



**Relación entre oscilaciones del nivel del mar  
y los cambios sedimentológicos  
de la Laguna Castillos durante el Holoceno**



**Carolina Segura**

**Orientadores: Felipe García-Rodríguez, Roberto Bracco**

Tesis de grado, Licenciatura en Ciencias Biológicas-  
Profundización en Ecología. Oceanografía y Ecología Marina.  
Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales.  
MONTEVIDEO 2012

# ÍNDICE

Título.....	1
Índice.....	2
Resumen.....	3
Lista de tablas .....	4
Lista de figuras.....	4
Abreviaturas.....	5
Introducción.....	6
<i>Hipótesis</i> .....	8
<i>Objetivo general</i> .....	8
<i>Objetivos específicos</i> .....	9
Materiales y métodos.....	9
<i>Área de estudio</i> .....	9
<i>Metodología</i> .....	10
Resultados.....	14
Discusión.....	22
<i>Discusión correlación</i> .....	25
<i>Consideraciones finales</i> .....	26
Agradecimientos.....	26
Bibliografía.....	27

## RESUMEN

Se utilizaron registros sedimentarios de la Laguna de Castillos para desprender los cambios en la composición sedimentológica en relación a las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno. El objetivo general de este trabajo fue inferir los cambios morfológicos relacionados con las variaciones del nivel del mar. Para ello, se utilizaron 33 muestras provenientes de 6 perforaciones, sobre las que se realizaron análisis granulométrico e identificación del material biogénico fósil de moluscos y diatomeas para derivar los cambios en los niveles de paleosalinidades. Se realizaron dataciones por la técnica de carbono 14, las cuales produjeron edades entre 5190 a  $^{14}\text{C}$  AP y 1680 a  $^{14}\text{C}$  AP. Las unidades litológicas basales se caracterizaron por dominancia de sedimentos finos y diatomeas dulceacuícolas, con una edad previa al 5190 a  $^{14}\text{C}$  AP, que por sus características texturales y sedimentológicas en conjunto con la edad se relaciona con la Formación Dolores. Las unidades Barra de Arazati I y Cresta del Negro 3 II produjeron edades aproximadas al 5000 a AP, con presencia de moluscos marinos, sedimentos de arena gruesa, y baja presencia de diatomeas, indicando el máximo transgresivo del Holoceno. A continuación se estableció una fase regresiva, con un incremento de aporte continental, y un descenso de los niveles de salinidad, evidenciada en Cresta del Negro 3 III, Barra Silva 1 II, Cresta del Negro 4 III. Las unidades Barra Silva 1 III y VI, Cresta del Negro 4 IV y Campos de Serveto III, evidencian la fase regresiva del 2000 a AP, donde aparecen los depósitos aluviales del actual Arroyo Valizas, con presencia de sedimentos de menor tamaño, permitiendo inferir que la conexión con el océano deja de ser directa y se hace angosta e intermitente. El depósito Campos de Serveto 3 I corresponde épocas más recientes, en las que las condiciones geomorfológicas, de depósito y climáticas son similares a las actuales. Aquí, el incremento de sedimentos finos reflejaría ambientes de menor energía.

En este contexto, durante el máximo transgresivo del Holoceno, en el cual el nivel del mar estuvo *circa* de los 4 msnm el cuerpo de agua se presentaba como una “Joven laguna”. Luego comenzó un periodo de regresión hasta la actualidad, en el cual se produjeron pulsos transgresivos que originaron paleocostas, cerrando la conexión directa de la laguna con el océano hacia el Holoceno tardío, hasta formarse la condición actual, donde la laguna se comunica con el océano indirectamente a través del Arroyo Valizas y mantiene su conexión abierta periódicamente a través de una barra. La ejecución de futuros estudios de enfoque-múltiple permitirá inferir con mayor certeza la dinámica de los paleoambientes y los cambios que condujeron a la situación actual. En este sentido, este trabajo representa un insumo inicial como base para futuras investigaciones sobre geomorfología en el área de la laguna de Castillos, ya que la misma presenta rasgos geomorfológicos excepcionales.

**Palabras clave:** cambios del nivel del mar, Holoceno, lagunas costeras, paleoambientes, sedimentos.

## Lista de Tablas

**Tabla 1.** Valores de los ambientes estimados usando funciones discriminantes.  $Y_2 < 65.365$  sugiere un depósito de playa,  $Y_2 > 65.365$  corresponde a un depósito de mar somero agitado.  $Y_3 < -7.419$  identifica un depósito fluvial y  $Y_3 >$  corresponde a un mar marino somero (Cúpol-Magaña, 2006).

**Tabla 2.** Listado taxonómico de especies (géneros) de diatomeas presentes en los perfiles analizados clasificadas por su abundancia (D: dominante; F: frecuente; R: rara; A: ausente) y dominio. Referencia: Unidad litoestratigráfica (UN. LITOEST.). El indicador se clasificó como: Dulceacuícola (D); Estuario (E); Marino (M); Sedimento arenoso (SA); Sedimento costero (SC); Terrestre (T); Distribución mundial (DM) (Frenguelli, 1935, 1945; Round, 1990)

**Tabla 3.** Unidades litológicas con su denominación, edades  $^{14}\text{C}$  y su respectiva calibración. (Reimer et al. 2009; Calib 6.0).

## Lista de figuras

**Figura 1.** Área de estudio Laguna de Castillos. a) América del Sur. b) Uruguay. c) Laguna de Castillos imagen satelital (LANDSAT, 2000); BA1, Barra de Arazatí; IR3 y IR4, Cresta del Negro; BRSIII\_1, Barra Silva; BRSIII\_2 y BRSIII\_3, Campos de Serveto.

**Figura 2.** Geología del área de estudio, Laguna de Castillos.

**Figura 3.** Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo BA 1. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico.

**Figura 4.** Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo BRSIII\_1. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico.

**Figura 5.** Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo BRSIII\_2. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico.

**Figura 6.** Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo BRSIII\_3. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico.

**Figura 7.** Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo IR3. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico.

**Figura 8.** Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo IR4. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico.

**Figura 9.** Correlación cronoestratigráfica, basada en testigos procedentes de la Laguna Castillos con sus respectivas edades y su correspondencia con la curva del nivel del mar.

## Abreviaturas

**AP**.....Antes presente  
**a**..... Años  
**msnm**.... Metros sobre el nivel del mar  
**Ma**.....Millones de años  
**Ka**.....Mil años  
**Ca**.....Cerca  
**<sup>14</sup>C**.....Carbono 14  
**S**.....Sur  
**W**.....Oeste  
**Izq**.....Izquierda  
**Der**.....Derecha

## INTRODUCCIÓN

El nivel del mar ha variado a diferentes escalas temporales, desde segundos hasta millones de años (Church *et al.*, 2001; Cronin, 2012). Las variaciones del nivel del mar son consecuencia de complejas interacciones entre el nivel de la superficie de los océanos y la tierra emergida adyacente (Suguio, 1999, Cronin, 2012). Estos cambios pueden ser producidos por mareas, eventos de tormentas episódicos, transgresiones y regresiones, presentando diferente grado de amplitud sobre su acción en la morfología costera (Pardo Pascual & Sanjaume Saumell, 2001; Sánchez-Arcilla & Jiménez, 1994). Así, Mörner (2003) introduce el concepto de “nivel relativo del mar” según el cual las variaciones de éste son diacrónicas alrededor del mundo. Durante los últimos 2.5 Ma, el nivel de los océanos ha ascendido y descendido en los interglaciales y glaciales respectivamente. La primera fase de la última glaciación comenzó hace aproximadamente 115ka AP y el nivel medio del mar se situó ca 20 msnm actual. El mayor descenso glacioeustático se observa hace 26ka AP, como consecuencia de una mayor retención de agua en los mantos de hielo continental y el nivel del mar se situado ca 120m por debajo del actual (Siddall *et al.*, 2003).

