de Geociências*, Río de Janeiro, Maia, 29: 405-406.
- Burone, L.; Muniz, P.; Venturini, N. y Sprechmann, P. (2004), «Estudio de la fauna de foraminíferos bentónicos como herramienta en la interpretación de los disturbios antropogénicos de la zona costera del departamento de Montevideo», en *I Simposio Brasileiro de Oceanografia*, San Pablo.
- Byers, S.; Mills, E. y Stewart, P. (1978), «Comparision of methods of determining organic carbon in marine sediments, with suggestions for a standar method», en *Hydrobiol.*, 58: 43-47.
- Caralp, M. H. (1989), «Size and morphology of benthic foraminifer *Melonis barleeanum*: relationships with marine organic matter», en *J. Foraminiferal. Res.*, 19(3): 235-245.
- Cardellino, R. y Ferrando, L. (1969), *Carta geológica del Uruguay, segundo segmento (Montevideo)*. Sector XCVII, Montevideo, Departamento de Publicaciones, Universidad de La República, Colección Serie Especial, 82pp.
- Cearreta, A.; Irabien, M. J.; Leorri, E.; Yusta, I.; Croudace, W. y Cundy, A. B. (2000), «Recent anthropogenic impacts on the Bilbao estuary, Northern Spain: geochemical and microfaunal evidence», *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 50: 571-592.
- Cearreta, A.; Irabien, M. J.; Leorri, E.; Yusta, I.; Quintanilla, A. y Zabaleta, A. (2002), «Environmental transformation of the Bilbao estuary, N. Spain: microfaunal and geochemical proxies in the recent sedimentary record», en *Mar. Poll. Bull.*, 44: 487-503.
- Centurión, V.; Burone, L.; Muniz, P.; Sprechmann, P.; Brugnoli, E.; García-Rodríguez, F.; Mahiques, M. M.; e Sousa, S. H. M.; Venturini, N. y Figueira, R. (2008), *IV Simpósio Brasileiro de Oceanografia*, San Pablo, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.
- Danulat, E.; Muniz, P. J. García-Alonso, P. y Yannicelli, B. (2002), «First assessment of the highly contaminated harbour of Montevideo, Uruguay», en *Mar. Poll. Bull.*, 44: 554-565.
- del Puerto L.; García-Rodríguez, F.; Inda, H.; Bracco, R.; Castiñeira, C.; Adams, J. B. (2006), «Paleolimnological evidence of Holocene paleoclimatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay», en *J of Paleolimnology*, 36: 151-163
- Dirección Nacional de Meteorología del Uruguay (1960-1965), «Estadísticas meteorológicas», en *Rev. Meteorol.*, 54, Montevideo, Ministerio de Defensa Nacional.
- Doherty, F. G.; Cherry, D. S. y Cairns, Jr. J. (1987), «Valve closure responses of the Asiatic clam *Corbicula fluminea* exposed to cadmium and zinc», en *Hydrobiol.*, 153: 159-167.
- Eakins, J. D. (1983), The ^{210}Pb technique for dating sediments: some applications. United Kingdom Atomic Energy Agency. AERE (R10821), Harwell, Oxfordshire, England.

- François A. y Risso, R. D. (1982), «Efectos de la estratificación del Río de la Plata sobre los parámetros normales», en *Plan para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata*, SOHMA, Actividades 1981, Tomo 1.
- García-Rodríguez F.; Del Puerto, L.; Inda, H.; Castiñera, C.; Bracco, R.; Sprechmann, P. y Scharf, B. (2001), «Preliminary paleolimnological study of Rocha lagoon, SE Uruguay»; en *Limnologica*, 31: 221-228.
- García-Rodríguez, F. (2001), *Estudio paleolimnológico de lagunas de Rocha, Castillos y Blanca, sudeste del Uruguay*, tesis doctoral, Montevideo Universidad de la República, 95 pp.
- García-Rodríguez, F.; Castiñera, C.; Scharf, B. y Sprechmann, P. (2002a), «The relationship between sea level variation and trophic state in the Rocha lagoon, Uruguay», en *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 27-47.
- García-Rodríguez F.; Mazzeo, N.; Sprechmann, P.; Metzeltin, D.; Sosa, F.; Treutler, H. C.; Renom, M.; Scharf, B.; Gaucher, C. (2002b), «Paleolimnological assessment of human impacts in Lake Blanca», en *J. Paleolimnol.*, 28: 547-468.
- Gaucher, C. y Sprechmann, P. (1999), «Upper Vendian skeletal fauna of the Arroyo del Soldado Group, Uruguay», en *Beringeria*, 23: 55-91.
- Gautreau P. (2006), «La Bahía de Montevideo: 150 años de modificación de un paisaje costero y subacuático», en Menafrá, R.; Rodríguez-Gallego, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay, 401-411.
- Gesamp (IMO/FAO/IAAEA/UN/UNEP Joint Group of Experts on the Scientific Aspects of Marine Environmental Protection) (1996), «The Contributions of Science to Integrated Coastal Management», en *GESAMP Reports and Studies*, N.º 61, 66 pp.
- Gesamp (IMO/FAO/IAAEA/UN/UNEP Joint Group of Experts on the Scientific Aspects of Marine Environmental Protection) (1974), *Report of the sixth session*, 22-28 march, Génova, OMS, 5: 43.
- Gómez Erache, M.; Vizziano, D.; Muniz, P. y Nagy, G. J. (2001), «The Health of the Río de la Plata system: Northern Coast, Uruguay», en Chopin, T. y Wells, P. G. (eds.), *Opportunity and Challenges for Protecting, Restoring and Enhancing Coastal habitats in the Bay of Fundy*, Proceedings of the 4th Bay of Fundy Science Workshops, Saint John, New Brunswick, September 19-21, 2000. Environment Canada, Atlantic Region. Occasional Report N° 17, Environment Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 17-35.
- Hallock, P. (1982), «Evolution and extinction in larger foraminifera», en *Proceedings, Third North American Paleontological Convention*, 1, 221-5.
- Howarth, R. W.; Anderson, D. M.; Church, T. M.; Greening, H.; Hopkinson, C. S.; Huber, W. C.; Marcus, N.; Naiman, R. J.; Segerson, K.; Sharpley, A. N. y Wiseman, W. J. (2000), *Clean Coastal Waters. Understanding and Reducing the Effects of Nutrient Pollution*, Washington, Ocean Studies Board and Water Science and Technology Board, National Academy Press, 391 pp.
- IMM (2001), *Agenda Ambiental*, Montevideo, Intendencia Municipal de Montevideo, 234 pp.
- ____ (2000), *Agenda Ambiental*, Montevideo, Intendencia Municipal de Montevideo, 178 pp.
- ____ (1993), *Plan Director de Saneamiento del departamento de Montevideo. Informe de Proyecto, primera etapa. Parte 6: Impactos ambientales del proyecto*, Montevideo, Intendencia Municipal de Montevideo, 84 pp.
- ____ (1992), *Plan Director de Saneamiento del departamento de Montevideo. Informe Borrador de Proyecto, primera etapa*, 2 tomos, Montevideo, Intendencia Municipal de Montevideo.
- ____ (1985), *Saneamiento Urbano de Montevideo. Estudio de la factibilidad para la zona oeste de Puntas Carretas. Informe de Consultoría, CDM y Asociados*, 3 tomos, Montevideo.

- Leakey, R. y Lewin, R. (1997), *La sexta extensión: el futuro de la vida y la humanidad*, Barcelona, Tusketes Editores.
- Loeblich, A. R. y Tappan, H. (1988), *Foraminiferal Genera and their classification*, Nueva York, Van Nostrand Reinhold, Vol 1 y 2, 270pp+212p, 847pls.
- Mahiques, M. M.; Burone, L.; de O. Lavenère-Wanderley, A. A.; Capellari, B.; Rogacheski, C. E.; Barroso, P. C.; Samaritano dos Santos, L. A.; Cordero, M. L.; Cussioli, C. M. y Figueira, L. C. R., «Antropogenic influences in a lagoonal environment: A multiproxy approach at the Valo Grande mouth, Cananéia-Iguape system (SE Brazil)», en *Braz. J. Oceanogr.*, en prensa.
- Marchand, C.; Lallier-Verger, E.; Baltzer, F.; Albéric, P.; Cossa, D.; Baillif, P.; (2006), «Heavy Metals Distribution in Mangrove Sediments along the Mobile Coastline of French Guiana», en *Mar. Chem.*, 98: 1-17.
- Margulis, L.; Schwartz, K. V. (2001), *Cinco Reinos: um guia ilustrado dos filos da Terra*, 3. ed., Río de Janeiro, Guanabara-Koogan.
- Martin, L. y Suguio, K. (1992), «Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beachridge plains associated with river mouth: example from the Central Brazilian Coast», en *Paleogeogr. Paleoclimatic. Paleoecolog.*, 99: 119-140.
- Martínez, C. (1975), Estudios hidrobiológicos en la bahía de Montevideo. Grupo de investigaciones hidrobiológicas, Campaña GR. IN.HII 1974-75. Montevideo, 17.
- Martins, C. C.; Ferreira, J. A.; Taniguchi, S.; Mahiques, M. M.; Bicego, M. C. y Montone, R. C. (2008), «Spatial distribution of sedimentary linear alkylbenzenes and faecal steroids of Santos Bay and adjoining continental shelf, SW Atlantic, Brazil: origin and fate of sewage contamination in the shallow coastal environment», en *Mar. Poll. Bull.*, 56: 1359-1363.
- Martins, C. C. y Figueira, R. C. L. (2008), «Emprego de colunas sedimentares em estudos do histórico da poluição ambiental», en Poletto, C. (org.), *Ambiente e Sedimentos*, Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), pp. 109-148.
- Martins, C. C.; Mahiques, M.M.; Bicego, M. C.; Fukomoto, M. M. y Montone, R. C. (2007), «Comparision between anthropogenic hydrocarbons and magnetic susceptibility in sediment cores from the Santos Estuary, Brazil», en *J. Braz. Chem. Soc.*, 15: 106-115.
- Mc. Mahan, R. F. (1983), «Ecology of an invasive pest bivalve, *Corbicula*», en Wilbur, K. M. (ed.), *The Mollusca*, 6: 505-561, Nueva York, Academic Press.
- Moresco, H. y Dol, I. (1996), «Metales en sedimentos de la Bahía de Montevideo», en *Rev. Asoc. Ciencias Nat. Lit.*, 27: 1-5.
- Morris, W. A.; Versteeg, J. K.; Marvin, C. H.; McCarry, B. E. y Rukavina, N. A. (1994), «Preliminary comparisons between magnetic susceptibility and polycyclic aromatic hydrocarbons content in sediments from Hamilton Harbour, western Lake Ontario», en *Sci. Tot. Environ.*, 152: 153-160.
- Moyano, M.; Moresco, H.; Blanco, J.; Rosadilla M. y Caballero, A. (1993), «Baseline studies of coastal pollution by heavy metals, oil and PAHs in monteideo», en *Mar. Poll. Bull.* 26, 461-464.
- Muniz, P.; Venturini, N. y Burone, L. (2005a), «Contaminación en la bahía de Montevideo y zona costera adyacente y su relación con los organismos bentónicos», en Menafrá, R.; Rodríguez, L.; Scarabino, F.; Conde, D. (eds.), *Bases para la conservación y manejo de la costa uruguaya*, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay, pp. 467-485.
- Muniz, P.; Venturini, N.; Pires-Vanin, A. M. S.; Tommasi, L. R.; y Borja, A. (2005b), «Testing the applicability of a Marine Biotic Index (AMBI) to assessing the ecological quality of soft-bottom benthic communities, in the South America Atlantic region», en *Mar. Poll. Bull.*, 50: 624-637.
- Muniz, P.; Danulat, E.; Yannicelli, B.; García-Alonso, J.; Medina, G. y Bicego, M. C. (2004), «Assessment of contamination by heavy metals and petroleum hydrocarbons in sediments of Montevideo Harbour (Uruguay)», en *Environ. Internat.*, 29: 1019-1028.

- Muniz, P.; Venturini, N. y Martínez, A. (2002), «Physico-chemical and pollutants of the benthic environment of the Montevideo Coastal Zone, Uruguay», en *Mar. Poll. Bull.*, 44: 962-968.
- Muniz, P.; Gómez-Erache, M.; Lacerot, G.; Martínez, A.; Rodríguez, M.; y Venturini, N. (2000a), *Contaminación en la zona costera del departamento de Montevideo a través del estudio de las comunidades planctónicas y bentónicas. Reporte Final de Proyecto*, Montevideo, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República e Intendencia Municipal de Montevideo, 324 pp.
- Muniz, P.; Venturini, N.; Rodríguez, M.; Martínez, A.; Lacerot, G.; y Gómez-Erache, M. (2000b), «Benthic communities in a highly polluted urban bay», en Milón, P. J.; Delgado, C. T.; Paredes, L. V.; Paredes, A. O. y Benavides, F. V. (eds.), *Memorias del IV CLAE: «Ecología y Desarrollo Sostenible: Reto de América Latina para el tercer Milenio»*, Arequipa, 274 p.
- Murray, J. W. (1991), *Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera*, Harlow, Longman, 397 pp.
- _____. (1979), «Recent benthic foraminiferids of the Celtic Sea», en *J. Foram. Res.*, 9: 193-209.
- Nagy, G. J.; López-Laborde, J. y Anastasia, L. (1987), «Caracterización de ambientes en el Río de la Plata Exterior (salinidad y turbiedad óptica)», en *Inv. Oceanológicas*, 1: 31-56.
- Newell, R. C.; Maughan, D. W.; Trett, M. W.; Newell, P. F. y Seiderer, L. J. (1991), «Modification of benthic community structures in response to acid-iron wastes discharges», en *Mar. Poll. Bull.* 22: 112-118.
- Oliveira, A. M. S.; Branstrom, Ch.; Nolasco, M. C.; Peloggia, A. U. G.; de O. Peixoto, M.N. y Coltrinari, L. (2005), «Tecnógeno: Registros da Ação Geológica do Homem», en de G. Souza, C. R.; Suguio, K.; dos S. Oliveira, A. M. y de Oliveira, P. E. (eds.), *Quaternário do Brasil*, Riberão Preto, Holos Editora, pp. 363-378.
- Pearson, T. H. y Rosenberg, R. (1978), «Macrobenthic succession in relation to organic enrichment and pollution of the marine environment», *Oceanogr. Mar. Biol.*, 16: 229-311.
- Philips, D. J. H. y Segar, D. A. (1986), «Use of bio-indicators in monitoring conservative contaminants: program design imperatives», en *Mar. Poll. Bull.*, 17: 10-17.
- Poleto, C. y Castilhos, Z. C. (2008), «Impacto por poluição difusa de sedimentos em Bacias Urbanas», en Poleto, C. (org.), *Ambiente e Sedimentos*, Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), pp. 109-148.
- Rodríguez, A. (2006), *Evolución del estado trófico de la Laguna del Sauce e importancia de la carga de nutrientes*, M.Sc. Thesis Ciencias Ambientales, Montevideo, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 98 pp.
- Ross, C. A. (1974), Evolutionary and ecological significance of larger calcareous Foraminifera (Protozoa), Great Barrier Reef, en *Proceedings of the Second International Coral Reef Symposium*, 1: 327-33.
- Samir, A. (2000), «The response of benthic foraminifera and ostracods to various pollution sources: a study from two lagoons in Egypt»; en *J. Foram. Res.*, 30: 83-98.
- _____. y El-Din, A. B. (2001), «Benthic foraminiferal abnormalities as pollution proxies in two Egyptian bays», en *Mar. Micropaleontol.*, 41: 193-227.
- Scarabino, V. (1967), «Ecología de foraminíferos del Río Santa Lucía (Dpto. de Montevideo). Nota preliminar», en *Rev. Inst. Invest. Pesq.*, 2: 139-161, pl I – II.
- Sen Gupta, B. K. (1999), «Systematics of modern Foraminifera», en Sen Gupta, B. G., *Modern Foraminifera* Kluwer Academic Publishers, 7-37 p.
- _____. Turner, R. E. y Rabalais, N. N. (1996), «Seasonal oxygen depletion in continental - shelf waters of Louisiana: Historical record of benthic foraminifers», en *Geology*, 24: 227-230.
- Shannon, C. E. y Weaver, W. W. (1963), *The mathematical theory of communication*, Urbana, University of Illinois Press, 125p.