El Holoceno es la época más reciente del tiempo geológico y se corresponde con el final de la última glaciación e instalación del interglacial actual, (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 varía alrededor del mundo. Por tal motivo, por convención se ha establecido ese límite en 10.000 años <sup>14</sup>C AP o aproximadamente 11.450 años AP (del Puerto *et al.*, 2006, Smith *et al.*, 2011). En el caso de la costa atlántica de América del Sur para el Pleistoceno final-Holoceno, el nivel del mar experimentó sucesivas transgresiones y regresiones que pueden resumirse en las siguientes cuatro etapas: (i) antes del 16000 a AP el nivel del mar hubiera estado 150 m por debajo del nivel actual, existiendo una amplia planicie costera con ríos que avanzaban hasta el borde de la plataforma; (ii) alrededor de 8000 a AP el nivel del mar se encontraría 18m por debajo del nivel actual, pero con un aumento en la velocidad de ascenso; (iii) entre 7000 y 5000 a AP el nivel del mar hubiera alcanzado su máximo durante el Holoceno, se depositó arena en la costa y se formaron barras arenosas en la plataforma continental. En este entonces, el mar ocupó tierras bajas, formándose un sistema de bahías salobres someras. Se acumuló arena en cordones litorales, se elevaron los perfiles de playa y se favoreció el desarrollo de barreras en la boca de las bahías; y (iv) desde el 5000 a AP al presente se habrían alternado fases erosivas y constructivas (dominando estas últimas) que modelaron los campos de dunas costeros, estabilizándose definitivamente los cordones arenosos y los campos de dunas, cerrándose así las bahías y formando las lagunas costeras atlánticas tal cual hoy conocemos (Angulo *et al.*, 2006; Bracco *et al.*, 2011; Cavallotto *et al.* 2004; del Puerto *et al.*, 2006; Isla, 1998; Martin & Suguio, 1992;1998). La correlación encontrada con el modelo regional indica que hubo una fase regresiva constante del nivel del mar en esta zona hasta el 2500 a AP, aunque se sugiere la posible ocurrencia de un proceso local de ingresión marina durante el Holoceno tardío (García-Rodríguez, 2003). Por otra parte, Martin & Suguio (1992) plantean que para

Holoceno medio habrían ocurrido dos eventos de submersión-emersión cortos seguidos (*circa* de los 4ka AP y 2.5ka AP), mientras que Angulo *et al.* (2006), Isla (1989) y Cavalloto *et al.* (2004) proponen un único evento regresivo desde el Holoceno medio hasta llegar al nivel actual (Inda *et al.*, 2011).

Las variaciones del nivel relativo del mar juegan un papel esencial sobre la sedimentación y erosión costera y su geomorfología, presentando diferente morfología una costa en sumersión, la cual se encuentra por debajo del nivel del mar, que una costa en emersión, situada por encima de éste (Martin *et al.*, 1995; Condignotto, 1997; Woodroffe & Murray-Wallace, 2012). Así, los registros del nivel del mar consisten en las posiciones y edades de los restos de las costas anteriores (Lambeck *et al.*, 2002). Para entender las interacciones entre el ambiente marino y los depósitos sedimentarios, es fundamental conocer las características de los sedimentos (Cupul-Magaña *et al.*, 2006). La evidencia granulométrica está dada por el tamaño, forma y color de los sedimentos de los depósitos marinos y éstos dependen en gran medida de la energía del ambiente acuático, que puede variar en función del grado de exposición a las corrientes y a las olas (López & Arellano, 2006). Conocer las características texturales de los sedimentos (tamaño, forma, bordes) aporta importante información sobre su origen, condiciones de transporte y depósito (Folk & Ward, 1957; Morinarioli *et al.*, 2012). El análisis sedimentológico, junto con el análisis estadístico, permite inferir los procesos de sedimentación y la distribución de la granulometría para caracterizar los ambientes sedimentarios (Parrado Román & Achab, 1999; Blott & Pye, 2001; Cupul-Magaña *et al.*, 2006). Los ambientes sedimentarios del pasado se infieren a partir del análisis de las unidades litológicas de perfiles (García-Rodríguez *et al.* 2010, 2011). También se han utilizado asociaciones de bivalvos y gasterópodos en base a los rangos de tolerancia a la salinidad de las especies, clasificándolas en marinas, estuarinas o dulceacuícolas (Rojas, 2007; Jorcin, 1999; Martínez, 2011). Estos moluscos se encuentran dentro de las unidades sedimentarias (Martínez & Rojas, 2006; Fernandez-Jalvo *et al.*, 2011). Las partes duras, antes de ser sepultadas, pueden destruirse por procesos mecánicos como corrientes de agua, viento o el propio transporte (López Martínez & Trujols, 1994; Sprechmann, 1978; Farinati *et al.*, 2008). Martínez & Rojas (2006) establecen dos categorías en base a la asociación de moluscos y tafonomía, correspondiendo la primera a aquellas depositadas en ambientes de alta energía y la segunda a las depositadas en ambientes de baja energía. En este contexto, las diatomeas, organismos unicelulares que poseen esqueleto de sílice, son también muy buenos indicadores ambientales. Dado que necesitan pocos requerimientos de luz, se establecen en ambientes muy diversos (Tingstad *et al.*, 2011). En los sistemas acuáticos, pueden estar asociadas al plancton o a los sedimentos. El estudio taxonómico de estos organismos puede ayudar en las inferencias paleoecológicas y presentan una ventaja importante como indicadores ya que se conservan muy bien como fósiles (Metzeltin & García-Rodríguez, 2003). Así, conjuntos de diatomeas salobres, marinas, dulceacuícolas y los moluscos, pueden ser útiles a la hora de inferir regresiones o trasgresiones marinas (Pirazzoli, 1996; Ng & Sin, 2003; Inda *et al.*, 2006; Hassan *et al.*, 2009; García-Rodríguez, *et al.*, 2010).

Las trasgresiones y regresiones se expresan, en algunos casos, en las unidades estratigráficas y geomorfológicas de las lagunas costeras. Desde el punto de vista morfológico las lagunas costeras suelen aparecer en depresiones contiguas a zonas de agradación, necesitando un fuerte suministro de arena para formar una barra. De esta manera, la formación de lagunas costeras depende de la exposición al mar abierto, las olas, los vientos de tormenta y por último el descenso del nivel del mar, entre otros factores (Ayala-Castañares & Phleger, 1969). Las variaciones del nivel del mar y la formación de cordones litorales permitieron el cerramiento de las barreras arenosas, la proliferación de vegetación fijadora y la elevación del terreno por acumulación de materiales. Si bien los primeros depósitos de origen marino en la costa ocurrieron durante el Cenozoico, el cordón arenoso litoral es Cuaternario y se origina en el desgaste del basamento cristalino, transportado por sistemas fluviales hasta la costa (Barnes, 1980; Christofolletti, 1982). A menor escala, dentro del sistema de lagunas litoral del Uruguay, la Laguna de Castillos, en función de su registro, ha centrado la investigación sobre los cambios holocénicos del nivel del mar. Existen diferentes trabajos que utilizan registros de la Laguna de Castillos para hacer inferencias en el cambio del mar durante el Holoceno (Bracco, 2011; García-Rodríguez, 2002; García-Rodríguez, 2011; Inda *et al.*, 2011; Tomazelli 2000).

## **Hipótesis**

El descenso del nivel del mar que se produce a partir del Holoceno medio y que modeló la evolución de la Laguna de Castillos, más allá de posibles eventos mayores de submersión-emersión, a menor escala, no fue continuo sino que estuvo marcado por pulsos menores

## **Objetivo general**

Para contrastar esta hipótesis, el objetivo general de este trabajo es inferir cómo se sucedieron los cambios morfológicos y cómo se correlacionan con las variaciones del nivel del mar, en la Laguna de Castillos.

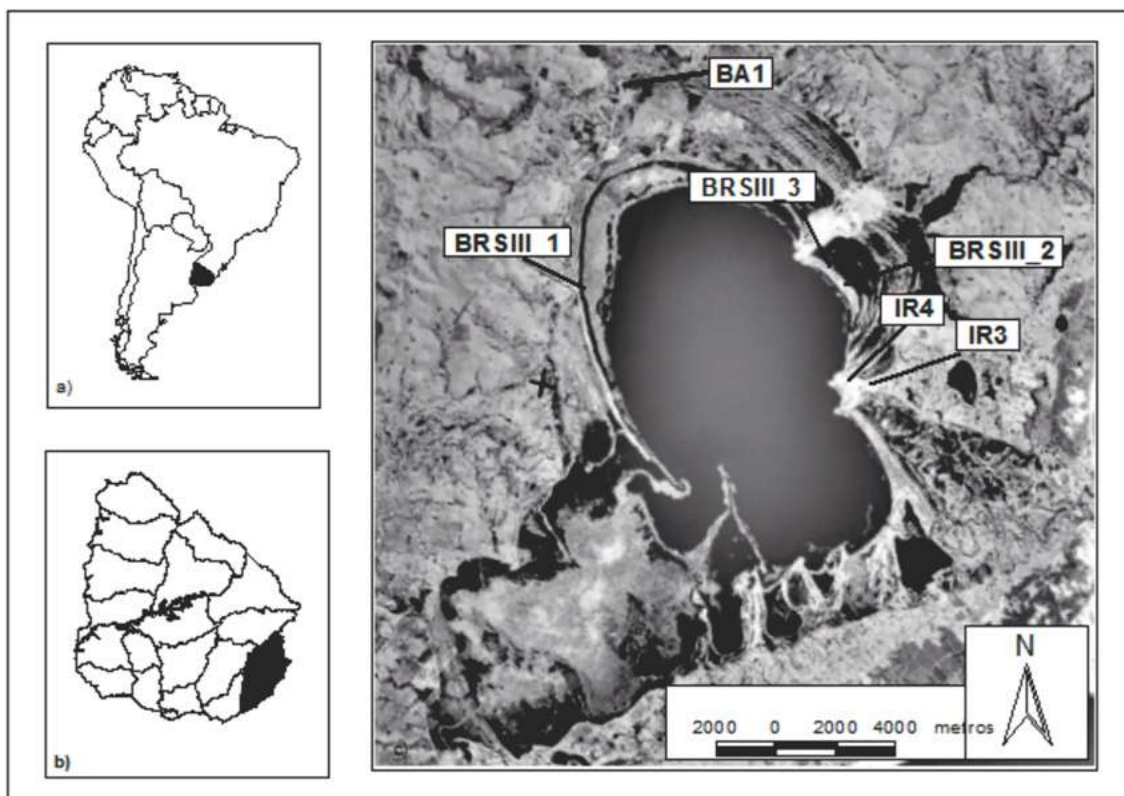


## Objetivos específicos:

- 1- Reconocer cambios paleoambientales en los registros litológicos de los perfiles sedimentarios de la Laguna de Castillos.
- 2- Reconocer cambios en la energía del ambiente a través del análisis granulométrico y textural de los sedimentos.
- 3- Inferir cambios en las paleosalinidades, a partir del análisis taxonómico y tafonómico de moluscos y diatomeas presentes.
- 4- Construir una correlación cronoestratigráfica que permita establecer un modelo de los cambios morfológicos de la laguna.

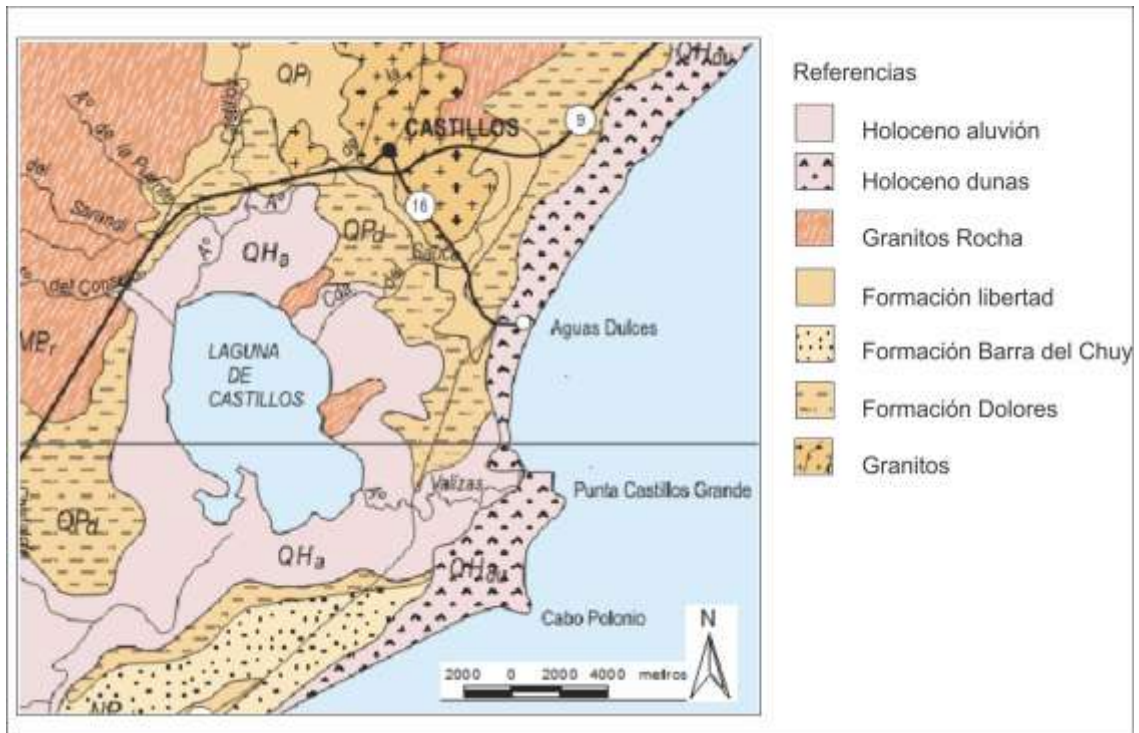
## MATERIALES Y MÉTODOS

### AREA DE ESTUDIO:



**Figura 1.** Área de estudio Laguna de Castillos. a) América del Sur. b) Uruguay. c) Laguna Castillos imagen satelital (LANDSAT, 2000); Puntos de muestreo con su correspondiente nombre; BA1, Barra de Arazatí; IR3 y IR4, Cerro del Negro; BRSIII\_1, Barra Silva; BRSIII\_2 y BRSIII\_3, Campos de Serveto.

## Ubicación y marco geológico



**Figura 2.** Geología del área de estudio, Laguna de Castillos (Preciozzi, 1985).

La Laguna de Castillos ( $34^{\circ}18' S$ ;  $54^{\circ},56' W$ ) ubicada en el Departamento de Rocha, Uruguay, tiene una superficie de  $90 \text{ km}^2$ ; su cuenca es de  $300 \text{ km}^2$  y los tributarios principales son el arroyo Castillos, Don Carlos y Chafalote (figura 1 y 2). Mantiene un nexo a distancia con el océano a través del arroyo Valizas. Es la consecuencia del desarrollo de una pequeña fosa tectónica dentro del zócalo cristalino (540-520 MA), con bordes muy irregulares y afloramientos aislados del basamento. En sus márgenes 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 y han sido asignados 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 (Bracco *et al.*, 2011). Entre cota 10-5msnm, 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 5msnm se reconocen "depósitos modernos" y en el sector sur, la formación Villa Soriano, de edad holocénica (Preciozzi *et al.*, 1985). Por debajo de la cota de 10 msnm, 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, 2) cordones de playa aislados, 3) sistema de barras Arazá y 4) sistemas de cordones de playa (Bracco *et al.*, 2011). A su vez, el área de la laguna está asociada a bañados con grandes praderas inundables, palmares, monte de ombúes y monte ribereño principalmente (Conde *et al.*, 2003). Hacia el sureste se encuentra el campo de dunas de Cabo Polonio formando parte de un área protegida dentro del SNAP, comprendida además dentro de la declaración de Monumento Nacional Costa Atlántica (1942) (Scott & Carbonell, 1986). Las lagunas costeras han sido declaradas Áreas Naturales Protegidas bajo la legislación nacional y por la suscripción de convenciones internacionales. La Laguna de Castillos es Reserva de Fauna desde 1966 (Decreto 266/66), está comprendida dentro de la Reserva de Biosfera de Bañados del Este (MAB-UNESCO) desde 1997 (Decreto 266/966), es área RAMSAR (Ley 15337), desde 1982 y está incluida en el Área Protegida Laguna de Castillos creada en el año 1992 por el Decreto 527/992 (Pezzani, 2007) siendo una zona de especial interés para la conservación de la biodiversidad y el turismo, así como también para la pesca artesanal.

## **Metodología**

Se utilizaron 33 muestras extraídas de 6 perforaciones, siendo éstas: BA 1, Barra “Arazati”; BRSIII\_1, Barra “Silva”; BRSIII\_2, Campos de Serveto; BRSIII\_3, Campos de Serveto; IR3, Cordón 1; IR4, Cordón 2 (figura 1). Estas perforaciones fueron realizadas en una campaña durante el año 2004 por Roberto Bracco en el marco de las investigaciones ambientales que ha realizado el Laboratorio <sup>14</sup>C Uruguay (Ministerio de Educación y Cultura - Cátedra de Radioquímica, Facultad de Química-UdelaR) desde el año 1995.

La altimetría de los puntos se tomó con nivel óptico, a partir del pelo de agua de la laguna, el cual se refirió al punto geodésico de primer orden que se encuentra en la cabecera del puente de Ruta 10 sobre el Arroyo Valizas.

Se realizaron para cada punto de muestreo calicatas de 1.0 x 0.75m. En aquellos casos que la potencia de los depósitos era mayor a 1.0m (o los

perfiles de interés se desarrollaban por mas amplitud), las calicatas se ampliaron a 2.0 x 1.0 m. En cada calicata se hizo un levantamiento estratigáfico. Cada estrato se reconoció por textura (al tacto y utilizando lupa de campo), color y estructura. Las muestras fueron debidamente etiquetadas y transportadas al Laboratorio de Estudios del Cuaternario, UNCIEP (Unidad de Ciencias y Epigénesis), donde fueron guardadas para su posterior análisis y procesamiento.