- Sharifi, A. R.; Corudace, L. W. y Austin, R. L. (1991), «Benthic foraminiferids as pollution indicators in Southampton Water, southern England, United Kingdom», en *J. Micropaleontology*, 10: 109-113.
- SOHMA (1981), *Características del comportamiento sedimentológico de la Bahía de Montevideo*, Publicación 81 (04).
- _____ (1977), *Almanaque 44^a Edición*, Montevideo, 1-65.
- Sprechmann, P. (1978), «The Paleocology and paleogeography of the Uruguayan coastal area During the Neogene and Quaternary», en *Zitteliana*, 4: 3-72.
- Stull, J. K.; Haydock, C. I.; Montagne, D. E. (1986), «Effects of *Listriolobus pelodes* (Echiura) on coastal shelf benthic communities and sediments modified by a major California wastewater discharge», en *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 22: 1-17.
- Sullivan, J. H.; Putnam, H. D Jr.; McClave, J. T. y Swift, D. R. (1981), «Statistical Techniques for evaluating Procedures and Results for *Periphyton* Sampling», en Bates, J. M. y Weber, C. I. (eds.), *Ecological Assessment of Effluent Impacts on Communities of Indigenous Aquatic Organisms*, ASTM STP 730, American Society for Testing Materials, 132-141.
- Suguio, K. (1999), *Geologia do Quaternário: mudanças ambientais (passado + presente = futuro?)*, San Pablo, Paulo's Editora, 366 pp.
- Swartz, R. C.; Cole, F. A.; Schults, D. W. y (Deben), W. A. (1986), «Ecological changes in the Southern California Bight near a large sewage outfall: Benthic conditions in 1980 and 1983», en *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 31: 1-13.
- Ter-Stepanian, G. (1988), «Beginning of the Tertiary», en *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, París 38: 133-142.
- Trumbore, S. E. (2000), «Radiocarbon geochronology», en Noller, J. S.; Sowers, J. M. y Lettis, W. R. (eds.), *Quaternary methods and applications*, 41-60.
- Urien, C. M.; Martins, L. R. y Martins, I. R. (1980), «Evolução Geológica do Quaternário do Litoral Atlântico Uruguaio, Plataforma Continental e Regiões vizinhas», *Notas Técnicas CECO*, 3: 7-43.
- USEPA, Method 3050B, «Acid digestion of sediments, sludges, and soils. United States Environmental Protection Agency», disponible en <<http://www.epa.gov/epawaste/hazard/testmethods/sw846/pdfs/3050b.pdf>>. Last access on 06/03/2009.
- Vénec-Peyré, M. T. (1981), «Les foraminifères et la pollution: étude de la microfaune de la Cale du Dourduff (embouchure de la Rivière de Morlaix)», en *Cah. Biol. Mar.*, 22: 25-33.
- Venturini, N.; Muniz, P. y Rodríguez, M. (2004), «Macrobenthic subtidal communities in relation to sediment pollution: a test of the applicability of the phylum-level meta-analysis approach in a southeastern coastal region of South America», en *Mar. Biol.*, 144: 119-126.
- Vilela, C.; Batista, D. S.; Batista-Neto, J. A.; Crapez, M. y Mcallister, J. J. (2004), «Benthic foraminifera distribution in high polluted sediments from Niterói Harbor (Guanabara Bay), Rio de Janeiro, Brazil», en *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 76: 161-171.
- Vitousek, P. (1997), «Human alteration of the global nitrogen cycle: causes and consequences, en *Issues in Ecology*, N°1. Ecological Society of America, disponible en <<http://www.esa.org/science/Issues/>>.
- _____ J. D. Aber, R. W., G. E. Likens, P. A. Matson, D. W. Schindler, W. H. Schlesinger y Tilman. D. G. (1997), «Human alteration of the global nitrogen cycle: sources and consequences», en *Ecol. Applic.*, 7: 737-750.
- Watkins, J. G. (1961), «Foraminiferal ecology around the Orange County, California, ocean sewer outfall», en *Micropaleontology*, 7: 199-206.
- Wefer, G.; Berger, W. H.; Bijma, J. y Fischer, G. (1999), «Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies», en Fisher, G. y Wefer, G. (eds.), *Use of Proxies in Paleooceanography*, Berlín, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-68.

- Yanko, V.; Kronfeld, J. Flexer, A. (1994), «Response of benthic foraminifera to various pollution sources: implications for pollution monitoring», en *J. Foraminiferal Res.*, 24(1):1-17.
- Yanko, V.; Ahmad, M. y Kaminski, M. (1998), «Morphological deformities of benthic foraminiferal test in response to pollution by heavy metals: implications for pollution monitoring», en *J. Foraminiferal Res.*, 28: 177-200.

Hugo Inda · Laura del Puerto · Roberto Bracco
Carola Castiñeira · Irina Capdepon
Andrés Gascue · Jorge Baeza

Relación hombre-ambiente
para la costa estuarina y oceánica
de Uruguay durante el Holoceno
Reflexiones y perspectivas

Resumen

Con el objetivo de profundizar el conocimiento sobre la relación entre la dinámica ambiental y cultural durante el Holoceno de la costa estuarina y oceánica de Uruguay, se recopilaron datos respecto a la dinámica ambiental. Se conjugó información regional paleolimnológica, paleohidrográfica y paleoclimatológica, con el objetivo de establecer un marco paleo-ambiental para el lapso considerado que permita inferir a su vez los posibles paleo-escenarios ambientales y paisajísticos para los últimos 10.000 años. En la esfera cultural, se recabó información proveniente de crónicas históricas, así como datos emanados de publicaciones realizadas por aficionados y académicos, estableciendo los principales lineamientos de la gestión del espacio y sus recursos por parte de las poblaciones humanas pretéritas.

A partir de la conjunción de ambas líneas, fue posible inferir que cuando el hombre arribó a la región, hace aproximadamente 11.000-10.000 años atrás, la configuración de la costa fue sensiblemente diferente a la presente, ya que el mar se ubicaba entonces a por lo menos 60 metros por debajo de su nivel actual. El ascenso del nivel del mar durante el Holoceno Temprano actuó en detrimento de la visibilidad de los vestigios de las ocupaciones costeras correspondientes a ese período. De allí en más, las evidencias arqueológicas indicaron una estrecha relación de los grupos humanos con los espacios costeros, traducida en la ubicación de los yacimientos y en el tipo de recursos explotados.

El pulso transgresivo registrado para el entorno de los 5000 años antes del presente constituyó un hito ambiental y paisajístico a partir del cual los grupos humanos vinculados a los litorales consolidaron su presencia. No obstante, las oscilaciones climáticas —particularmente pulsos de aridez, precipitaciones estacionales y bajas temperaturas ocurridas entre los 4000 y los 2500 años antes del presente— habrían inducido cambios en la gestión de los recursos. Por una parte, se habría ampliado el espectro de recursos explotados, incorporando elementos de menor retorno energético pero mayor predictibilidad, como moluscos bivalvos. Por otra parte, se registró la presencia para ese marco cronológico de especies vegetales domesticadas, lo que sugiere la adopción de la agricultura como una medida de contingencia que, a la vez, supone una readecuación de parámetros tales como movilidad y organización social del trabajo.

Desde el entorno de los 2500 años antes del presente, cuando los paisajes adquieren su configuración actual, los grupos humanos reflejan esta estabilización a través de la redundancia espacial de las ocupaciones y de una relativa homogeneidad en la gestión de los recursos de subsistencia.

Palabras clave: Arqueología; Holoceno; ocupaciones costeras.

Introducción

La relación entre el hombre y su entorno es una de las interrogantes centrales de las disciplinas científicas que tienen en uno u otro de tales aspectos su objeto de estudio. Desde el punto de vista del estudio de los seres humanos, la Arqueología intenta desentrañar las características de las poblaciones humanas pretéritas a partir de los restos y vestigios materiales que han perdurado hasta la actualidad. Sin embargo, para entender el cómo, cuándo y por qué de determinadas configuraciones sociales, distribuciones geográficas, innovaciones tecnológicas u otros tipos de dinámicas (como la construcción social de un territorio) es necesario considerar al hombre como parte integral de los ambientes que habitó. Es allí donde las disciplinas que abordan la dinámica pasada de climas, ambientes y paisajes adquieren relevancia, aportando información sobre los tiempos, ritmos y escalas de los cambios acaecidos al momento de las ocupaciones humanas.

Dentro de esta relación hombre-ambiente, los espacios costeros son particularmente relevantes como objeto de estudio. En primer lugar, la antigüedad de la presencia humana en los ambientes litorales a escala global (más de 100.000 años en las costas de África, más de 40.000 años en las costas de Oceanía, más de 10.000 años en las costas de América) permite conocer las trayectorias de las poblaciones por extensos períodos. Esto, a su vez, arroja luz sobre aspectos tales como rangos y patrones de movilidad o el grado de especialización en el uso de los recursos. En segundo lugar, dado lo extenso de los marcos temporales aludidos, es posible indagar en la respuesta humana frente a cambios en el clima (períodos glaciares e interglaciares) en los niveles marinos (eventos de ascenso y descenso del nivel del mar) expresada en cambios en los patrones de gestión del espacio y sus recursos.

Esta inter-relación del hombre con la costa en perspectiva diacrónica deviene particularmente relevante en la actualidad, debido a las predicciones de cambios inminentes en los litorales de todo el globo. Como es sabido, más del 80% de la humanidad habita ambientes costeros y la dependencia en los recursos que los mismos comprenden (agua, pesca, minerales, espacios recreativos) alcanza a prácticamente toda la humanidad. Por lo tanto, es fundamental conocer no sólo la variabilidad natural de los sistemas costeros en perspectiva temporal para estimar la magnitud espacial, duración y tiempo de los cambios, sino además otros aspectos no menos importantes: las respuestas concebidas por los grupos humanos en el pasado para perdurar a través de los cambios acaecidos, así como los efectos de las modificaciones humanas en el ambiente sobre-impuestos a esa dinámica natural.

La intención de este trabajo es abordar, a partir de diversas fuentes,¹ las principales características de esa dinámica conjunta de grupos humanos, paisajes y ambientes en

1 La Arqueología de las extensas costas del territorio uruguayo cuenta con una larga tradición. Desde las primeras referencias de Ameghino a fines del siglo XIX (Ameghino, 1947) pasando por el aporte de aficionados durante gran parte del siglo XX hasta llegar a las aproximaciones sistemáticas de la disciplina consolidada en el ámbito académico universitario en la década de 1980. Esta prolífica historia, no

la prehistoria y protohistoria de la costa uruguaya. De este modo, se desarrollarán los lineamientos fundamentales de la dinámica ambiental y su incidencia sobre los grupos humanos en los espacios costeros. A su vez, se presentarán las principales características de los habitantes prehistóricos del área, en términos de estrategias de ocupación del espacio y utilización de los recursos. Para arribar al objetivo planteado, se presentará una síntesis de la información disponible a escala planetaria, de forma que la misma permita contextualizar el alcance temporal y espacial abordado.

La antigüedad de la presencia humana en los espacios costeros

A escala global, los grupos humanos siguieron trayectorias estrechamente relacionadas a las líneas de costa prácticamente desde la aparición del *Homo sapiens*, tal como lo testimonian los registros que dan cuenta de la explotación de recursos acuáticos costeros desde hace por lo menos 130.000 años (tabla 1).

Tabla 1. Yacimientos tempranos de Homo sapiens sapiens (humano moderno) con posibles evidencias de utilización de recursos acuáticos.		
Localidad-Sitio	Descripción de fauna acuática y asociaciones	Cronología (años antes del presente)
Desembocadura del Río Klasies, Sudáfrica	Uso de moluscos, mamíferos marinos y aves no voladoras durante el Mesolítico.	~130.000-55.000
Boegoeberg II, Sudáfrica	Montículo de conchas del Mesolítico con abundante óseo de cormorán.	~130.000->40.000
Abdur, Eritrea	Montículo de conchas del Mesolítico.	125.000
Herolds Bay Cave, Sudáfrica	Montículos de conchas del Mesolítico temprano con mejillones (<i>Perna perna</i>) y otros moluscos, asociados a fogones.	~120.000-80.000
Katanda 9 y 16, Río Semliki, Zaire	Miles de restos de peces asociados con puntas de arpón barbado en contextos ribereños.	~90.000-75.000
Die Kelders I, Sudáfrica	Abundantes restos de mamíferos marinos, aves y peces en una cueva; restos de peces con mala preservación.	~75.000-55.000
Hoodjies Punt, Sudáfrica	Sitio a cielo abierto con evidencias de uso de moluscos, mamíferos marinos y peces.	~70.000-60.000
Fuente: tomado y modificado de Erlandson, 2001.		

Por otra parte, la costa, lejos de constituir un límite infranqueable para la explotación de nuevos territorios, se transformaría tempranamente en una plataforma de partida para la ocupación de nuevos territorios. Si bien las limitantes tecnológicas del hombre del Pleistoceno son evidentes, formas rudimentarias pero efectivas de navegación le permitieron realizar viajes de ultramar. Pese a lo aventurado de tales

obstante, implica que la información producida es de una calidad tan variada como sinuoso el derrotero, lo que limita en gran parte el alcance y la calidad de las aseveraciones vertidas en este trabajo.

empresas, la evidencia arqueológica indica el poblamiento, por ejemplo, de regiones tan remotas y aisladas como las cadenas de islas y archipiélagos de Oceanía hace alrededor de 50.000 años atrás, o los territorios insulares del Pacífico y el Índico hace por lo menos 30.000 años atrás (tabla 2; Erlandson, 2001; Veth, 1993; Wickler y Spriggs, 1988).