### **Análisis granulométrico**

De los 6 testigos fueron tomadas 33 muestras, que se realizaron en base a un reconocimiento sedimentológico macroscópico del material en campo, para su posterior análisis granulométrico. Su coloración se estableció "in situ"

Las muestras extraídas se las disgregó en tamizado húmedo para extraer la fracción menor a 62.5 micras (limo-arcilla). Luego, el sedimento se secó a 60°C durante 48 horas y luego fue separado en clases de tamaño con un tamiz eléctrico de mallas de diferente apertura, Fritsch®, modelo Analysette 3. Las clases de tamaño fueron pesadas y expresadas en peso en gramos y porcentaje relativo de unidades  $\phi$ , cuya escala arbitraria se computa por medio de la ecuación:  $\phi = -\log_2$  [diámetro de sedimento (mm)], caracterizando a las muestras según la clasificación de Shepard (1954). (García-Rodríguez, 2002).

Se usó el programa GRADISTAT (Blott, S & Pye, K, 2001) para el análisis estadístico, donde se realizó un análisis en base al tamaño de grano, obteniendo tamaño de grano medio, máximo (según escala de Wentworth), grado de selección de la muestra, la media, desviación estándar y curtosis según Folk & Ward (1957). Se realizo análisis de Cluster para las muestras de sedimentos, usando el programa PAST versión 1.81 (<http://folk.uio.no/ohammer/past>). Los grupos fueron identificados usando el método Morisita y restringido estratigraficamente (Hammer *et al.*, 2008). Se utilizaron estimadores de los ambientes de depósito usados por Cupul-Magaña *et al.* (2006) basados en el análisis de Sahú (1964). Estas funciones discriminantes se usan con el propósito de distinguir entre dos ambientes de depósito particulares. Aquí se usaron dos funciones;  $Y_2 = 15.6534 Mz + 65.709 Ds + 18.10701 Sk + 18.5043 Kg$ , el cual distingue entre depósito de playa y mar somero agitado e  $Y_3 = 0.2852 Mz - 8.7604 Ds - 4.8932 Sk + 0.0483 Kg$ , que

diferencia entre un depósito marino somero y uno fluvial. Donde  $Mz$  es el tamaño medio de grano,  $Ds$  es la desviación estándar,  $Sk$  es la asimetría y  $Kg$  la kurtosis.

### **Análisis biológico**

Se analizó el material biogénico fósil para determinar la presencia de Moluscos (Bivalvos y Gasterópodos). En las muestras que hubo material biológico, éste se guardó en frascos para su posterior análisis en el Laboratorio de la Sección Oceanología (Facultad de Ciencias) donde se analizó el estado del material, observando indicadores de transporte (grado de completitud, bordes, articulación) en aquellos casos que el material fue suficiente. Se utilizaron trabajos basados en la taxonomía actual y del cuaternario (Scarabino, F., 2006 a y b; Sprechmann, 1980) para su identificación y su estudio, estableciendo género y, en algunos casos, especie. Se establecieron grupos de moluscos en base a su rango de tolerancia a la salinidad. En las muestras que se registraron cambios texturales considerables se realizó el estudio taxonómico de diatomeas. Las muestras fueron tratadas con  $Na_2P_2O_7$  para deflocular el sedimento y eliminar posteriormente las arcillas por decantación. Luego se las trató con HCl (10%), para eliminar los carbonatos. Luego fueron tratadas con  $H_2O_2$  (30%) para eliminar la MO y calentadas por dos horas para acelerar la reacción (Metzeltin & García-Rodríguez, 2003). Por último, se concentraron las muestras, mediante el método de Uthermöhl (1958), para luego observar al microscopio óptico (Turabian, 1978). Se realizó análisis cualitativo y a partir de éste se las dividió en grupos en base a su óptimo en salinidad. Las diatomeas fueron identificadas y clasificadas según su dominio e indicador de salinidad de acuerdo Metzeltin y García-Rodríguez (2003), Metzeltin *et al.* (2005) y Round *et al.* (1990).

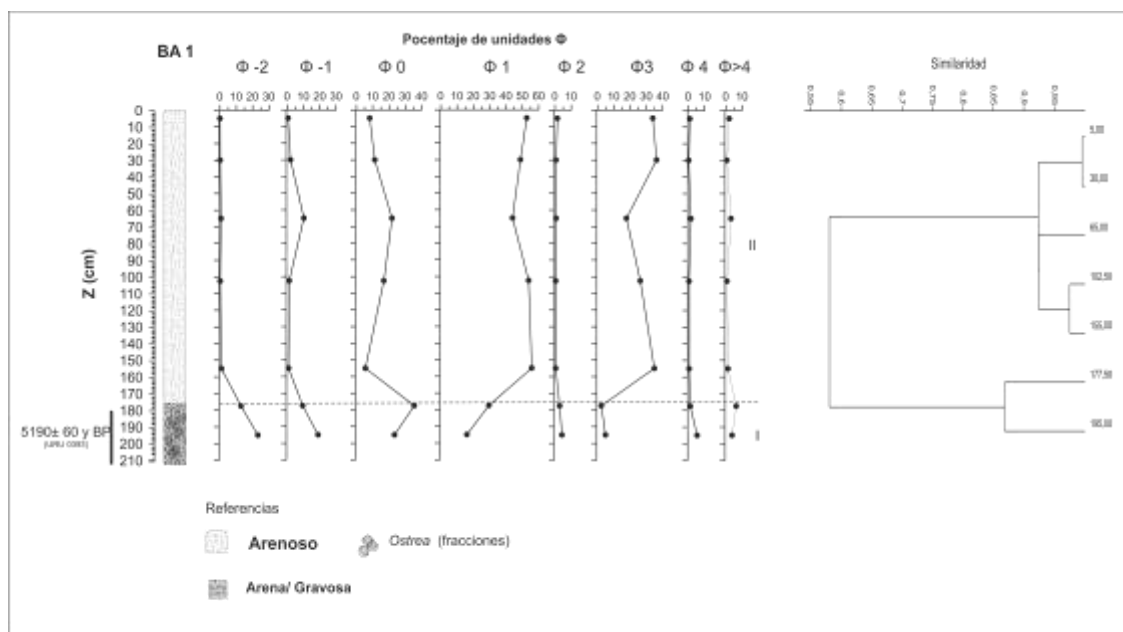
### **Análisis geocronológico ( $^{14}C$ )**

Para determinadas muestras de cada testigo se enviaron a realizar dataciones por la técnica de carbono 14 con el fin de determinar las edades correspondientes de los sedimentos en el Laboratorio  $^{14}C$  de Uruguay (Facultad de Química, Cátedra de Radioquímica – Museo Nacional de Historia Natural y Antropología). Las dataciones se realizaron en aquellas muestras que fueran mono-específicas de valvas, sin evidencias de transporte. Siguiendo la rutina de

laboratorio, las valvas fueron tratadas con HCl diluido para eliminar  $\text{CO}_3^{=}$  alóctono, hasta la pérdida de 30% de su peso original. Siguiendo el método de Noakes (Gupta & Polach 1985) se sintetizó benceno a partir del carbono de las muestras y su actividad  $^{14}\text{C}$  se midió en un contador Packard 1600 TR.