Tabla 2. Yacimientos tempranos en territorios insulares o en áreas continentales que implicaron la navegación de ultramar		
Localidad-Sitio	Descripción de fauna acuática y asociaciones	Cronología (años antes del presente)
Willandra Lakes, Australia	Abundantes restos de moluscos y peces en numerosos campamentos a orillas del lago, asociados con fauna terrestre y economía mixta.	~50.000-15.000
New Britain, Melanesia	Varios sitios tempranos con montículos de conchas, huesos de peces, etcétera;; varios y sustanciales viajes por mar requeridos para la colonización del archipiélago.	36.000-15.000
Abrigo rocoso Mandu Mandu, Australia Occidental	Montículo con restos de moluscos, cangrejo y peces en un sitio pericostero situado a cerca de 5 km de la costa durante la ocupación temprana.	34.000-20.000
Leang Burung, Sulawesi	Abundantes restos de moluscos de agua dulce en un sitio ubicado en una cueva.	31.000-19.000
Abrigo rocoso Kilu, Islas Salomón, Melanesia	Montículo de conchas con restos de peces y otra fauna; la colonización de la isla requirió importantes viajes de ultramar.	29.000-20.000
Fuente: tomado y modificado de Erlandson, 2001.		

En el caso de las Américas, la evidencia de la presencia humana en espacios costeros es, según la información disponible (tabla 3) sincrónica a los vestigios del poblamiento temprano del continente. Desde Alaska hasta Sudamérica, los sitios costeros avalan la interpretación de los ambientes litorales como parte integral de las estrategias de ocupación del espacio y uso de los recursos allí existentes. Por otra parte, la distribución de estos yacimientos costeros tempranos a lo largo del Pacífico de Norte y Sudamérica podría estar indicando que fue este espacio costero uno de los corredores migratorios principales para el poblamiento en sentido norte-sur del continente (Miotti, 2006; Fedje y Josenhans, 2000). Como ya se ha expuesto, la tecnología para el desarrollo de travesías marinas, más aún si estas se realizan a poca distancia de la costa, ya se encontraba disponible para el momento del poblamiento americano, el cual comenzó en la última etapa del Pleistoceno final (Cooke, 2005).

Tabla 3. Yacimientos costeros tempranos de las Américas		
Localidad-Sitio	Descripción de fauna acuática y asociaciones	Cronología (años antes del presente)
Monte Verde, Chile	Sitio pericostero con evidencia de contacto a través de la costa (algas, etcétera).	12.500
Broken mammoth, Alaska	Restos abundantes de aves acuáticas, peces, nutria y castor en economía mixta.	11.600-9.600
Lago Tule, California	Peces y aves acuáticas como recursos primarios en capas basales del abrigo rocoso SIS-218.	11.400
Lewisville, Texas	Varios fogones Clovis con restos de moluscos, tortugas y peces de agua dulce dentro de una economía mixta.	11.000
Quebrada Jaguay, Perú	Conjuntos faunísticos dominados por restos de peces, moluscos y aves marinas.	11.100-9.900
Quebrada Tacahuay, Perú	Uso de aves, peces y moluscos marinos.	10.800-10.500
Fuente: tomado y modificado de Erlandson, 2001.		

Los ambientes costeros como espacios estratégicos

La temprana relación de la humanidad con los espacios costeros se encuentra a la base de varios argumentos explicativos del desarrollo de la humanidad como tal, de las sociedades complejas, del sedentarismo, de la producción de excedentes (Perlman, 1980; Yesner, 1980). Al considerar a los ambientes costeros como una interfaz, una transición entre la tierra y el agua, queda implícita la noción de que en tales espacios se produciría una convergencia de recursos provenientes de uno u otro de los mencionados ambientes (Viaroli *et al.*, 2007).

No obstante, la oferta de recursos no es homogénea a través de los litorales, zonas de surgencia —o *upwelling*— en las costas oceánicas concentran recursos de peces y mamíferos marinos, los cuales han atraído a poblaciones humanas para asentarse en forma permanente o explotarlos esporádicamente, como lo documentan los ejemplos de la costa del Sur de África o del Pacífico Occidental de América del Sur (van Andel, 1989; Stothert, 1985). En otros casos, determinadas configuraciones locales de los paisajes costeros también han actuado como atractores de poblaciones humanas. Entre estas, resultan ejemplos notables los yacimientos con explotación especializada de bivalvos (como los concheros patagónicos o los sambaquíes brasileiros) (Borella, 2003; Gaspar, 2003; Andrade, 2001) o la ponderación de emplazamientos cercanos a sitios de desove de peces (como los yacimientos vinculados a la explotación del salmón en el Pacífico de Norteamérica) (Sassaman, 2004; Erlandson, 2001) o vinculados a fuentes de agua dulce.

Más allá de cierto sesgo economicista en esta concepción, existen otros factores que trascienden a la esfera estricta de la subsistencia que también podrían haber incidido en la relación del hombre con los ambientes costeros. Si bien probablemente nunca se tendrá una certeza absoluta respecto a si un factor o la conjunción de varios se encuentran detrás de la decisión humana, se deben mencionar características de los ambientes costeros que actuarían como atractores adicionales:

- *Microclima costero*. El alto porcentaje de humedad relativa de las franjas litorales supone una menor amplitud térmica respecto a ambientes mediterráneos. Esto es particularmente importante no sólo respecto al confort (teniendo en cuenta además las limitadas capacidades de calefacción o refrigeración durante gran parte de la historia humana) sino para el desarrollo de actividades como la agricultura, que ven en una menor amplitud térmica un factor favorable para su desarrollo.
- *Predictibilidad* de otras variables vinculadas a la configuración del paisaje y a la distribución de los recursos. Un ejemplo notable de esta predictibilidad lo constituyen las fluctuaciones mareales, las cuales exponen o sumergen porciones de costa en períodos regulares de escala diaria. Otras variaciones como predominancia de determinadas corrientes o vientos pueden ser predichos en base estacional y/o inter-anual, brindándole a los grupos humanos una excelente capacidad de «administrar» el uso de paisajes y ambientes, ya sea en términos de oferta de recursos o de habitabilidad.
- *Conectividad*. Durante gran parte de la historia humana, los grupos no contaron con innovaciones técnicas (como la rueda) o con animales domesticados capaces de transportar personas y/o bienes. Sin embargo, este hecho no constituyó una limitante, al utilizarse el transporte acuático como la principal vía de exploración y comunicación de la humanidad. Más aún, la utilización de las vías acuáticas como medio de transporte no supuso una restricción en las exploraciones de diferentes ambientes, en tanto la utilización de las redes de drenaje permitió que los grupos humanos se adentraran en los continentes en busca de recursos y/o espacios de interés (Miotti, 2006).

La relación entre ambientes costeros y grupos humanos en Uruguay

Cuando los primeros europeos arribaron a la región del Plata, constataron la presencia de grupos nativos en las costas estuarinas y oceánicas (ver, por ejemplo, las crónicas resumidas notablemente por Arredondo, 1958). La imagen emanada de estas crónicas tempranas del descubrimiento y conquista ha perdurado en la retina de la Historia por

siglos. Sin embargo, ese cuadro estático, que captura un momento del pasado, lejos está de reflejar la intrincada relación entre hombres y ambientes durante milenios.

La costa uruguaya ha estado sujeta a la dinámica ambiental global que determinó las variaciones en el clima y los niveles marinos a diferentes escalas temporales. A su vez, estos cambios globales tuvieron una expresión particular —o respuesta local— producto de la singular configuración geológica, geomorfológica, hidrológica y latitudinal.

A partir de estudios paleolimnológicos, paleoclimáticos y arqueológicos, se intentará establecer la relación entre las variaciones paleambientales y paleopaisajísticas con las evidencias de la presencia humana en la región. Para conocer esta relación, es necesario exponer cuáles son los parámetros que fueron escogidos como guía: la profundidad temporal de la presencia humana, para establecer la dinámica ambiental sincrónica a la misma y el área de estudio, para establecer el grado de detalle adecuado en el análisis que permita determinar las respuestas locales de la dinámica ambiental frente a fenómenos de escalas espaciales más amplias.

El marco temporal y espacial

Como ya se mencionó, el marco temporal que construye el alcance de este estudio está dictado por la antigüedad de las evidencias de la presencia humana. Es a partir de estos primeros indicios que se hace posible establecer algún tipo de relación entre los grupos humanos y la dinámica ambiental de las áreas que ocupan. En este aspecto, si bien las ocupaciones costeras no superan los 5000 años ^{14}C AP de antigüedad (López *et al.*, 2009a; Beovide, 2008; Inda *et al.*, 2006a; López *et al.*, 1997) la existencia de yacimientos arqueológicos, en áreas adyacentes, con dataciones radiocarbónicas más tempranas (Meneghin, 2006; 2005; Politis *et al.*, 2004) hace necesario plantear un marco temporal que contemple la presencia humana desde momentos más tempranos (tabla 4). Por lo tanto, se toma el límite Pleistoceno-Holoceno (10.000 AP) hasta la actualidad como rango temporal.

En cuanto a los límites espaciales, si bien *sensu lato* existen ambientes costeros desde Bella Unión hasta la localidad del Chuy, así como yacimientos arqueológicos a lo largo de prácticamente toda su extensión, se ha optado por profundizar en la relación de los pobladores prehistóricos de la zona que hoy ocupan el estuario y el litoral atlántico. Aunque arbitraria, esta decisión responde a la propuesta de comparar la dinámica estuarina y oceánica con las variables climáticas y eustáticas. En consecuencia, se optó por este marco espacial ya que las variaciones eustáticas tuvieron mayor incidencia en la dinámica de las costas oceánicas y estuáricas.

Tabla 4. Yacimientos arqueológicos regionales con cronologías tempranas	
Localidad - Sitio	Cronología (a AP)
Uruguay	
K-87	10.420±90
Pay Paso	9.890±75 - 8.570±150
Cerro de los Burros	10.690±60 - 11.690 ± 80
Los Indios	8.500 ± 40 - 7.100 ± 160
Brasil (Rio Grande do Sul)	
Garruchos (RS-IJ-68)	11.555±230
Pessegueiro (RS-IJ-67)	9.855±130 - 8.585±115
Ponta Leste (RS-I-99)	9.035±100
Palmito (RS-I-72)	9.450±115
Laranjito (Rs-I-69)	10.985±100 - 9.620±110
Imbaa 1 (RS-I-70)	9.120±340
Saudade (RS-I-98)	10.180±110
Milton Almeida (RS-I-66)	9.840±105 - 9.230±145
Camubí (RS-I-97)	9.605±120
Garivaldinho (RS-TQ-58)	9.430±360 - 8.020±150
Sangao (RS-S-327)	8.800±40
Argentina (Provincia de Buenos Aires)	
Cerro La China 1	10.804±75 - 10.525±75
Cerro La China 2	11.150±135 - 10.560±75
Cerro La China 3	10.610±180
El Sombrero, Abrigo I	10.725±80 - 8.060±140
Los Helechos	9.640±40
Cueva Tixi	10.375±80 - 10.045±95
Abrigo Los Pinos	10.465±65 - 8.750±160
Cueva La Brava	9.670±120
Burucuyá	10.000±120
Amalia, Sitio 2	10.475±75
El Abra	9.834±65
Arroyo Seco 2	12.240±110 - 7.320±70
Paso Otero 5	10.440±100 - 9.399±116
La Moderna	12.350±370 - 7.448±109
Campo Laborde	8.080±200 - 7.750±250
La Olla 1	7.400±95 - 6.795±120
Fuente: modificado de López <i>et al.</i> (2010); Castiñeira (2008) y Johnsosn <i>et al.</i> (2000).	

El Pleistoceno Final - Holoceno Temprano

Cuando los grupos humanos dejaron las que serían las primeras evidencias de su presencia en el actual territorio de Uruguay, hace alrededor de 11.000 años atrás (Meneghin, 2005; Suárez, 2003; 2002) la situación ambiental era muy diferente de la actual. De acuerdo a reconstrucciones paleoambientales (Cavalotto *et al.*, 2004; Aguirre y Whatley, 1995) el mar se situaba a 50 metros por debajo de su nivel actual (ver Bracco *et al.*, en este volumen) (figura 1). Esta reconstrucción, aún cuando posee el sesgo de su carácter actualista (sin tener en cuenta los procesos de erosión y/o sedimentación acaecidos desde aquel entonces hasta la actualidad) no deja de ser válida, en tanto la batimetría (o paleotopografía en este caso) deja en evidencia la existencia de un paleocauce con una planicie aluvial. Este paleocurso, que era conformado por la unión del Paraná y del Uruguay, desembocaba en el borde de la plataforma (figura 1; Ayup-Zouain, 2006).

Pero este escenario paisajístico sobre el que se desarrollaron las primeras ocupaciones humanas fue, por diversos factores, extremadamente dinámico. El área que en el entorno de los 11.000 años ¹⁴C AP formaba parte de *terra firme* (figura 1) habría sido cubierta a un ritmo que, en tiempos geológicos, fue vertiginoso. Según diferentes autores (Hesp *et al.*, 2005; Cavalotto *et al.*, 2004; Guida y González, 1984) la tasa de ascenso del mar podría haberse situado entre 9,4 mm/año y 1,9 cm/año. Esto implica que el estuario, con una configuración similar a la actual (que habría sido alcanzada hacia el entorno de los 7000 años ¹⁴C AP) se habría formado en un período de entre 1500 a 900 años. Este ritmo de ascenso no sólo es impactante en términos de la escala de los fenómenos geológicos, sino que lo es aún en términos humanos. Tomando la más conservadora de las estimaciones, en menos de 2 milenios los grupos humanos experimentaron la pérdida una superficie de alrededor de 70.000 km², lo que equivale al 40% del actual territorio de Uruguay (ver Bracco *et al.*, en este volumen).

No obstante, este cambio en la configuración de ambientes y paisajes no fue sino la carta de presentación de ese nuevo período en la historia del Cuaternario: el Holoceno. Para este período se registra a escala planetaria una significativa variación climática. Se ha develado la existencia de ciclos de cambio climático con periodicidades de 5000 años (Heinrich, 1988) 2500 y 1500 años (Dansgaard *et al.*, 1984) vinculados a avances y retrocesos glaciares, los cuales se encuentran evidenciados por registros indirectos (*proxies*) alrededor del mundo (Mayewski *et al.*, 2004).

El registro de ocupaciones humanas para el límite temporal de este trabajo no es demasiado prolífico en evidencias. No obstante, sí es posible afirmar que para el momento en que tenía lugar la transición Pleistoceno-Holoceno, con el contexto ambiental y paisajístico anterior, los grupos humanos ya recorrían el actual territorio uruguayo. Hasta el momento, los vestigios de este período más remoto no sitúan al hombre en la costa, pero esto no necesariamente implica que los grupos humanos tempranos no se encontraran en los ambientes costeros de aquel entonces.

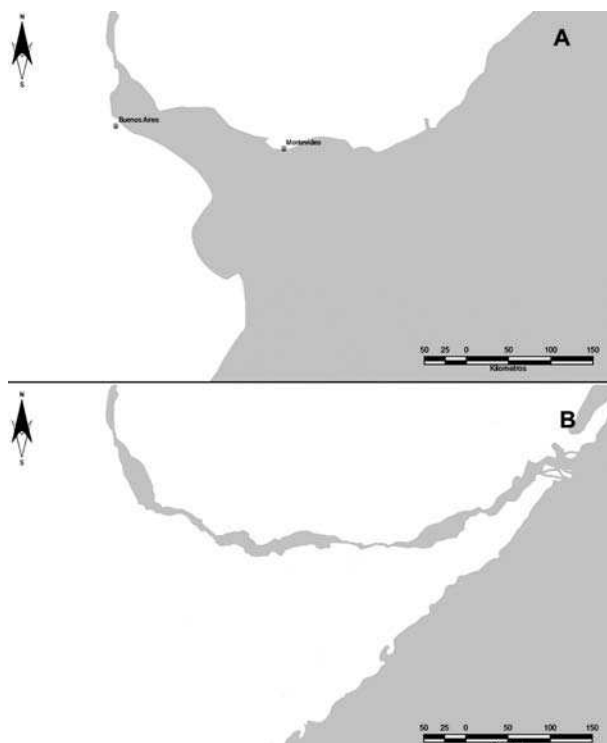


Figura 1 A. Situación actual de la costa estuarina y oceánica; B. Situación para la transición Pleistoceno Holoceno con un nivel del mar 50 m por debajo del actual.

Uno de los debates más perennes en la Arqueología regional es la cronología de las primeras ocupaciones humanas. Este debate se ve en cierta forma alimentado por lo fragmentario, en términos espaciales, de la evidencia recuperada (Meneghin, 2005; Politis *et al.*, 2004; Suárez, 2002). Hasta ahora, los yacimientos más tempranos que cuentan con cronologías radiocarbónicas se ubican, en su gran mayoría, alejados de los ambientes/paisajes sujetos a la dinámica eustática del límite Pleistoceno-Holoceno o del Holoceno. Pero, ¿evidencia esto que los grupos con cronologías tempranas se abstuvieron de transitar ambientes costeros?

La relación del hombre con los ambientes costeros aparece como un rasgo *cuasi* característico de la humanidad, existiendo evidencias alrededor del globo que sostienen esta sentencia. Por lo tanto, resulta inevitable preguntarse por qué las costas del actual territorio de Uruguay no hacen eco de este extremo. La explicación de esta singularidad resulta sencilla, aún con escasas evidencias arqueológicas, si se atiende a la dinámica eustática del límite Pleistoceno-Holoceno y del Holoceno Temprano. En primer lugar, las zonas del mundo con evidencias de presencia humana remota en ambientes costeros son aquellas cuyas costas han experimentado escasas transformaciones en los últimos 10 milenios. Ejemplos notables de tales escenarios lo constituyen la costa sudafricana, la costa del Pacífico americano y, en términos generales, aquellas costas donde la tectónica ha implicado que la isostasia predomine por sobre la eustasia

(el levantamiento del continente por subsidencia de placas o liberación de presión de hielos continentales es superior al avance del mar, Renfrew y Bahn, 1991).

Las costas de Uruguay se ubican en una zona que ha experimentado muy escasa actividad tectónica durante el Cuaternario (últimos dos millones de años). Por lo tanto, la dinámica eustática es el principal factor de modificación de los ambientes, a excepción de respuestas locales dictadas por rasgos geomorfológicos o geológicos conspicuos (puntos rocosos que delimitan arcos de playa, paleoplanicies, serranías, etcétera). Con estas particularidades, la configuración del paisaje para la transición Pleistoceno-Holoceno debe haber sido similar a aquella presentada en la figura 1B. Entonces, esos casi 70.000 km² sumergidos entre el 11.000 y el 7000 antes del presente, correspondientes a la actual plataforma continental y estuario, pueden contener las evidencias de las primeras ocupaciones costeras de la región. Aunque no existen evidencias arqueológicas que permitan afirmar que es esta la explicación que puede dar cuenta de la relación de los primeros habitantes con los ambientes costeros, sí existen evidencias de grupos humanos sincrónicos a estos momentos ambientales, cuya territorialidad permite suponer a estos espacios sumergidos como parte integral de su territorio. En este sentido, investigaciones sobre la proveniencia de materiales líticos presentes en yacimientos tempranos de la provincia de Buenos Aires (Argentina) y el noroeste de Uruguay respecto a las fuentes potenciales de materias primas, sugieren rangos amplios de movilidad —o intercambio— para, por ejemplo, la caliza silicificada (López *et al.*, 2010; Castiñeira, 2009, 2008; Gascue *et al.*, 2009; Flegenheimer *et al.*, 2003). Sin pretender atribuirle a este evidencia mayor peso que el del propio dato, sí es posible establecer un marco espacial de tránsito humano trans-estuarino (en términos actuales) que en cierta forma permite validar el escenario de base ambiental propuesto como una explicación plausible.

El Holoceno Medio y Tardío

La dinámica ambiental de este período es importante si se la compara con el precedente. Para el área de estudio, se registran al menos dos pulsos transgresivos importantes (figura 2). Hacia el entorno de los 5500 años ¹⁴C AP el rápido ascenso del nivel del mar que se inicia al final de la última glaciación (~18.000 años AP), alcanzó 4-5 m por sobre el nivel actual. Hacia el entorno de los 2500 años ¹⁴C AP, luego que el mar habría alcanzado una cota similar o inferior a la actual en el entorno de los 4000 años ¹⁴C AP, vuelve a ascender. Esta vez ~2 metros por sobre el nivel presente (ver Bracco *et al.*, en este volumen).

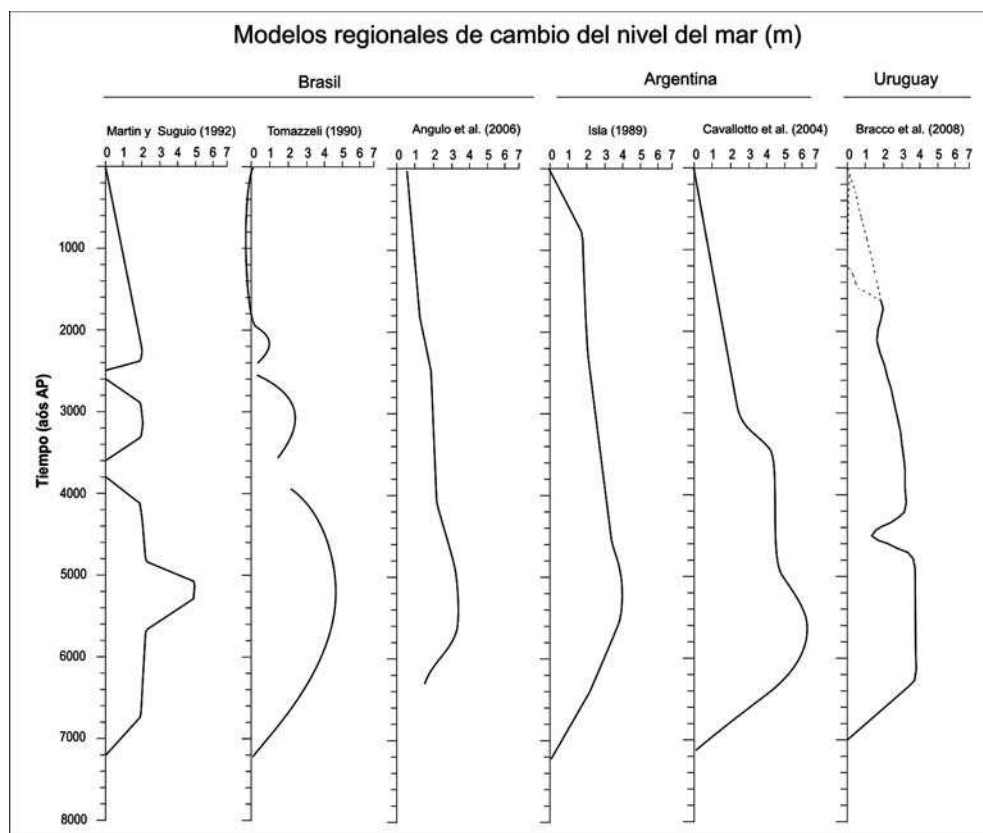


Figura 2. Curvas de evolución holocénica de los niveles marinos para la región, según diferentes autores.

El primer ascenso holocénico del mar (figura 3) habría implicado no sólo cambios en la configuración de los paisajes costeros, sino la salinización de ambientes anteriormente dulceacuícolas. Los cambios en la composición de especies de tales ambientes, así como los cambios en la dinámica hidrológica y geomorfológica con un nivel de base más alto provocaron necesariamente un impacto en los grupos humanos que habitaban el área en ese entonces (Bracco *et al.*, 2005).

Por otra parte, como ya se mencionara, esta dinámica eustática, no sólo redundaba en cambios en el escenario paisajístico, sino que es a su vez causa y consecuencia de fluctuaciones climáticas cuyo impacto pudo haber sido tanto o más importante que la pérdida de territorios por el avance de las aguas. En este sentido, investigaciones paleoclimáticas y paleoambientales sobre testigos de fondos de lagunas del sudeste de Uruguay (del Puerto, 2009; Inda, 2009; del Puerto *et al.*, 2008, 2006; Inda *et al.*, 2006b; García *et al.*, 2006, 2003, 2002) han permitido establecer ciertas relaciones entre la dinámica eustática y la climática. Durante los episodios transgresivos, el clima se tornaría más cálido y húmedo, mientras que durante los episodios regresivos el clima

se caracteriza, principalmente, por una mayor aridez, la cual se podría reflejar en menores precipitaciones o bien en precipitaciones marcadamente estacionales.

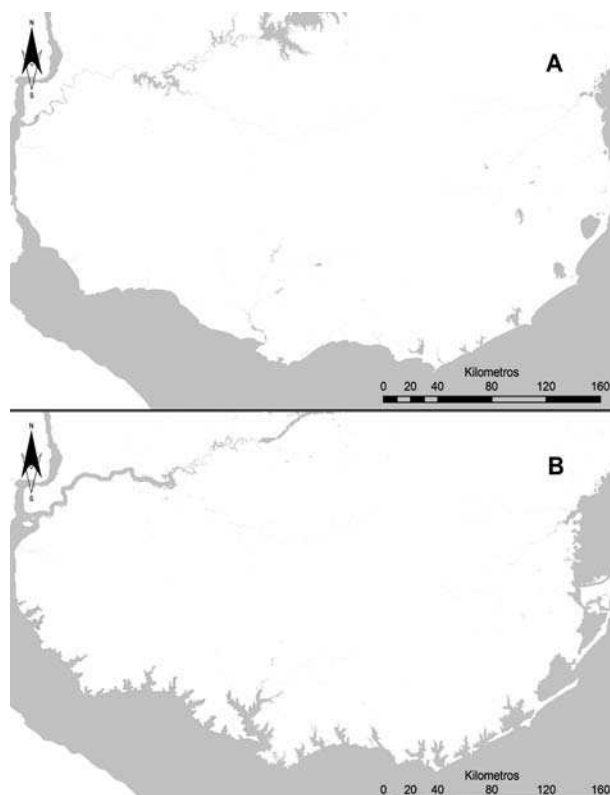


Figura 3A. Situación actual de la costa estuarina y oceánica de Uruguay;

Figura 3B. Reconstrucción de la configuración de la costa durante el Máximo Transgresivo el Holoceno.

Para los eventos regresivos, particularmente para el que habría sucedido en el entorno de 4.000 años ^{14}C AP, se postula su incidencia sobre la configuración de los paisajes actuales. De acuerdo a investigaciones geomorfológicas desarrolladas en el sudeste de Uruguay, sería este descenso en el nivel del mar el que habría expuesto paleoplayas sumergidas, dejando disponible enormes cantidades de sustratos arenosos de origen eólico y fluvial (Panario y Piñeiro, 1993). Estos sustratos, incorporados a la dinámica eólica e hidrológica costera, serían los que perduraron hasta la actualidad bajo la forma de los campos de dunas, cuyos relictos más importantes se encuentran actualmente en las cercanías del Cabo Polonio.

Desde el último episodio transgresivo hacia el entorno de 2.500 años ^{14}C AP la costa estuarina y oceánica de Uruguay no volvió a experimentar variaciones eustáticas significativas. No obstante, si bien el nivel del mar exhibe desde ese entonces una tendencia regresiva hasta llegar al nivel actual, existieron fluctuaciones climáticas que podrían haber incidido en la configuración de los ambientes y recursos. Entre el 900 y

el 1400 AD, se registra un pulso climático cálido y húmedo (del Puerto, 2009) que se corresponde con el fenómeno global conocido como Período Cálido Medieval, mientras que entre el 1500 y el 1800 AD se registra un período frío y árido, conocido como Pequeña Edad del Hielo (Rabassa *et al.*, 1987; Politis, 1984). Este último período, cuenta con un amplio registro regional, en tanto comprende el período del arribo y asentamiento de las primeras poblaciones de origen europeo.

Respecto a la presencia humana, esta resulta mucho más conspicua para el período comprendido entre los 5000 años ^{14}C AP y la actualidad. Una vez más, esto no supone necesariamente que se le pueda atribuir a esa fecha el comienzo de la ocupación costera, pues se debe contemplar la posibilidad de los cambios ambientales/paisajísticos holocénicos para dar cuenta de esta particularidad. Más allá de este límite cronológico, la evidencia recabada hasta el momento sugiere una ocupación persistente de la costa, tanto del estuario como del océano (tabla 5).

En la franja litoral correspondiente al estuario actual, existen evidencias de ocupaciones humanas pre y protohistóricas prácticamente en cada tributario del Plata, así como en los cordones de médanos y puntas rocosas (Beovide y Malán, 2009; Beovide, 2004; Inda, 1999; Geymonat, 1995; Martínez *et al.*, 1992; Maeso, 1977; Silva, 1973; Penino y Sollazo, 1927; figura 4 y tabla 5). Si bien la mayoría de estos yacimientos fueron reportados a partir de las recolecciones realizadas por coleccionistas, desconociendo, por lo tanto, falta de rigor en la descripción de los materiales, asociaciones contextuales o incluso respecto a la antigüedad de los mismos, es posible establecer que la edad máxima los mismos. Debido a que los vestigios culturales recuperados en contextos primarios se ubican por debajo de la cota de 10 m por sobre el nivel del mar actual, sólo podrían ser tan antiguos como los depósitos que ocupan esa posición topográfica. Por lo tanto, el marco temporal o piso de la ocupación sería el Holoceno Medio, en el entorno de los 5000 años ^{14}C AP, ya que es esta la edad en que la costa comienza a adquirir su configuración actual. Por otra parte, los yacimientos que poseen material cerámico, plantean la posibilidad de utilizar a este elemento como una forma de datación relativa. Si bien se ha reportado la presencia de cerámica para contextos arqueológicos del Holoceno Medio en el tramo inferior del Santa Lucía, con una edad postulada del entorno de 4800 años ^{14}C AP (Beovide y Malán, 2009) la mayoría del material cerámico de las costas es significativamente más reciente. La cerámica indígena de los sitios costeros posee un piso temporal del entorno del 2500 años ^{14}C AP, mientras que aquella atribuida a grupos guaraníes (estilísticamente diferente a la «local») se ubica entre los siglos XIII y XV de nuestra era (Castillo, 2000).