## RESULTADOS

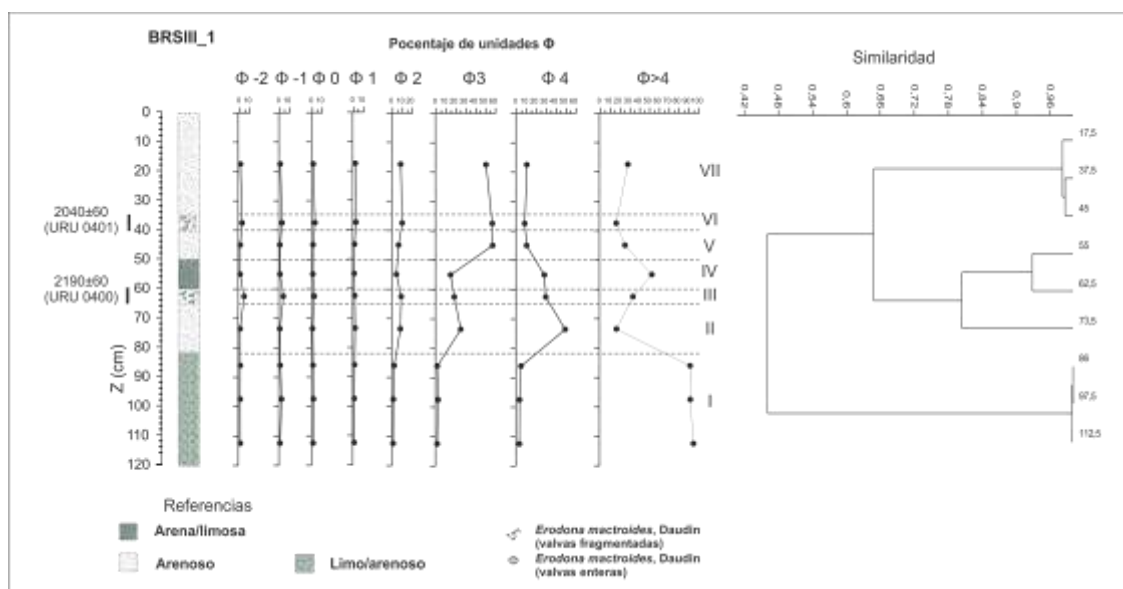
El perfil BA1 (figura 3) se dató por  $^{14}\text{C}$  en la sección basal (180-210cm) y se obtuvo una edad de  $5190 \pm 60$  a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3) correspondiendo al Holoceno medio. En él se identificaron 2 unidades litológicas de acuerdo a cambios en color y textura del sedimento, así como por análisis de *cluster*. La unidad I se compuso de sedimentos gruesos ( $\Phi$  -2, -1 y 0 ~20%), con presencia de valvas de *Ostrea sp.* enteras y fragmentadas, con colores de arena y grava oscuros. En la unidad II disminuyeron los sedimentos gruesos, mostrando un incremento de sedimentos de menor tamaño ( $\Phi$  0 y 1~ 30%). Para esta división litológica de dos unidades, el índice de similitud fue mayor al 85%. La parte basal de la unidad litológica II exhibió predominancia de sedimentos de arena gruesa ( $\Phi$  1~ 60%) y arena finas ( $\Phi$ 3 ~ 40%), mientras que la parte media de la unidad presenta un incremento en tamaño de arena mayor ( $\Phi$  0, ~30%). Por último, los sedimentos superficiales, mostraron un aumento de sedimentos de arena medios y finos ( $\Phi$  1 ~60%,  $\Phi$  3, ~40%) y un decrecimiento en las fracciones de grava y arena gruesa ( $\Phi$  -2, -1, 0 menor al 10%).



**Figura 3.** Izquierda (Izq.): Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo BA 1. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico. Derecha (Der.): análisis de *cluster* para el testigo BA 1 (Hammer *et al.*, 2008)

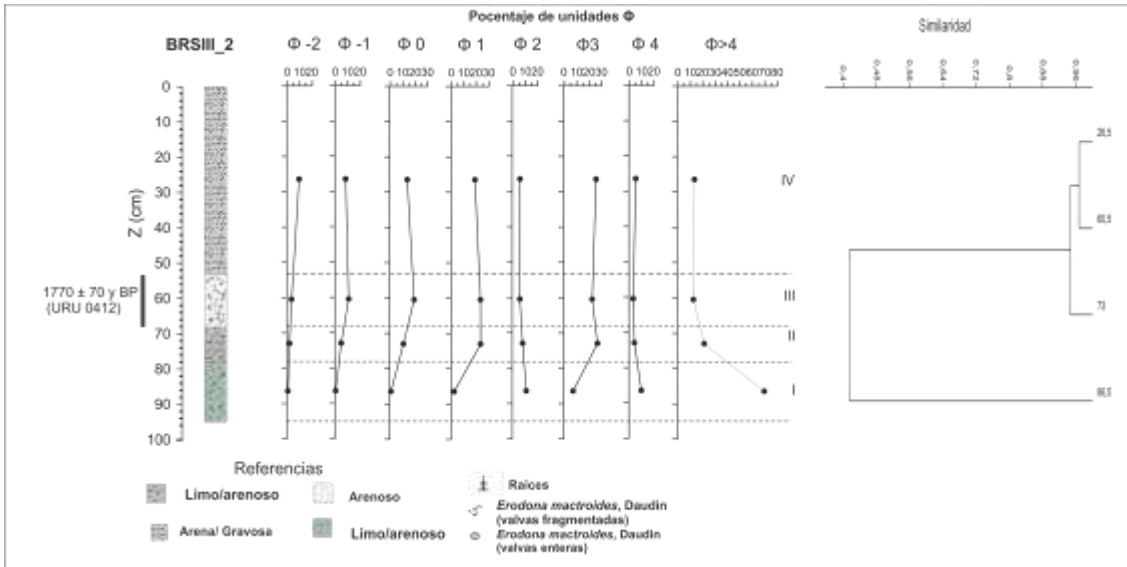
En el perfil BRSIII\_1 (figura 4), con una longitud de 120cm, se identificaron siete unidades litoestratigráficas. La unidad I (basal) estuvo compuesta en casi su totalidad por limos y arcillas ( $\Phi > 4$ , ~ 100%). La unidad II se caracterizó por

sedimentos de arena finos ( $\Phi$  3, ~30% y  $\Phi$  4, ~60%) con disminución marcada de limo y arcilla ( $\Phi > 4$ , ~ 20%). La unidad III (60-65cm) está compuesta por sedimentos de arena fina, limos y arcillas ( $\Phi$  3 ~20%;  $\Phi$  4, ~30%;  $\Phi >4$ , ~ 30%). Su datación produjo una edad de  $2190 \pm 60$  a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3). La unidad IV exhibió mayor presencia de limos y arcillas ( $\Phi$  4, ~30% y  $\Phi > 4$ , ~50%). Los sedimentos aquí manifestaron una coloración verde (GLEY 1-6/5G). En la unidad V, se observó la presencia de arena, con un incremento de arena fina ( $\Phi$  3, ~60%) y decremento de limo y arcilla ( $\Phi >4$ , ~ 25%). En la unidad VI (35-40cm) se hallaron valvas de *Erodona mactroides* (Daudin), las cuales fueron datadas:  $2040 \pm 60$  a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3). En las unidades V, VI y VII se mantuvieron los valores de arena fina, limo y arcilla. En la unidad VII se puede ver un incremento de limo y arcilla ( $\Phi >4$ , ~ 25%). El análisis de *cluster* mostró que, para un 80% de similitud, las unidades litoestratigráficas se separan en 3 grupos bien definidos, siendo estos: la unidad I, las unidades II, III, IV y las unidades V, VI y VII.



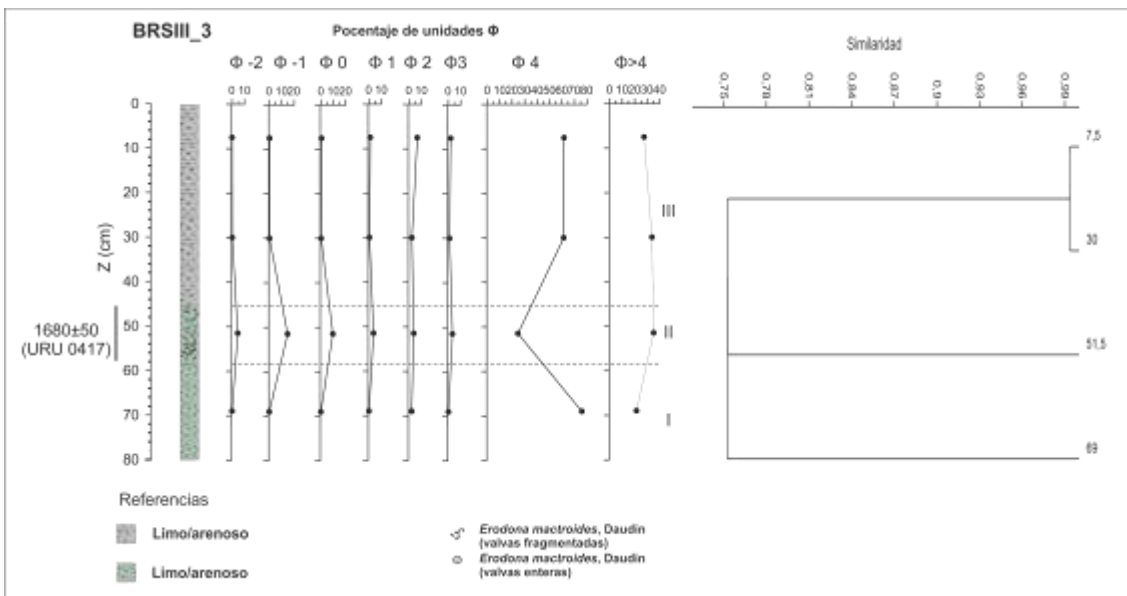
**Figura 4.** Izq.: Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo BRSIII\_1. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico. Der.: Análisis de *cluster* para el testigo BRSIII\_1 (Hammer *et al.*, 2008).