Tabla 5. Sitios con cronologías establecidas por métodos radiométricos en el litoral atlántico y del Plata			
Localidad – Yacimiento	Procedencia datación	Observaciones	Cronología (años ¹⁴ C AP)
Laguna de Castillos, Rocha			
Cráneo Marcado			3080±70
Guardia del Monte	Cordón de playa sobre el cual aparece el material arqueológico	Edad maxima	4060±60
Guardia del Monte			
Estancia la Pedrera	Capa III		1240±40
Planicie del Valizas		Edad geocronológica	≤ 3000
Sitios costeros oceánicos			
Punta la Coronilla	Exc. II		2930±50
Punta la Coronilla	Exc. III		2740±60
Cabo Polonio	Exc. I, Base Capa IV		4881±55
Cabo Polonio	Exc. I, Capa III y IV		4370±70
Cabo Polonio	Exc. I, Capa I		610±65
La Esmeralda	Punto 1		3010 ±50 3060 ±90
La Esmeralda	Punto 2		3210 ± 50 3190 ±50
La Esmeralda	Punto 3		3190 ± 80
La Esmeralda	Punto 4		2510 ± 50 2360 ±70
La Esmeralda	Punto 5		1080 ± 60 1000 ±70
Sitios costeros estuarinos			
Puerto La Tuna, Río Santa Lucía, San José.			4800 – 700
Colonización, San José.	Conchillas sobre las que se presenta material arqueológico		2370±60
Punta Pereira, Colonia.			4020
Punta Pereira, Colonia.			4240
Gambé, Canelones.	Conchillas sobre las que se presenta material arqueológico		2710±60
Fuente: Beovide y Malán, 2009; López <i>et al.</i> , 2009a; 2009b; Bracco, 2003; López, 1995.			

Las costas de Maldonado y Rocha presentan igualmente evidencias de ocupaciones humanas, siempre con el marco temporal ya referido (tabla 5; figura 4). En estos departamentos, las evidencias más conspicuas se ubican en torno a las lagunas costeras (Pintos, 1999; Maeso, 1977) en campos de dunas (López *et al.*, 2009b; Maeso, 1977) en desembocaduras de tributarios (Baeza *et al.*, 1974, 1973) y en puntas rocosas (López, 1995; Baeza *et al.*; 1974, 1973; Maeso, 1977).

Ya se ha mencionado que poco después de los 5000 años ^{14}C AP las evidencias de ocupación humana de ambientes costeros se multiplican. En este caso, la dinámica eustática que habría sido responsable de sumergir los vestigios de asentamientos con niveles de base inferiores al actual, es responsable de conferirle a estas ocupaciones una mayor visibilidad.

Los modelos regionales de evolución de los niveles marinos señalan que hacia el entorno de los 5000 años ^{14}C AP se habría alcanzado el mayor nivel del mar (transgresión) de todo el Holoceno (Inda, 2009; Angulo *et al.*, 2006; Cavalotto *et al.*, 2004; Martin y Suguio, 1992; Isla, 1989). Este evento transgresivo, que en realidad continúa la tendencia de aumento del nivel del mar desde el Pleistoceno final, habría implicado un nivel entre 4,0 y 6,5 metros por sobre el actual (figura 3).

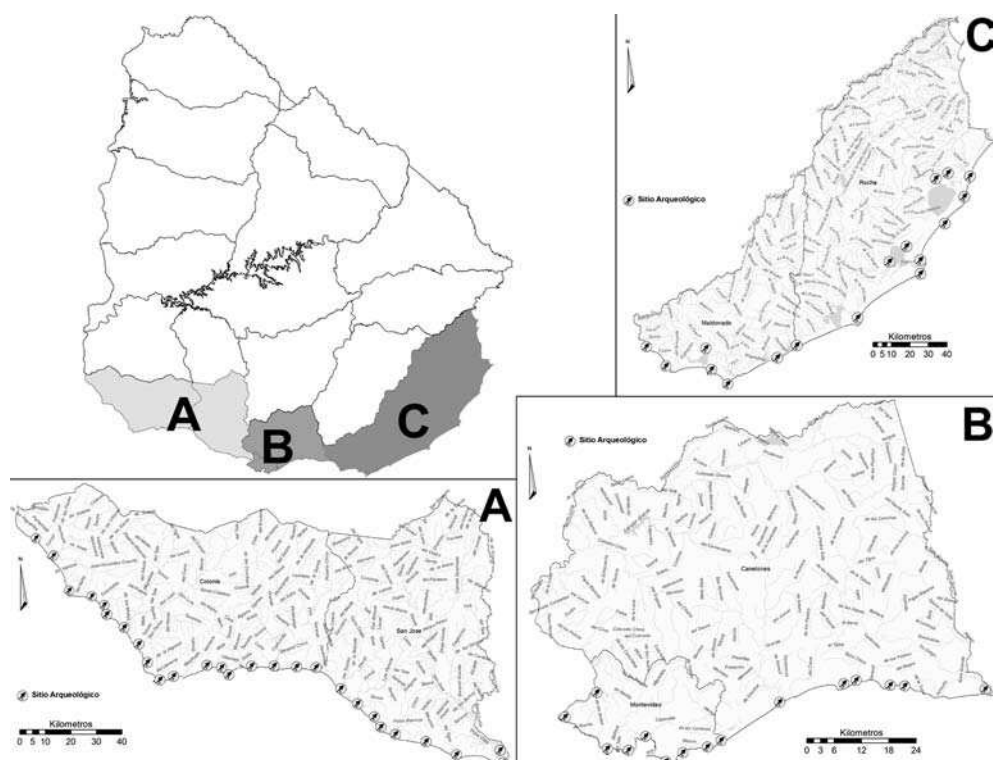


Figura 4. Sitios arqueológicos costeros del área de estudio. A. departamentos de Colonia y San José; B. departamentos de Montevideo y Canelones; C. departamentos de Maldonado y Rocha.

El nivel de base más alto no solo supone el avance del mar tierra adentro, con la concomitante retracción de la línea de costa, sino que implica una dificultad de drenaje de los tributarios, por un nivel de base más alto. A su vez, ambientes de áreas planas podrían haber sufrido procesos de salinización, tanto por la influencia mareal como por influencia eólica. Estos cambios implican la modificación en la composición de las

especies de estos ambientes, lo que podría haber acarreado ajustes en las estrategias de subsistencia de los grupos humanos.

El interior de las tierras bajas del Este aporta otros indicios importantes sobre como interactuó el hombre prehistórico con la modificación de los ambientes. La evidencia sugiere que las ocupaciones humanas características de la cuenca de la laguna Merín (los cerritos de indios) se establecen en aquellos ambientes que, luego de la transgresión, se transforman en dulceacuícolas a instancias de la relación entre topografía, hidrología y disminución del nivel de base del mar (Bracco *et al.*, 2005). A una escala espacial amplia, es posible seguir la cronología de los asentamientos en relación con la altimetría. Los territorios por sobre la cota 10 presentan cronologías más antiguas (India Muerta, Paso barrancas, por ejemplo) mientras que las zonas más bajas (Bañado de San Miguel, por ejemplo) presentan cronologías más recientes, las cuales, además, se vinculan a niveles de base inferiores a los 3 metros sobre el nivel actual de acuerdo a las curvas regionales de evolución marina. Otro aspecto importante de señalar es que aquellos puntos del paisaje que permanecieron más estables —al menos en términos de habitabilidad o de configuración del entorno inmediato— a través del Holoceno, presentan cronologías relativamente remotas. En este sentido, puntas rocosas como el Cabo Polonio o litologías aflorantes como el tramo del arroyo de los Indios más próximo a la laguna Negra presentan evidencias de ocupación humana más antiguas que los entornos costeros o lénticos de sus adyacencias (figura 5).

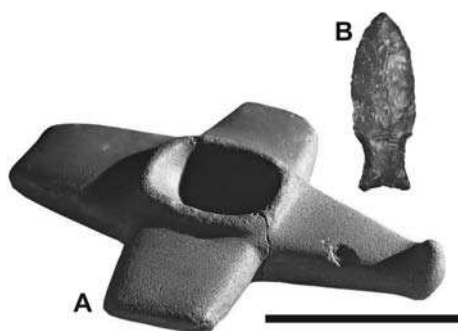


Figura 5. Material lítico de la costa atlántica de Uruguay: **A.** ornitolito de Valizas (Museo Histórico Nacional, Fotografía: G. Ferrari, MuHAr); **B.** punta de proyectil de Cabo Polonio (Colección Rolf Nussbaum, Fotografía: G. Ferrari, MuHAr). Escala: 10 cm.

Con el mar en fase regresiva desde su máximo nivel alcanzado en el Holoceno Medio, la evidencia arqueológica indica que los grupos humanos siguieron el desplazamiento de la costa, es decir, que acompañaron la retirada paulatina del mar, asentándose siempre en desembocaduras de tributarios y otros espacios al interior de los ambientes costeros.

Para el período comprendido entre el entorno de los 4500 años ^{14}C AP y al menos los 3000 años ^{14}C AP las reconstrucciones paleoclimáticas (del Puerto, 2009; Bracco *et al.*, 2005) sugieren la prevalencia de condiciones áridas, al menos en términos de

regímenes de precipitaciones escasas o marcadamente estacionales. Si bien esta fluctuación climática no encuentra su correlato en términos del patrón general de los asentamientos atribuibles a ese período, sí es posible distinguir la existencia de ciertos sitios dónde la evidencia arqueológica podría indicar cambios en la estrategia de subsistencia. El yacimiento arqueológico de La Esmeralda, en la costa oceánica de Rocha, testimonia la explotación de *Donax hanleyanus* (berberechos) junto a otros recursos marinos y continentales (López y Villamarzo, 2009; Moreno, 2005; López *et al.*, 1997). Aun tratándose de un único ejemplo de aprovechamiento de tales recursos, sí se le atribuye el valor testimonial representativo de un comportamiento extendido, podría tratarse de una respuesta a condiciones ambientales menos benignas. La literatura arqueológica es prolífica en ejemplos de decisiones humanas que redundan en un espectro más amplio de recursos explotados (generalmente con menor retorno energético por tiempo obtenido en su captura-colecta y procesamiento) ante condiciones de estrés ambiental (del Puerto e Inda, 2005; Cohen, 1977).

Otro aspecto cultural digno de señalar es que para este momento en la región de las tierras bajas del este existen evidencias de vegetales domesticados (del Puerto, 2003) y se extienden ciertas prácticas culturales como las inhumaciones en montículos (Bracco *et al.*, 2005). La adopción de prácticas de cultivo se encuentra en la misma línea de ampliación del espectro de recursos explotados, optando por la predictibilidad que otorga el manejo del espacio cultivado y del tiempo de cosecha, pero resignando tiempo de trabajo en el laboreo de la tierra y posteriores cuidados de las plantaciones. El caso de las inhumaciones remite a otra esfera de la cultura, aquella más esquivada para el inevitable materialismo del que se nutre la Arqueología. Si se trata de una respuesta cultural que pretendió estandarizar las prácticas mortuorias como forma de cohesión social, si remite al nacimiento de diferenciación social con capacidad de organizar esfuerzos para afrontar la dinámica ambiental, son interpretaciones que, por el momento, no encuentran la evidencia que logre un acuerdo definitivo entre los investigadores.

El pulso transgresivo del entorno de los 2500 años ¹⁴C AP parece ser, desde la perspectiva arqueológica, el hito paisajístico-ambiental a partir del cual la presencia humana en la costa se consolida definitivamente. Esto no supone necesariamente un aumento demográfico o una decisión humana subyacente de poblar masivamente los ambientes costeros. Responde coherentemente a la estabilización de los ambientes costeros con un mar en paulatino retroceso hasta alcanzar su posición actual (Inda, 2009). Esta estabilización de los paisajes habría permitido, por primera vez en la historia cultural y ambiental del Holoceno, establecer las vinculaciones del hombre con los ambientes, tanto en términos de gestión de recursos, patrones de asentamiento, rangos de movilidad.

Ya en períodos recientes, pocos siglos antes del arribo de los europeos, la evidencia arqueológica señala la presencia de grupos de la macro etnia tupí-guaraní en los ambientes costeros de la región. Vestigios de estos grupos se superponen espacialmente (y cronológicamente) a los yacimientos referidos para períodos anteriores (Castillo, 2000;

Baeza *et al.*, 1974, 1973). Estas parcialidades, con un esquema general de subsistencia muy similar al descrito con anterioridad, poseen sin embargo en su bagaje ciertas particularidades, las que pueden remitir a su origen y dispersión a partir de florestas tropicales, siguiendo ejes fluviales (Kern, 1990; Brochado, 1973). Dentro de estas particularidades, se destaca el cultivo de roza, y su rasgo material diagnóstico: cerámica con formas y tratamientos de superficie peculiares (pintura polícroma, unguiculado, escobillado, formas particulares como urnas funerarias, etcétera; Caggiano y Prado, 1990; figura 6).

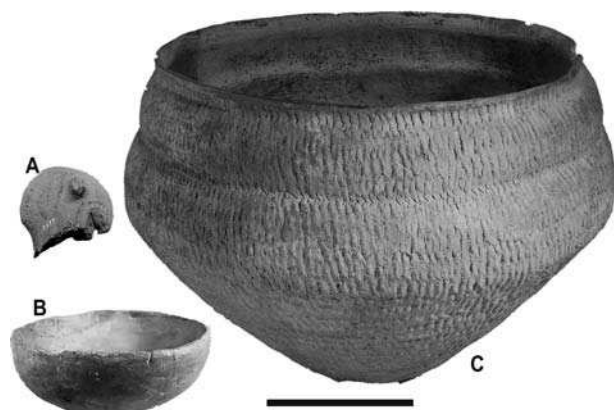


Figura 6. Alfarería indígena recuperada en yacimientos costeros de Uruguay:
 A. Apéndice zoomorfo (Museo Nacional de Antropología, Colección Maeso).
 B. Vasija procedente de Punta Chaparro, departamento de Colonia (Colección Rolf Nussbaum, Fotografía de G. Ferrari, MuHAr).
 C. Urna funeraria guaraní (Museo Histórico Nacional, Colección Shulkin, fotografía de G. Ferrari, MuHAr). Escala: 10 cm

Cómo se desarrolló la interacción entre los habitantes de la región y estos grupos «recién llegados» es una interrogante objeto de debate. Algunos investigadores proponen que el modo de vida Tupiguaraní influyó significativamente en diversos aspectos de las culturas locales, acuñando el término de grupos «guaranitizados» para referirse a grupos locales con influencias de los grupos foráneos (Cabrera, 2000). Sin embargo, estos «rasgos transmitidos» consisten primordialmente en estilos cerámicos donde, aparentemente, grupos locales habrían adoptado pautas tecnológicas-estilísticas (particularmente en la decoración) de los Tupiguaraníes. Es necesario el desarrollo de nuevas investigaciones que permitan no sólo dar cuenta de evidencias de esta aculturación, sino que contemplen cuáles habrían sido los procesos que llevaron a la adopción de estos rasgos y cuáles sus consecuencias en otras esferas de la cultura.