En el perfil BRSIII\_2 (figura 5) de 95cm de longitud, se identificaron cuatro unidades litoestratigráficas. La unidad I estuvo constituida fundamentalmente por limo y arcilla ( $\Phi >4$ , ~ 80%) claramente diferenciable del resto de las unidades, en esta unidad se encontraron escasas valvas de *Erodona mactroides* fragmentadas. La unidad II presenta un incremento en arenas muy finas y medias ( $\Phi$  3, ~30% y  $\Phi$  1, ~30%) con presencia de valvas fragmentadas de *Erodona mactroides*. La unidad III (53-68 cm) fue datada en  $1770 \pm 70$  a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3), presentó valvas fragmentadas y enteras de *Erodona mactroides* con presencia de grava fina, arena gruesa y fina ( $\Phi$  -1, 1 y 3 ~30%), y en una menor proporción limo y arcilla ( $\Phi >4$ , ~ 20%). La unidad IV exhibió un leve aumento en grava fina ( $\Phi$  -2, ~10%). El análisis de *cluster* mostró que, para un índice de similitud de 95%, se pueden diferenciar las cuatro unidades litoestratigráficas.



**Figura 5.** Izq.: Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo BRSIII\_2. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico. Der.: Análisis de *cluster* para el testigo BRSIII\_2 (Hammer *et al.*, 2008).

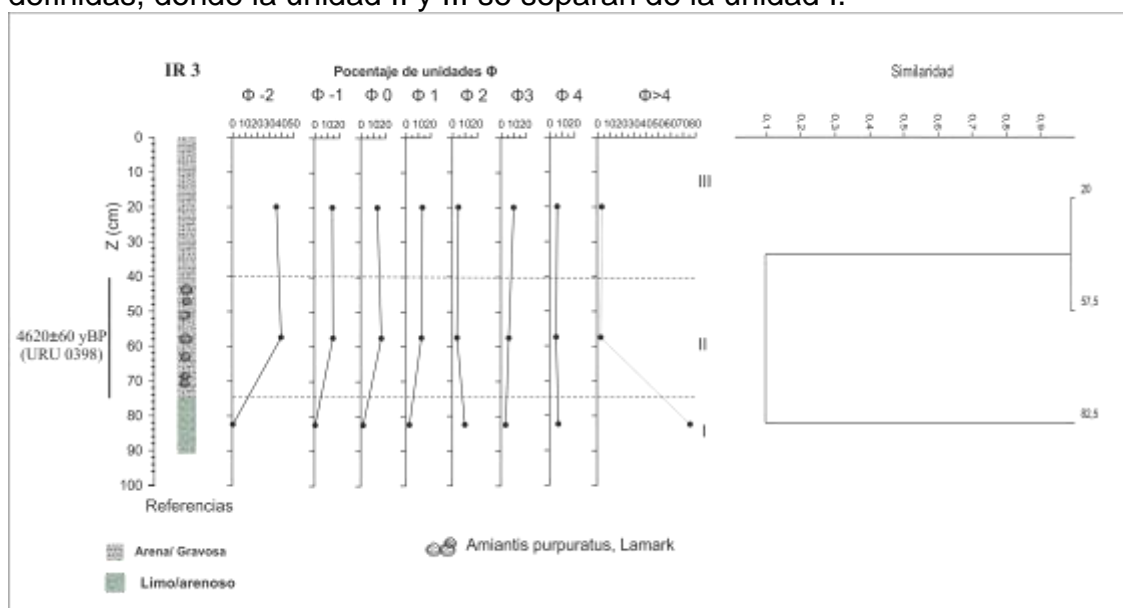
En el perfil BRSIII\_3 (figura 6) con 80cm de potencia, el análisis de *cluster* mostró que para un 75% de similitud pueden identificarse tres unidades litoestratigráficas bien definidas. La unidad I exhibió mayor porcentaje de sedimentos finos ( $\Phi$  4, ~ 80% y  $\Phi >4$ , ~ 20%), con una coloración verde (GLEY 1-6/5G). La unidad II (45-68cm) mostró un aumento en los sedimentos gruesos ( $\Phi$  -2 ~5%,  $\Phi$  -1 ~20% y  $\Phi$  0 ~10%) y una disminución en los sedimentos de arena muy fina ( $\Phi$  4 ~20%). Los fragmentos de valvas de *Erodona mactroides* presentes produjeron una edad de 1680±50 a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3).



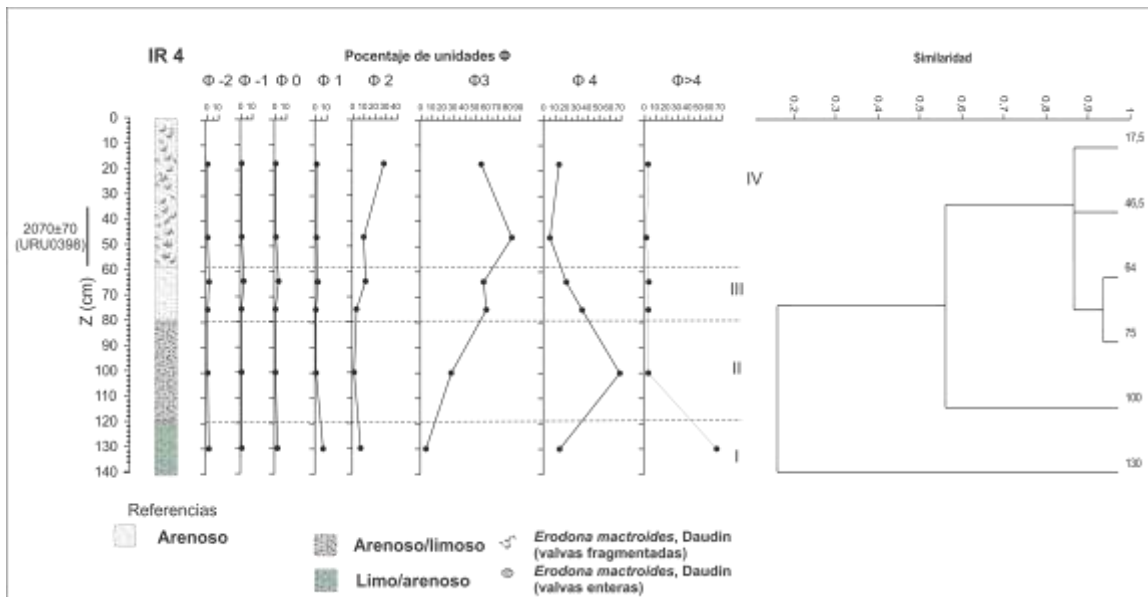
**Figura 6.** Izq.: Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo BRSIII\_3. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico. Der.: Análisis de *cluster* para el testigo BRSIII\_3 (Hammer *et al.*, 2008).



En el perfil IR3 (figura 7), con una potencia de 100cm, se identificaron 3 unidades litoestratigráficas. La unidad I estuvo compuesta por sedimentos verdes (GLEY 1-6/5G), mayoritariamente limos-arcillas ( $\Phi >4$ , ~ 80%). La unidad II presentó valvas enteras de *Amiantis purpuratus* (Lamark) que fueron datadas en  $4620 \pm 60$  a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3), con aumento de los sedimentos de grava fina ( $\Phi -2$  ~50%) y marcada disminución de los limos y arcillas ( $\Phi >4$ , ~ 5%). En la unidad III, similar en cuanto a la composición de sedimentos a la unidad II, no se constató la presencia de valvas. El análisis de cluster mostró que, para un 90% de similitud, pueden observarse 2 grupos de unidades bien definidas, donde la unidad II y III se separan de la unidad I.



En el perfil IR4, de 140cm de longitud, se identificaron 4 unidades litoestratigráficas (figura 8). La unidad I mostró color verde (GLEY 1-6/5G) con predominio de limo-arcilla ( $\Phi >4$ , ~ 70%). La unidad II reveló un aumento en los sedimentos de arena fina ( $\Phi 3$  ~25%,  $\Phi 4$  ~70%) y disminución de lo limo-arcilla ( $\Phi >4$ , ~ 5%). En la unidad III aumentaron los sedimentos de arena finos ( $\Phi 3$  ~50%) y arena media ( $\Phi 2$  ~10%). En la unidad IV se encontraron valvas fragmentadas de *Erodona mactroides* que se dataron entre los 35-60cm de profundidad. Produjeron una edad de  $2070 \pm 70$  a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3). Se observó un aumento en los sedimentos de arena media y fina ( $\Phi 2$  ~10-40%,  $\Phi 3$  ~50-90%). El análisis de *cluster* indica que para un 90% de similitud, se identifican las mismas cuatro unidades litoestratigráficas que las presentes en el testigo.