Poco tiempo después de que se establecieran los primeros poblados europeos en la región del Plata, la implantación del modelo cultural del Viejo Mundo comenzará a modificar radical y permanentemente a las culturas nativas. La introducción del ganado supuso, para los grupos indígenas, la disponibilidad de una presa de gran porte y fácil obtención, situación que no habían experimentado desde la extinción de la

megafauna. El uso del metal en el campo del armamento también implicó cambios mayores, en tanto por una parte los lugares de obtención de materias primas líticas comienzan a tornarse innecesarios, así como el mantenimiento del instrumental lítico. Cuando los grupos nativos comienzan a utilizar al caballo para su locomoción, no sólo modifican la relación de tiempo y distancia de sus traslados, sino que son capaces de explorar expeditivamente espacios interfluviales o cursos no navegables como nunca antes en su historia.

Sin embargo, el equilibrio entre la bonanza aportada por la introducción del ganado y del metal y las demandas coercitivas de los recién llegados inclinará, en un breve lapso, la balanza absoluta y definitivamente en contra de los modos de vida aborígenes. Enfermedades epidémicas desconocidas para los amerindios diezmaron sus poblaciones, el concepto de propiedad privada (a nombre del cual fueron perseguidos y abatidos) les resultó tan extraño como la exigencia de abjurar de sus creencias, para incorporarse a una cosmovisión en la que el dios antes castiga que perdona.

Los grupos con estructuras sociales jerárquicas fueron prontamente asimilados al modelo europeo-colonial, a través del remplazo de los seres físicos o espirituales clave en su estructura. No obstante, aquellos grupos con organizaciones sociales de carácter heterárquico, presentaron no pocas dificultades para ser incorporados al esquema concebido por los europeos para el Nuevo Mundo. Estas dificultades se traducirán en resistencias violentas que culminarán, indefectiblemente, en asimilación o exterminio.

Discusión y conclusiones

Variabilidad climática y ambiental, ¿cómo afectaron la ocupación humana de la costa?

Los ambientes costeros son espacios altamente dinámicos. Ese encuentro de la tierra con el agua que concentra características benignas, presenta no obstante, ciertos rasgos que actúan en detrimento tanto de la cotidianidad de las ocupaciones humanas pretéritas como de la preservación de los vestigios que las testimonian.

Las oscilaciones climáticas de escalas amplias, tanto espacial como temporal, afectan a veces dramáticamente la configuración de los espacios costeros. Los ciclos de avances y retrocesos glaciales, así como las fluctuaciones de los niveles marinos o las fluctuaciones isostáticas, implican cambios en la configuración de los paisajes. Si bien estos cambios suelen ser graduales existen ciertos umbrales (por ejemplo, salinidad, profundidad o temperatura del agua) que una vez trascendidos determinan que algunas especies ya no encuentran las condiciones para su desarrollo. Cuando esto sucede en un espacio y momento aprovechado por grupos humanos, las derivaciones pueden ser mucho más profundas que las ocasionadas por los cambios naturales graduales. Sí un

recurso deja de estar presente, es posible que se recurra a recursos suplementarios en forma oportunista u ocasional. Pero cuando el recurso en cuestión es importante (por el retorno obtenido en cantidad o calidad o simplemente por su valor cultural) a punto tal que se encuentra a la base de una estrategia económica, esto puede provocar una disrupción al interior del grupo social y generar respuestas que redunden en nuevas organizaciones.

Otro aspecto importante de las oscilaciones del clima y los niveles marinos está dado por los cambios en la geografía costera debidos principalmente a transgresiones o regresiones marinas. Cuando el mar retrocede, deja al descubierto enormes extensiones de lecho marino, a la vez que facilita la exploración de espacios insulares que pueden quedar conectados a tierra firme o ser más accesibles. Sin embargo, este nuevo espacio disponible también será aprovechado por especies animales, lo que podría implicar que, al menos inicialmente, fuera más difícil obtenerlos, en tanto al aumentar el territorio aumentaría también el tiempo de búsqueda. En el caso de especies sésiles o recursos vegetales, aquellos vinculados a ambientes costeros tenderán a seguir la nueva línea de costa, lo que implicaría que el grupo humano deberá decidir si es más rentable desplazarse hasta el nuevo *locus* del recurso desde el emplazamiento previo o bien asentarse en las cercanías del recurso. En la situación inversa, cuando el mar asciende, el territorio disponible es menor, los territorios insulares pueden desaparecer o tornarse menos accesibles. Sin embargo, también se podría producir una suerte de concentración de recursos debida a un menor espacio total disponible, un aumento de la densidad poblacional y en consecuencia un acercamiento e incremento de las relaciones intergrupales.

Con el sesgo inevitable de las evidencias arqueológicas disponibles hasta ahora, el panorama de la relación del hombre con los ambientes costeros adolece de las limitantes inherentes tanto a esta constricción cronológica como a la preservación diferencial y al impacto de las actividades antrópicas recientes sobre las costas. Más allá de estas salvedades, es posible distinguir, pese a lo heterogéneo de las fuentes (colectas de materiales realizadas por aficionados, investigaciones desde otros marcos teórico-metodológicos) ciertas regularidades que, sin pretender alcanzar el escalón epistemológico y/u operativo de «patrón» merecen atención.

En primer lugar, más allá de la variabilidad ambiental holocena, el grueso de los yacimientos se presentan espacialmente asociados a los afluentes (figura 4; tabla 5). Es decir, las evidencias humanas pretéritas se vinculan espacialmente a puntas rocosas (López, 1995) a las desembocaduras de los cursos que desaguan en el estuario u océano, o bien a cuerpos lacustres con una dinámica holocena no demasiado diferente de la de los tributarios mayores del Plata o del Atlántico (Inda, 2009). Pero, ¿qué supone esta espacialidad? Si bien las investigaciones arqueológicas modernas de las zonas costeras son aún escasas e incipientes como para poder establecer con certeza la existencia de cambios en la estrategia de subsistencia, es en este entorno temporal que se registran las cronologías vinculadas a asentamientos ubicados en la desembocadura de tributarios (Inda, 1999). Aunque aún son necesarias más cronologías de los yacimientos para

poder darle mayor sustento a esta interpretación, es posible que tanto la concentración de recursos alimenticios (en las confluencias, en los bañados detrás de albardones y líneas de playa, en los montes riparios) como la presencia de agua dulce aportada por los tributarios hayan influido en la elección del lugar de asentamiento. En tal sentido, investigaciones desarrolladas en el delta del Paraná aportan significativamente en pro de dos líneas argumentales básicas y complementarias:

- la gestión del espacio geográfico por parte de poblaciones humanas en función de la oferta de recursos (en particular peces del ámbito estuarino); y
- la cronología de las ocupaciones vinculadas a esta estrategia, que acompañan la estabilización de los paisajes/ambientes costeros desde el 2000 años ¹⁴C antes del presente (Loponte y Acosta, 2008).

La evidencia analizada hasta ahora, en cuanto a la utilización de los recursos del medio, señala el aprovechamiento de peces, gasterópodos, moluscos, mamíferos terrestres, acuáticos, así como el uso de recursos maderables o líticos de los entornos (Gascue *et al.*, 2009; Inda y del Puerto, 2007; Inda *et al.*, 2006a). De todos modos, surgen igualmente ciertas especificidades notables, al menos en cuanto a características particulares de determinados yacimientos. Si bien la gran mayoría de los sitios investigados responde a una lógica común, donde evidencias de la vida cotidiana (desechos domésticos) de grupos que aprovechan recursos de la interfaz tierra-agua (mamíferos terrestres como *Blastocerus dichotomus*, *Ozotoceros bezoarticus*, mamíferos acuáticos como *Artocephalus* sp., peces del grupo de los siluriformes) se aglomeran en una suerte de palimpsesto (producto de las actividades intra-sitio o tafonómico) con restos de inhumaciones, desechos de talla, alteración intencional de geoformas naturales (acreción antrópica de albardones) otros yacimientos denotan cierta especialización. Esta especialización, aunque conspicua y absolutamente tentadora en términos interpretativos, no es necesariamente la evidencia de grupos dependientes exclusivamente de la explotación de ambientes o recursos costeros, sino, al menos con los datos disponibles, la de grupos con un buen conocimiento de la periodicidad espacial y temporal de determinados recursos provistos por tales ambientes.

Más allá de la influencia de determinados recursos (agua dulce, caza, pesca, madera, materias primas líticas) en la gestión del espacio, parece claro que, en cierta forma, el tipo de movilidad también puede haber influido en el arreglo espacial de los asentamientos. Al respecto, las crónicas refieren a menudo la facilidad de las poblaciones autóctonas para aprovisionarse de recursos acuáticos, particularmente de la pesca. Entonces, al menos para este período tardío, la utilización de recursos acuáticos deviene parte integral de la subsistencia de los grupos humanos locales.

Si bien las evidencias arqueológicas son extremadamente escasas, el transporte acuático parece haber sido el preponderante a través del Holoceno, siendo la locomoción descrita como dominante por los cronistas de las primeras expediciones europeas a la región (Arredondo, 1958). Con la extensa red hidrográfica de Uruguay, este medio de transporte supone una conectividad extrema, no sólo litoral, sino hacia el

interior remontando los tributarios. Siguiendo el mismo razonamiento pero en sentido inverso, la red hidrográfica que culmina en el estuario es igualmente un corredor de comunicación desde las nacientes de la Cuenca del Plata, como lo sugieren Loponte y Acosta (2008) y Castiñeira (2008).

De este modo, aunque lejos de intentar establecer ciclos temporo-espaciales de aprovechamiento de recursos y ambientes como propusieran Basile Becker y Paris (1977) sí es posible ampliar las posibilidades explicativas de yacimientos sincrónicos sin las limitantes teórico metodológicas del ambiente como límite infranqueable. Si esto responde a mecanismos de defensa ante la llegada del europeo o un carácter distintivo de los pobladores del área es debatible. Sin embargo, este hecho puede remitir a la existencia de una gestión del espacio donde la costa podría haber sido ocupada efímeramente, para la obtención de ciertos recursos o para el traslado hacia otras locaciones, mientras que ocupaciones relativamente más estables se emplazarían en otros lugares del paisaje. Esta situación podría estar poniendo de manifiesto la existencia de un gerenciamiento espacial de índole logístico, donde conceptos como temporalidad y accesibilidad de recursos, seguridad y habitabilidad podrían haber constituido piezas clave del esquema espacial (López e Iriarte, 2000).

La antigüedad del hombre en la costa, ¿un problema ambiental o cultural?

A través de este trabajo se ha pretendido conjugar la información ambiental con aquella que deviene disponible a partir de investigaciones arqueológicas, informes de coleccionistas, relatos de cronistas. Resulta evidente que la expectativa de hallazgos de sitios tempranos en ambientes costeros actuales es prácticamente nula, en tanto la costa entre los 11.000 años ^{14}C AP y los 7000 años ^{14}C AP se encontraba entre 50 y 30 m por debajo de la línea de costa actual. En este sentido, el reporte de evidencias tempranas de la presencia humana en ambientes no sujetos a la dinámica preponderantemente eustática aporta a favor de este concepto. No obstante, estos sitios en zonas elevadas o en el interior de *terra firme* tientan a interpretarlos en términos de un patrón más continental de uso del espacio. Pese a lo inevitablemente tentador de interpretar a partir de la evidencia material disponible, es necesario recordar una premisa básica de la epistemología, particularmente válida para la investigación del pasado remoto: la ausencia de evidencias no debería ser considerada como evidencia de ausencia.

Sin la certeza del dato arqueológico, pero con la asistencia del dato paleoambiental, es muy probable que los yacimientos que evidencian la relación de los primeros habitantes de la costa del territorio del límite Pleistoceno-Holoceno y del Holoceno Temprano se encuentran hoy sumergidos por el Atlántico y el estuario del Plata. Cuánto de esta evidencia permanece en contextos primarios esperando a ser develada, o es transportada y arrojada a las costas actuales o llevada a aguas aún más profundas son interrogantes que sólo investigaciones subacuáticas o hallazgos fortuitos podrán develar. De todos modos, lo importante a reflejar de esta situación es limitar la

amplitud de las interpretaciones sobre la evidencia material disponible para el período. Es posible, muy posible, que los primeros habitantes de la región tuvieran una relación con la costa de aquel entonces tan estrecha como lo documentan las evidencias de otras partes del globo, pero en la esfera de lo probable, del rigor epistemológico que nutre a las ciencias, resta un enorme camino por recorrer.

La costa del estuario del Plata y del Atlántico, ¿cuánto más se puede postdecir y predecir?

La relación entre ambientes costeros y ocupaciones humanas a través del Holoceno se nutre, primordialmente, de dos grandes insumos: las investigaciones paleoambientales y las investigaciones arqueológicas. Si bien ambas esferas del conocimiento deberían ser parte integral de las investigaciones del pasado, es sólo a partir de la última década que se desarrollan investigaciones que contemplen ambos aspectos (Inda *et al.*, 2006b; Bracco *et al.*, 2005). Demasiado a menudo, al menos en términos del imprescindible *feedback* entre las disciplinas que competen a estos ámbitos, se toman datos generados unilateralmente para apoyar interpretaciones. Si bien este camino resulta inevitable sin desarrollo multidisciplinario, no contempla en la profundidad requerida la estrecha relación de un hombre prehistórico tecnológicamente restringido, pero socialmente elástico, con un ambiente climática y eustáticamente muy dinámico.

Entonces ¿hacia dónde encaminar los esfuerzos? Sin pretender establecer las pautas de desarrollo futuro de disciplinas consolidadas como la Arqueología, la Geología o la Paleolimnología, son no obstante necesarios y esperados desarrollos que atiendan a alimentar modelos que puedan nutrir a todas estas disciplinas, en un esfuerzo conjunto, de forma tal que se puedan delinear tanto las respuestas particulares en lo local de hombres y ambientes como aquellas pautas que les son, a otra escala de análisis comunes y generales.

En tanto están comenzando a prosperar emprendimientos multi e inter-disciplinarios para el estudio del pasado ambiental y cultural no sólo de la costa, sino de otras regiones del país, es esperable que en un lapso relativamente corto lo que antes fue una limitante, devenga fortaleza y potencial de desarrollo. Pese a las innumerables limitantes que plantea la reducida geografía nacional, esta encierra no obstante una ventaja. La misma radica en que el objeto de estudio es, a esta escala espacial de índole administrativo, abordable y accesible con el estado actual de desarrollo científico local. De este modo, resulta cercano el horizonte de un *corpus* de datos que permita la postdicción metodológicamente rigurosa de forma tal que, aunque no garantice la predicción, sí avale la inferencia de tendencias en mecanismos culturales de adaptación, respuesta o acomodación a la dinámica ambiental. La meta última de los esfuerzos de investigación debe fijarse entonces en desentrañar estas respuestas culturales pretéritas, respuestas de sociedades con limitaciones tecnológicas pero, tal vez por ello mismo, con gran capacidad de resiliencia en la estructura social subyacente. Desde la posición de la sociedad

actual, está en manos de los investigadores el tomar las lecciones de esos mundos pasados y adaptarlas a los requerimientos de esta y futuras sociedades.

Bibliografía

- Aguirre, M. y Whatley, R. (1995), «Late Quaternary marginal marine deposits and paleoenvironments from northeastern Buenos Aires province: a review», en *Quaternary Science Reviews*, 14: 223-254.
- Ameghino, F. (1947), *La antigüedad del hombre en el Plata*, Tomo I: Los Indígenas de América, su antigüedad y origen, Editorial Intermundo, 355pp.
- Andrade, T. (2001), «Em busca dos frutos do mar: os pescadores-coletores do litoral centro-sul do Brasil», en *Revista da USP*, 44: 270-327, San Pablo, USP.
- Angulo, R.; Lessa, G. y de Souza, M. (2006), «A critical review of mid-to late Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline», en *Quaternary Science Reviews*, 25: 486-506.
- Arredondo, H. (1958), «Viajeros visitantes del Uruguay», en *Revista de la Sociedad Amigos de la Arqueología*, Tomo XV: 7-313.
- Ayup-Zouain, R. (2006), «Evolución paleogeográfica y dispersión de los sedimentos del Río de la Plata», en Menafrá, R.; Rodríguez, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.), *Bases para la Conservación y el Manejo de la Costa Uruguaya*, 1-8, Montevideo, Vida Silvestre.
- Baeza, J.; Bosch, A.; Moreno, M.; Femenías, J. y Campos, J. (1974), «Informe preliminar de la zona costera atlántica Cabo Polonio-Valizas 2da parte», en *V Congreso Nacional de Arqueología del Uruguay*: 111-133, Montevideo, CEA.
- _____ (1973), Informe preliminar de la zona costera atlántica Cabo Polonio-Valizas, en *2º Congreso Nacional de Arqueología-Tercer Encuentro de Arqueología del Litoral*, Vol. II: 171-214, Fray Bentos, CEA.
- Basile Becker, I. y Paris, J. (1977), «Os Índios da banda Oriental - Charrúa e Minuano: Histórico, abastecimento e assentamento. Sua relação com as frentes de expansão», en *V Encuentro de Arqueología del Litoral*, Río Negro, Ministerio de Educación y Cultura-Intendencia Municipal de Río Negro, pp. 89-110.
- Beovide, L. (2008), «Transformaciones productivas y dinámica costera: más allá del concepto de cazadores-coletores prehispánicos», en *Actas del Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala*, Ciudad de Guatemala.
- _____ (2004), «Recursos y organización del espacio prehistórico costero en la cuenca inferior del río Santa Lucía, Uruguay», en Beovide, L.; Barreto, I. y Curbelo, C. (eds.), *La arqueología uruguaya ante los desafíos del nuevo siglo, X Congreso de Arqueología uruguaya*, publicación digital, Montevideo, Asociación Uruguaya de Arqueología.
- _____ y Malán, M. (2009), «Puerto La Tuna: nuevos datos para un viejo debate», en Beovide, L.; Erchini, C. y Figueiro, G. (comps.), *La Arqueología como profesión: los primeros 30 años. XI Congreso Nacional de Arqueología Uruguaya*, publicación digital, Montevideo, Asociación Uruguaya de Arqueología, pp. 97-110.
- Borella, F. (2003), «Aplicación de criterios tafonómicos en la evaluación del consumo de cetáceos en sitios arqueológicos de la costa meridional patagónica», en *Archaeofauna*, 12: 143-155.
- Bracco, R. (1993), «Desarrollo cultural y evolución ambiental en la región Este del Uruguay», en *Ediciones del Quinto Centenario*, Montevideo, Universidad de la República, pp. 34-37.
- _____ y Ures, C. (1998), «Las variaciones del nivel del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay», en *Revista do Museu de Arqueología e Etnología*, 8: 109-115.

- Bracco, R.; García, F.; del Puerto, L.; Inda, H. y Castiñeira, C. (2008), «Holocene relative sea-level variation inferred from records in the basin of Castillos», en *Structure and function of world shallow lakes, Book of Abstracts*, Punta del Este.
- Bracco, R.; del Puerto, L.; Inda, H. y Castiñeira, C. (2005), «Middle-Late Holocene Cultural and Environmental Dynamics in Eastern Uruguay», en Zárate, M.; Neme, G. y Gil, A. (eds.), *Quaternary International. Special Issue: Mid-Holocene Paleoenvironment and Human Occupation in Southern South America*, Vol. 132 (1): 37-45.
- Brochado, J. (1973), «Migraciones que difundieron la tradición alfarera Tupiguaraní», en *Relaciones*, 7: 7-49.
- Cabrera, L. (2000), «Los niveles de desarrollo socio-cultural alcanzados por los grupos constructores del Este uruguayo», en Durán, A. y Bracco, R. (eds.), *Arqueología de las Tierras Bajas*, Montevideo, Ministerio de Educación y Cultura, pp. 169-182.
- Caggiano, M. y Prado, J. (1990), «Aproximación al conocimiento de la cultura Tupiguaraní», en *Revista do CEPA*. 17(20): 397-414.
- Castillo, A. (2000), «Arqueología del Oeste de la República Oriental del Uruguay, departamento de Río Negro», en *Revista do CEPA*. 24(31): 71-94.
- Castiñeira, C. (2009), «Aspectos de la colonización humana prehistórica del noroeste del Uruguay», en *Arqueología* 15: 241-245.
- _____ (2008), *Aspectos de la colonización humana del noroeste del Uruguay*, tesis doctoral, Buenos Aires, Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Buenos Aires, 351 pp.
- Cavallotto, J.; Violante, R. y Parker, G. (2004), «Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina)», en *Quaternary International*, 114: 155-165.
- Cohen, M. (1977), *The Food Crisis in Prehistory. Overpopulation and the Origins of the Agriculture*, Yale University Press.
- Cooke, R. (2005), «Prehistory of Native Americans on the Central American Land Bridge: Colonization, Dispersal and Divergence», en *Journal of Archaeological Method and Theory*. 13(2):129-187.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.; Clausen, H.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N. y Hammer, C. (1984), «North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores», en Hansen, J. y Takahashi, T. (eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Washington, American Geophysical Union, pp. 288-298.
- del Puerto, L. (2009), *Silicofitolitos como indicadores paleoambientales: Bases comparativas y reconstrucción paleoclimática a partir del Pleistoceno Tardío en el SE del Uruguay*, tesis de Maestría, Montevideo, Pedeciba, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 206 pp.
- _____ (2003), *Paleoetnobotánica y subsistencia: ponderación de recursos vegetales y análisis arqueobotánico para el Este del Uruguay*, tesis de Licenciatura en Ciencias Antropológicas, Opción Arqueología, Montevideo, Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación, Universidad de la República, 112 pp.
- _____ e Inda, H. (2005), «Silicofitolitos: aplicaciones para la reconstrucción de los sistemas de subsistencia prehistóricos», en *Anales de Arqueología y Etnología*, Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y Letras, Instituto de Arqueología y Etnología, N° 59-60: 207-228.
- _____ y García-Rodríguez, F. (2008), «Reconstrucción Paleoambiental para el Holoceno medio y tardío en la cuenca de la laguna Negra: el aporte de los indicadores biosilíceos», en Korstanje, A. y Babot, P. (org.), *Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles*, BAR International Series, Oxford, pp. 119-129.
- del Puerto, L.; Inda, H.; García-Rodríguez, F.; Castiñeira, C. y Bracco, R. (2006), «Paleolimnological evidence of Holocene paleoclimatic changes in Lake Blanca, Southern Uruguay», en *Journal of Paleolimnology*, 36: 151-163

- Erlandson, J. (2001), «The Archaeology of Aquatic Adaptation: paradigms for a New Millennium»; en *Journal of Archaeological Research*, 9(4): 287-350.
- Fedje, W. y Jensenhans, H. (2000), «Drowned land holds clue to firsts Americans», en *Science News*, Vol. 157, N.º 6: 8.
- Flegenheimer, N.; Bayón, C.; Valente, M.; Baeza, J. y Femenías, J. (2003), «Long Distance Tool Stone Transport in the Argentine Pampas», *Quaternary International* 109-110: 49-64.
- García Rodríguez, F.; Sprechmann, P.; Inda, H.; del Puerto, L.; Bracco, R.; Rodríguez, A.; Estol, P. y Acevedo, V. (2006), «Paleolimnología: Desarrollo de las lagunas costeras del Sudeste del Uruguay durante el Holoceno», en R. Menafrá, Rodríguez, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.), *Bases para el Manejo y Conservación de la Costa Uruguaya*, Montevideo, Vida Silvestre, pp. 487-494.
- García Rodríguez, F.; del Puerto, L.; Inda, H.; Castiñeira, C. y Bracco, R. (2003), «Estudio paleolimnológico de la laguna de Rocha, Sudeste del Uruguay», en *Natura Neotropicalis*, 32(2): 137-146.
- García Rodríguez, F.; Castiñeira, C.; Scharf, B. y Sprechmann, P. (2002), «The relationship between sea level variation and trophic state in the Rocha lagoon, Uruguay», en *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatsheft*, 2002 (1): 27-47.
- Gascue, A.; López Mazz, J.; Villamarzo, E.; De León, V.; Sotelo, M. y Alzugaray, S. (2009), «La organización de la tecnología lítica de los pobladores tempranos del Este del Uruguay», en *Intersecciones en Antropología*, 10: 63-73.
- Gaspar, M. (2003), «Aspectos da organização social de pescadores-coletores: região compreendida entre Ilha Grande e o delta do Paraíba do Sul, Rio de Janeiro», en *Pesquisas, Antropologia* 59:9-163.
- Geymonat, J. (1995), «Relevamiento arqueológico de la zona costera del departamento de Colonia», en López, J. y Curbelo, C. (eds.), *Arqueología en el Uruguay*, Montevideo, Surcos, pp. 126-133.
- Guida, N. y González, M. (1984), «Evidencias paleoestuarías en el sudeste de Entre Ríos, su evolución con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno Superior y Holoceno», en *Actas del 9º Congreso Geológico Argentino*, S. C. de Bariloche, 3: 577-594.
- Heinrich, H. (1988), «Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years», en *Quaternary Research*, 29: 142-152.
- Hesp, P.; Dillenburg, S.; Barboza, E.; Tomazelli, L.; Ayup-Zouain, R.; Esteves, L.; Gruber, N.; Toldo, Jr., E.; Tabajara, L. y Clerot, L. (2005), «Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil», en *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77(3): 493-508.
- Inda, H. (2009), *Paleolimnología de cuerpos de agua someros del sudeste del Uruguay: evolución holocénica e impacto humano*. tesis de Maestría, Montevideo, Pedeciba, Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, 147 pp.
- _____ (1999), *Los grupos Alfareros de los Grandes Ríos*, tesis de Pasaje de Curso Metodología y Técnicas de Investigación Arqueológica, Montevideo, Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación de la Universidad de la República, 95 pp.
- _____ y del Puerto, L. (2007), «Antracología y Subsistencia: Paleoetnobotánica del Fuego en la Prehistoria de la Región Este del Uruguay. Puntas del San Luis, Paso Barrancas, Rocha, Uruguay»; en Marconetto, Babot, P. y Oliszewski, N. (org.), *Paleoetnobotánica del Cono Sur: Estudios de casos y propuestas metodológicas*, Córdoba, Ferreyra Editor, pp. 137-152.
- Inda, H.; del Puerto, L.; Castiñeira, C.; Capdepon, I. y García, F. (2006a), «Aprovechamiento prehistórico de recursos costeros en el litoral atlántico uruguayo», en Menafrá, R.; Rodríguez, L.; Scarabino, F. y Conde, D. (eds.), *Bases para la Conservación y el Manejo de la Costa Uruguay*, Montevideo, Vida Silvestre Uruguay, pp. 661-667.

- Inda, H.; García-Rodríguez, F.; del Puerto, L.; Acevedo, V.; Metzeltin, D.; Castiñeira, C.; Bracco, R. y Adams, J. B. (2006b), «Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon, southern Uruguay», en *Journal of Paleolimnology*, 35: 699-713.
- Isla, F. (1989), «Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere», en *Quaternary Science Reviews*, 8: 359-368.
- Johnson, E.; Politis, G. y Guttierrez, M. (2000), «Early Holocene Bone Technology at the La Olla 1 Site, Atlantic Coast of the Argentine Pampas», en *Journal of Archaeological Science*, 27: 463-477.
- Kern, A. (1990), «Grupos pre-históricos de caçadores-coletores da floresta subtropical», en *Revista do CEPA*, 17(20): 101-128.
- López, J. (1995), «El fósil que no guía y la formación de sitios costeros», en En: *Arqueología uruguaya*. Consens, M., López, J. y Curbelo, C. (eds.) 92-104. Editorial Surcos, Montevideo.
- _____ y Villamarzo, E. (2009), «Explotación intensiva de recursos marinos: el caso del Este de Uruguay», en López, J. y Gascue, A. (comps.), *Arqueología prehistórica uruguaya en el siglo XXI*, Montevideo, Biblioteca Nacional y Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación de la Universidad de la República, pp. 13-26.
- López, J. y Iriarte, J. (2000), «Relaciones entre el Litoral Atlántico las Tierras Bajas», en Durán, A. y Bracco, R. (eds.), *Arqueología de las Tierras Bajas*, Montevideo, Ministerio de Educación y Cultura, pp. 39-48.
- López, J.; Gascue, A. y Piñeiro, G. (2010), «Flint procurement strategies of the early hunterh-gatherers of Eastern Uruguay», en *2nd International conference of the UISPP commission on flint mining in pre-and protohistoric times*, Madrid, en prensa.
- López, J.; Gascue, A. y Moreno, F. (2009a), «Arqueología de los «cerritos costeros» en el sitio Estancia La Pedrera», en López, J. y Gascue, A. (comps.), *Arqueología prehistórica uruguaya en el siglo XXI*, Montevideo, Biblioteca Nacional y Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación de la Universidad de la República, pp. 67-84.
- López, J.; Moreno, F.; Villamarzo, E. y Gascue, A. (2009b), «Apuntes para una Arqueología Costera y del Cabo Polonio», en López, J. y Gascue, A. (comps.), *Arqueología prehistórica uruguaya en el siglo XXI*, Montevideo, Biblioteca Nacional y Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación de la Universidad de la República, pp. 39-66.
- López, J.; Piñeiro, G.; Castiñeira, C. y Gascue, A. (1997), «Ocupación humana en el litoral atlántico del Uruguay: aproximación paleoambiental al conocimiento de los sitios costeros. Sitio 'La Esmeralda'», en *Jornadas de Antropología de la Cuenca del Plata. Segundas Jornadas de Etnolingüística. Arqueología y Bioantropología*, Tomo III: 28-34.
- Loponte, D. y Acosta, A. (2008), «El registro arqueológico del tramo final de la cuenca del Plata», en Loponte, D. y Acosta, A. (comps.), *Entre la tierra y el agua. Arqueología de humedales de Sudamérica*, Buenos Aires, Editorial Libros del Riel, pp. 125-164.
- Maeso, C. (1977), *Investigaciones Arqueológicas*, Montevideo, Imprenta Don Bosco.
- Martin, L. y Suguio, K. (1992), «Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach ridge plains associated with river mouths: example from the Central Brazilian Coast», en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 119-140.
- Martínez, E.; Cabrera, L.; Curbelo, C. y Fusco, N. (1992), «Relevamiento arqueológico de la costa Oeste de Montevideo», en *Primeras Jornadas de Ciencias Antropológicas en el Uruguay*, Montevideo, Museo Nacional de Antropología, pp. 131-136.
- Mayewski, P.; Rohling, E.; Stager, C.; Karlén, K.; Maasch, K.; Meeker, L.; Meyerson, E.; Gasse, F.; van Kreveland, S.; Holmgren, K.; Lee-Thorp, J.; Rosqvist, G.; Rack, F.; Staubwasser, M.; Schneider, R. y Steig, S. (2004), «Holocene climate variability», en *Quaternary Research*. 62: 243-255.