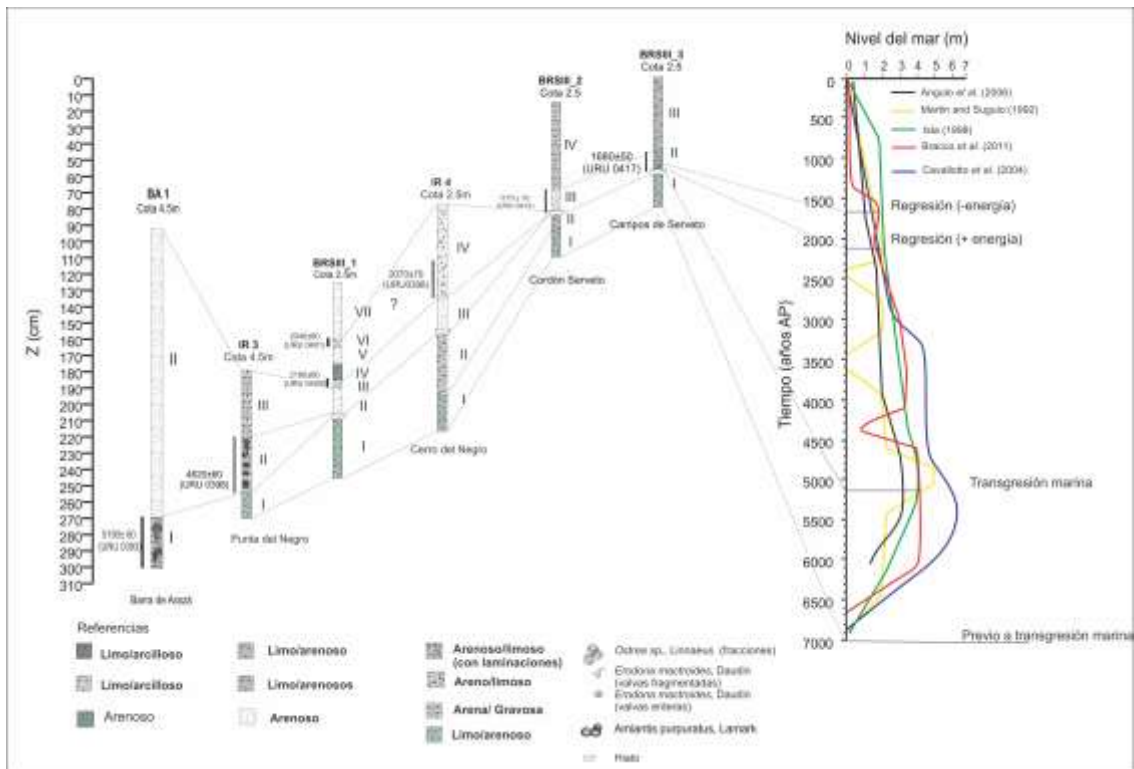


**Figura 8.** Izq.: Distribución vertical de sedimentos (unidades  $\Phi$ ) del testigo IR4. Las unidades litoestratigráficas fueron indicadas con números romanos. Las dataciones  $^{14}\text{C}$  están representadas a la izquierda del gráfico. Der.: Análisis de *cluster* para el testigo IR4 (Hammer *et al.*, 2008).

La correlación cronoestratigráfica (figura 9) muestra una correspondencia entre la unidad I de los perfiles BRSIII\_1, IR4, BRSIII\_2 y BRSIII\_3 donde se aprecia un mayor porcentaje de limos-arcillas de coloración verde (GLEY 1-6/5G). Su ubicación basal en los testigos permite asignarle una edad máxima de 5190 a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3).

La unidad litoestratigráfica I de el perfil BA1 datada en  $5190 \pm 60$  años  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3), presentando ejemplares de *Ostrea*, tiene su correlación en la unidad II del testigo IR 3 datada en  $4620 \pm 60$  años  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3) con ejemplares de *Erodona mactroides*. Asimismo, los hiatos inferidos en los perfiles BRSIII\_1, IR4, BRSIII\_2 y BRSIII\_3, son todos anteriores a los 1700 a AP. Los hiatos del los testigos BRSIII\_3 y BRSIII\_1 son suprayacentes a la unidad litológica basal de cada testigo, a la cual se le reconoce una edad máxima de 5190 a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3). Por otra parte, los hiatos inferidos en el testigo IR4 y BRSIII\_2 son suprayacentes a la unidad litológica II de ambos testigos. Por último, la unidad III y VI presentes en el testigo BRSIII\_1 con edades cercanas a 2190 y 2040 a  $^{14}\text{C}$  AP respectivamente, presentan una analogía con la unidad IV del testigo IR4 datada en  $2070 \pm 70$  a  $^{14}\text{C}$  AP conteniendo ambas fracciones de *Erodona mactroides*.

La unidad III del testigo BRSIII\_2 datado en  $1770 \pm 70$  a  $^{14}\text{C}$  AP presenta una correlación con la unidad II del testigo BRSIII\_3 datado en  $1680 \pm 50$  a  $^{14}\text{C}$  AP (tabla 3).



**Figura 9.** Correlación cronoestratigráfica, basada en testigos procedentes de la Laguna de Castillos con sus respectivas edades y su correspondencia en la curva del nivel del mar.

Las funciones discriminantes usadas en la tabla 1 mostraron que: para la comparación entre ambiente de playa y mar somero agitado ( $Y_2$ ), todas las muestras coinciden con mar somero agitado; en tanto que cuando se utilizó el estimador para diferenciar entre depósito fluvial o marino somero ( $Y_3$ ), casi la totalidad de las muestras mostró ser de un depósito fluvial, a excepción de aquellas marcadas con celeste que revelaron ser depósitos de mar somero.

**Tabla 1.** Valores de los ambientes estimados usando funciones discriminantes.  $Y_2 < 65.365$  sugiere un depósito de playa,  $Y_2 > 65.365$  corresponde a un depósito de mar somero agitado.  $Y_3 < -7.419$  identifica un depósito fluvial y  $Y_3 >$  corresponde a un mar marino somero (Cupul-Magaña, 2006).

MUESTRA	BA1 1	BA1 2	BA1 3	BA1 4	BA1 5	BA1 6	BA1 7
$Y_2$	147,458	152,305	79,193	83,180	113,310	80,713	80,405
$Y_3$	-17,846	-15,141	-6,406	-6,778	-9,828	-6,452	-6,536

MUESTRA	BRSIII 1 1	BRSIII 1 2	BRSIII 1 3	BRSIII 1 4	BRSIII 1 5	BRSIII 1 6	BRSIII 1 7	BRSIII 1 8	BRSIII 1 9
$Y_2$	202,849	270,808	200,996	214,598	245,404	161,914	196,488	205,898	191,953
$Y_3$	-16,642	-13,791	-15,795	-16,066	-19,661	-8,460	-10,355	-11,034	-9,730

MUESTRA	BRSIII 2 0	BRSIII 2 1	BRSIII 2 2	BRSIII 2 3
$Y_2$	223,498	225,975	184,773	218,422
$Y_3$	-15,481	-22,690	-18,978	-22,670

MUESTRA	BRSIII 3 1	BRSIII 3 2	BRSIII 3 3	BRSIII 3 4
$Y_2$	217,609	262,398	187,112	207,587
$Y_3$	-10,225	-25,769	-13,315	-12,589

MUESTRA	IR3 1	IR3 2	IR3 3
$Y_2$	146,171	140,561	225,135
$Y_3$	-18,735	-19,204	-14,967

MUESTRA	IR4 1	IR4 2	IR4 3	IR4 4	IR4 5	IR4 6
$Y_2$	110,913	114,568	179,177	102,746	88,829	241,309
$Y_3$	-6,068	-2,456	-7,537	-6,026	-0,715	-18,103

**Tabla 2.** Listado taxonómico de especies (géneros) de diatomeas presentes en los perfiles analizados clasificadas por su abundancia (D: dominante; F: frecuente; R: rara; A: ausente) y dominio. Referencia: Unidad litoestratigráfica (UN. LITOEST.). El indicador se clasificó como: Dulceacuícola (D); Estuario (E); Marino (M); Sedimento arenoso (SA); Sedimento costero (SC); Terrestre (T); Distribución mundial (DM) (Frenguelli, 1935, 1945; Round, 1990).