- Meneghin, U. (2006), «Un nuevo registro radiocarbónico (C-14) en el yacimiento Urupez II, Maldonado, Uruguay», en *Orígenes*, 5: 1-7.
- _____. (2005), «Yacimientos arqueológicos tempranos del Uruguay», en *Orígenes*, 3: 1-24.
- Miotti, L. (2006). «La fachada Atlántica, como puerta de ingreso alternativa de la colonización humana de América del Sur durante la transición Pleistoceno-Holoceno», en López, J.; Polaco, O.; Ramírez, G. y Hernández, R. (eds.), *2º Simposio Internacional del Hombre temprano en América*, México, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, pp. 155-189.
- Moreno, F. (2005), *Estudio arqueofaunístico (vertebrados) del sitio arqueológico La Esmeralda (litoral atlántico uruguayo)*, tesina de Doctorado, UAB, 189 pp.
- Panario, D. y Piñeiro, G. (1993), *Dinámica sedimentaria y geomorfológica de dunas y playas en Cabo Polonio, Rocha*, Montevideo, UNCIEP, Universidad de la República.
- Penino, R. y Sollazo, A. (1927), «El paradero charrúa del puerto de Las Tunas y su alfarería», en *Revista. Sociedad de Amigos de la Arqueología*, 1: 151-160.
- Perlman, S. (1980), «An optimum diet model, coastal variability and hunter-gatherer behavior», en *Advances in Archaeological Method and Theory*, 3: 257-310.
- Pintos, S. (1999), «Túmulos, caciques y otras historias. Cazadores recolectores complejos en la Cuenca de la laguna de Castillos, Uruguay», en *Complutum*, 10: 213-226.
- Politis, G. (1984), «Climatic variations during historical times in Eastern Buenos Aires Pampas, Argentina», en *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 2: 133-159.
- _____.; Messineo, P. y Kaufman, C. (2004), «El poblamiento temprano de las llanuras pampeanas de Argentina y Uruguay», en *Complutum*. 15: 207-224.
- Rabassa, J.; Brandani, A.; Salemme, M. y Politis, G. (1987), «La Pequeña Edad del Hielo (Siglos XVII a XIX) y su posible influencia en la aridización de áreas marginales de la Pampa Húmeda (Prov. de Bs. As.)», en *Actas de las Primeras Jornadas Geológicas de la Provincia de Buenos Aires*: 559-577, Tandil.
- Renfrew, C. y Bahn, P. (1991), *Archaeology. Theories, Methods and Practice*, Thames and Hudson.
- Sassaman, K. (2004), «Complex Hunter-Gatherers in Evolution and History: A North American Perspective», en *Journal of Archaeological Research*, 12(3): 227-280.
- Silva, L. (1973), «Presentación Arqueológica del departamento de Colonia (Uruguay)», en *Primer Congreso Nacional de Arqueología-Segundo Encuentro de Arqueología del Interior*, Río Negro, Museo Municipal de Historia Natural de Río Negro.
- Stothert, K. (1985), «The preceramic Las Vegas culture of coastal Peru», en *American Antiquity*, 50: 613-637.
- Suárez, R. (2003), «Paleoindian components in north Uruguay: New data on early human occupations of the Late Pleistocene and Early Holocene», en Miotti, L.; Salemme, M. y Flegenheimer, N. (eds.), *Where the south winds blow*, Austin, Center for the Study of the First Americans, pp. 29-36.
- _____. (2002), «Investigaciones paleoindias en Uruguay: estado actual del conocimiento y recientes investigaciones en la localidad arqueológica Pay Paso (Río Cuareim, Dpto. Artigas)», en Mazzanti, D.; Berón, M. y Oliva, F. (eds.), *Del mar a los salitrales, Diez mil años de Historia pampeana en el umbral del tercer milenio*, Buenos Aires, pp. 311-326.
- Tomazelli, L. (1990), «Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da provincia costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico», Ph.D. Thesis, Porto Alegre, Universidad Federal de Río Grande del Sur, 270 pp.
- van Andel, T. (1989), «Late Pleistocene sea levels and human exploitation of the shore and shelf of southern South Africa», en *Journal of Field Archaeology*, 16: 133-155.
- Veth, P. (1993), «The Aboriginal occupation of the Montebello Islands, northwest Australia», en *Australian Aboriginal Studies* 2: 39-47.

- Viaroli, P.; Lasserre, P. y Campostrini, P. (2007), «Lagoons and Coastal Wetlands in the Global Change Context: Impacts and Management Issues», en *Hydrobiologia*, Vol. 577: 1-168.
- Wickler, S. y Spriggs, M. (1988), «Pleistocene human occupation of the Solomon Islands, Melanesia», en *Antiquity*, 62: 703-707.
- Yesner, D. (1980), «Maritime hunter-gatherers: Ecology and prehistory», en *Current Anthropology*, 21: 727-735.

Direcciones de los autores

- Janine Adams:* Botany Department, Nelson Mandela Metropolitan University, South Africa, <Janine.Adams@nmmu.ac.za>
- Yaci Alvarez:* Instituto Oceanográfico, Universidad de San Pablo, Brasil, <yaci.oceano@gmail.com>
- Jorge Baeza:* Instituto de Antropología, FHCE, Udelar, Uruguay, <edithmao07@hotmail.com>
- Adriana Blasi:* Conicet, División Mineralogía y Petrología, Museo de La Plata, UNLP, Argentina, <ablasi@fcnym.unlp.edu.ar>
- Jorge Bossi:* Facultad de Agronomía, Udelar, Uruguay, <jbossi@fagro.edu.uy>
- Roberto Bracco Boksar:* Laboratorio Datación ^{14}C , Cátedra de Radioquímica, Facultad de Química, Udelar; Instituto de Antropología, FHCE, Udelar; Museo Nacional de Historia Natural y Antropología, MEC, Uruguay, <braccoboksar@montevideo.com.uy>
- Ernesto Brugnoli:* Sección Oceanología, Instituto de Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <ebo@fcien.edu.uy>
- Leticia Burone:* Sección Oceanología, Instituto de Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <lburone@gmail.com>
- Irina Capdepon:* Museo Nacional de Antropología, Ministerio de Educación y Cultura (MEC), Uruguay, <iracap@yahoo.com.ar>
- Carola Castiñeira:* División Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP, Argentina, <carolac2004@yahoo.com>
- Viviana Centurión:* Sección Oceanología, Instituto de Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <vivianacenturion@gmail.com>
- Alejandro D'Anatro:* Departamento de Ecología y Evolución, Facultad de Ciencias, Udelar, <passer@fcien.edu.uy>
- Laura del Puerto:* Museo Nacional de Antropología, MEC, Uruguay, <lau2phy@yahoo.com>
- Felipe García-Rodríguez:* Sección Oceanología, Instituto de Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <felipe.garciaarodriguez@gmail.com>
- Andrés Gascue:* Instituto de Antropología, Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación (FHCE), Udelar, Uruguay, <papaso@adinet.com.uy>
- Nuette Gordon:* Botany Department, Nelson Mandela Metropolitan University, South Africa, <nuettenuette@saeon.ac.za>
- Ofelia Gutiérrez:* Unciep, Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <gutierrez.ofelia@gmail.com>
- Hugo Inda:* Grupo de Investigación: Ecología y Rehabilitación de Sistemas Acuáticos, Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <hif@adinet.com.uy>
- Enrique P. Lessa:* Departamento de Ecología y Evolución, Facultad de Ciencias, Udelar, <lessa@fcien.edu.uy>
- Rubens Cesar Lopes:* Instituto Oceanográfico, Universidad de San Pablo, Brasil, <rfigueira@usp.br>
- Sergio Martínez:* Departamento de Evolución de Cuencas, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <smart@fcien.edu.uy>
- Néstor Mazzeo:* Grupo de Investigación: Ecología y rehabilitación de sistemas acuáticos, Departamento de Ecología, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <mazzeobeyhaut@yahoo.com>
- Silvia Helena de Mello e Sousa:* Instituto Oceanográfico, Universidad de San Pablo, Brasil, <smsousa@io.usp.br>

Michel Michaelovitch de Mahiques: Instituto Oceanográfico, Universidad de San Pablo, Brasil, <mahiques@usp.br>

Dominique Mourelle: Laboratorio de Paleoecología y Palinología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina, <domodica@gmail.com>

Pablo Muniz: Sección Oceanología, Instituto de Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <pmmaci@fcien.edu.uy>

Alejandra Ortiz: Facultad de Agronomía, Udelar, <aortiz@fagro.edu.uy>

Daniel Panario: Unidad de Ciencias de la Epigénesis (Unciep), Instituto de Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <panari@fcien.edu.uy>

Adriana Rodríguez: Grupo de Investigación: Ecología y rehabilitación de sistemas acuáticos, Departamento de Ecología, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <arodriguezfernandez@gmail.com>

Alejandra Rojas: Departamento de Evolución de Cuencas, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <alejandra@fcien.edu.uy>

Peter Sprechmann: Sección Paleontología, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <sprechma@chasque.net>

Natalia Venturini: Sección Oceanología, Instituto de Ciencias Ambientales, Facultad de Ciencias, Udelar, Uruguay, <rulo@fcien.edu.uy>

Gabriela Wlasiuk: Arizona Center for the Biology of Complex Diseases, University of Arizona, Estados Unidos <wlasiuk@email.arizona.edu>

Datos de los revisores

Guillermo D'elia, Universidad de Concepción, Dpto. Zoología, Casilla 160-C, Concepción, Chile, 56-(41)2207324, Fax 56-(41) 2 238982. E-mail: <guillermo@udec.cl>, <<http://www.natura.udec.cl/departamentos/zoologia/html/docentes/delias.htm>>

Claudio De Francesco, Investigador Adjunto, Conicet, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina. E-mail: <cgdefra@mdp.edu.ar>, <<http://ar.linkedin.com/pub/claudio-de-francesco/16/21/59b>>

Claudio Gaucher, Sección Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Iguá 4225, 11400 Montevideo, Uruguay. E-mail: <gaucher@chasque.net>, ><http://www.anii.org.uy/cvuy/SNI2008/Ciencias%20Naturales%20y%20Exactas/Ciencias%20de%20la%20Tierra%20y%20relacionadas%20con%20el%20Medio%20Ambiente/Claudio%20Gaucher%20Pepe.pdf>>

Gabriela Hassan, Universidad Nacional de Mar del Plata, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Centro de Geología de Costas y Del Cuaternario - MDPFunes 3350, Laboratorio de Paleocología, Mar del Plata, General Pueyrredón, 7600, Buenos Aires, Argentina. E-mail: <gabyhassan@hotmail.com>, <<http://www.mdp.edu.ar>>

Daniel Loponte, Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano, 3 de Febrero 1378 - C1426BJN Ciudad de Buenos Aires, República Argentina, E-mail: dashtown@gmail.com, <http://www.inapl.gov.ar/invest/arqueologia_region_pampeana/equipo/lo-ponte_cv_ampliado.pdf>

Silvina Stutz, Universidad Nacional de Mar del Plata-MDP, Buenos Aires, Argentina. E-mail: <smstutz@mdp.edu.ar>, <http://palino.gl.fcen.uba.ar/palino_en_argentina.htm>

Alejandro D'Anatro es Licenciado en Ciencias Biológicas de la Udelar, Magíster en Ciencias Biológicas del Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas (Peduciba) en el subárea de Zoología. Es asistente en la Feien, y candidato a investigador en el Sistema Nacional de Investigadores (SNI).

Daniel Panario es Ingeniero Agrónomo egresado de la Udelar, profesor titular de la Feien, e investigador Nivel I del SNI.

Felipe García Rodríguez es Licenciado en Ciencias Biológicas egresado de la Udelar, Master of Science de la University of Port Elizabeth (República de Sudáfrica), Doctor en Ciencias Biológicas del subárea Ecología por el Peduciba y el Servicio de Intercambio Académico Alemán (DAAD), y Posdoctorado en la Nelson Mandela Metropolitan University (República de Sudáfrica). Es profesor adjunto en la Feien de la Udelar, investigador nivel II del SNI, e investigador grado 4 del Peduciba.

Hugo Inda es Licenciado en Ciencias Antropológicas con especialización en Arqueología y Magíster en Ciencias Biológicas del Peduciba en el subárea de Ecología-Paleoecología. Es asistente en el Departamento de Ecología y Evolución en el Centro Universitario Regional Este (CURE) de la Udelar y candidato a investigador en el SNI.

Jorge Bossi es Ingeniero Químico egresado de la Udelar y Doctor en Geología aplicada y prospección minera por la Université de Nancy I (Francia). Es profesor titular de la Facultad de Agronomía de la Udelar, investigador nivel III del SNI, investigador grado 5 del Peduciba.

Laura del Puerto es Licenciada en Ciencias Antropológicas con especialización en Arqueología de la Udelar y Magíster en Ciencias Biológicas del Peduciba en el subárea de Ecología-Paleoecología. Es asesora XII del Ministerio de Educación y Cultura (MEC), asistente en el CURE de la Udelar, y candidata a investigadora en el SNI.

Leticia Burone es Licenciada en Ciencias Biológicas de la Udelar, y Magíster, Doctorada y Posdoctorada en Oceanografía en el Instituto Oceanográfico de la Universidad San Pablo. Es profesora adjunta en la Feien, investigadora nivel I del SNI, e investigadora grado 3 del Peduciba.

Roberto Bracco es Licenciado en Ciencias Antropológicas con especialización en Arqueología de la Udelar. Es profesor adjunto en la Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación (Udelar), encargado del Laboratorio de Radioquímica de la Facultad de Química (Udelar), e investigador del MEC.

Sergio Martínez es Licenciado en Ciencias Biológicas de la Udelar, y Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires (UBA). Es profesor agregado en la Feien de la Udelar, investigador nivel II del SNI, e investigador grado 4 del Peduciba.