TESTIGO	UN.LITOEST.	GENERO/ESPECIE	ABUNDANCIA (D/F/R/A)	INDICADOR
BA 1	I	----	A	----
	II	<i>Luticola</i> sp. Mann 1990	D	D, E
		<i>Pinnularia</i> sp. Ehrenberg 1843	D	D
		<i>Eunotia</i> sp. Ehrenberg 1837	F	D
		<i>Aulacoseira</i> spp. Thwaites 1848	R	D
		<i>Nitzschia</i> sp. Hassall 1845	R	M, D
		Cistos de crisofita	D	D
IR3	I	----	A	----
	II	----	A	----
BRS III_1	I	<i>Aulacoseira</i> spp. Thwaites 1848	D	D
		<i>Pinnularia</i> sp. Ehrenberg 1843	F	D
		Cistos de crisofita	F	D
		<i>Eunotia</i> sp. Ehrenberg 1837	F	D
		<i>Epithemia adnata</i> Kützing 1844	R	D
		<i>Achnanthes inflata</i> Bory de St.-Vincent 1882	R	D
	<i>Nitzschia</i> sp. Hassall 1845	R	M, D	
	III	Espículas de esponja	F	D
		Cistos de crisofita	D	D
		<i>Amphitetras antediluviana</i> Ehrenberg 1841	R	D, M
		<i>Paralia sulcata</i> Heiberg 1863	R	M
	VII	Silicofitos de <i>Butiá odorata</i>	F	T
		<i>Terpsinoé música</i> Ehrenberg 1841	R	E
		<i>Pinnularia</i> sp. Ehrenberg 1843	R	D
		Cistos de crisofita	D	D
BRS III_2	II	<i>Pinnularia borealis</i> Ehrenberg 1843	D	D
		<i>Pinnularia</i> sp. Ehrenberg 1843	F	D, M
		<i>Luticola</i> sp. Mann 1990	F	D
		<i>Nitzschia</i> sp. Hassall 1845	R	M, D
		<i>Hantzchia</i> sp. Grunow 1877	R	M, D
	III	Cistos de crisofita	D	D
		Silicofitolitos	D	T
IV	Espícula de esponja	R	D	
BRS III_3	II	----	A	----
	III	Cistos de crisofita	R	D
IR4	I	<i>Aulacoseira</i> spp. Thwaites 1848	D	D
		<i>Staurosira longirostris</i> Williams & Round 1987	F	D
		<i>Synedra ulna</i> Ehrenberg 1830	R	D
		<i>Hyalodiscus</i> sp. Ehrenberg 1845	R	M
		Cistos de crisofita	F	D
		<i>Paralia sulcata</i> Heiberg 1863	R	M, SA
		Silicofitos de <i>Butiá odorata</i>	F	T
		<i>Eunotia</i> sp. Ehrenberg 1837	R	D
		<i>Actinoptychus</i> sp. Ehrenberg 1843	R	SC
		<i>Biddulphia</i> sp. Gray 1821	R	M
		<i>Cyclotella</i> sp. (Kützing) Brebisson 1838	R	D (2 spp M)
		<i>Stephanodiscus</i> sp. Ehrenberg 1845	R	D
		<i>Luticola</i> sp. Mann 1990	R	D
	II	<i>Actinoptychus</i> sp. Ehrenberg 1843	F	D
		Silicofitolitos	D	T
		Cistos de crisofita	D	D
		<i>Hyalodiscus</i> sp. Ehrenberg 1845	R	M
		<i>Paralia sulcata</i> Heiberg 1863	F	M
	IV	<i>Actinoptychus</i> sp. Ehrenberg 1843	R	D
		Silicofitolitos	F	D
		Cistos de crisofita	D	D
		<i>Eunotia</i> sp. Ehrenberg 1837	F	D
<i>Luticola</i> sp. Mann 1990		D	D	
<i>Raphaodia</i> sp. Müller 1895		R	M, D	
<i>Hantzchia</i> sp. Grunow 1877		F	M, D	
<i>Aulacoseira</i> spp. Thwaites 1848		R	D	

En las unidades litológicas que se consideró pertinente se realizó un estudio taxonómico de diatomeas, donde fueron clasificadas cualitativamente según su abundancia y distribución en relación a los niveles de salinidad. En la unidad litológica basal (I) del perfil BA1 no se hallaron diatomeas. En la unidad II del mismo perfil, dominaron los géneros de especies dulceacuícolas, con la excepción de: *Luticola sp.* que puede encontrarse además en zonas estuarinas. En las unidades litológicas I y II del perfil IR3 no se registraron diatomeas. En el perfil BRSIII\_1 se observaron géneros de diatomeas dulceacuícolas para todas las unidades litológicas con algunas excepciones de especie de géneros marinos-dulceacuícolas (*Anphitetras sp.*), especies de géneros estuarinos (*Terpsinoë música*, Ehrenberg, 1843) y silicofitolitos de *Butiá odorata* siendo éstos de aporte exclusivo terrestre. En el perfil BRSIII\_2 se analizaron 3 unidades litológicas; la unidad II presentó dominancia de especies dulceacuícolas, pero aparecieron especies de géneros (*Pinnularia sp.*; *Hantzchia sp.* y *Nitzchia sp.*) con distribución marina-dulceacuícola de forma frecuente y rara respectivamente. En la unidad III aparecen cistos de crisofitas de distribución dulceacuícola. El perfil BRSIII\_3 no presentó indicadores en la unidad II, y pocos cistos de crisofita en la unidad III. En el perfil IR4 se analizaron las unidades I, II y IV, presentando en todas las unidades dominancia de diatomeas dulceacuícolas (*Aulacoseira spp.*, *Staurosira longirostris*, *Synedra ulna*), pero también se registraron de manera frecuente o rara especies de géneros marinos (*Hyalodiscus sp.*, *Paralia sulcata*, *Actinotichus sp.*, *Biddulphia sp.*, *Rophalodia sp.*, *Hantzchia sp.*).

**Tabla 3.** Unidades litológicas con su denominación, edades  $^{14}\text{C}$  y su respectiva calibración. (Reimer et al. 2009; Calib 6.0)

Muestra	Denominación	URU	Edad años $^{14}\text{C}$ AP $\pm$ error	Calibración AP (1 sigma)	Probabilidad (1sigma 68,3%)	Calibración AP (2 sigma)	Probabilidad (2 sigma 95,4%)
BA1 I	Barra de Arazati	0393	5190 60	5475 - 5600	1	5426 - 5696	1
BRSIII_1 III	Barra Silva		2190 60	2140 - 2211 2221 - 2310	0.430 0.570	2043 - 2339	1
BRSIII_1 VI	Barra Silva	0401	2040 60	1927 - 2063 2066 - 2104	0.902 0.098	1871 - 2150	1
BRSIII_2 III	Campos de Serveto	0412	1770 70	1607 - 1742 1754 - 1784 1791 - 1811	0.775 0.137 0.088	1537 - 1833 1841 - 1865	0,974 0,026
BRSIII_3 II	Campos de Serveto	0417	1660 50	1529 - 1626 1669 - 1690	0.852 0.148	1416 - 1466 1490 - 1497 1509 - 1710	0,059 0,006 0,935
IR 3 II	Cresta del Negro	0398	4620 60	4784 - 4933	1	4673 - 5020	1
IR 4 IV	Cresta del Negro	0398	2070 70	1949 - 2125	1	1876 - 2180 2240 - 2303	0,931 0,069

## DISCUSION

El testigo BA1 (figura 3) fue extraído del sector Norte de la laguna, en una zona que presenta una barra (figura 1). Desde el punto de vista geomorfológico corresponde a un depósito resultado de la acumulación de arena o grava producto de la erosión por oleaje (Isla *et al.*, 2001; Lessa *et al.*, 2000; Hesp *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2012). La unidad I, corresponde al Holoceno medio con una edad de  $5190\pm 60$  a  $^{14}\text{C}$  AP, que se relaciona con el máximo evento transgresivo producido en el Holoceno, donde los modelos existentes (Martin & Suguio, 1998; Angulo *et al.*, 2006; Cavallotto *et al.* 2004; Isla, 1998; Bracco *et al.*, 2011), postulan que el nivel del mar se encontraba entre +3 y +5 msnm. Aquí se observaron abundantes restos del bivalvo marino *Ostrea sp.*

desarticulados, tanto enteros como en fracciones con signos de transporte (Sprechmann, 1978; Angulo *et al.*, 2006; Farinati & Zavala, 1995). Este bivalvo se distribuye desde Río de Janeiro (Brasil), hasta golfos Norpatagónicos (Argentina), entre los 0 y 70 metros de profundidad, en aguas con una salinidad cercana a 30 ‰, habitando fondos duros. Durante las tormentas frecuentemente se desprenden y aparecen sobre la costa. Como sus valvas son muy gruesas, pueden permanecer por largo tiempo sobre la playa en un ambiente costero de alta energía. Durante el Holoceno medio el gradiente de salinidad habría estado desplazado hacia el interior de la laguna con respecto a la zonación actual, de manera similar a lo inferido para el Río de La Plata (Farinati *et al.*, 2008, Martínez *et al.*, 2006b, Aguirre *et al.*, 2011, Poirier *et al.*, 2012) Esta idea se ratifica por la ausencia de diatomeas en esta unidad litológica (tabla 2), debido probablemente a procesos de resuspensión como consecuencia de la elevada energía propia de los ambientes costeros, i.e., oleaje, corrientes de retorno (Hassan *et al.*, 2009). La unidad II, presenta sedimentos de menor tamaño, y ausencia de *Ostrea sp.* Los ensamblajes de diatomeas presentes en las capas superiores de la unidad II, exhiben dominancia de formas dulceacuícolas, depositadas por aportes de aguas continentales (Arroyo Castillos), indicando un ambiente de menor energía que el inferido para la unidad litológica I con una tendencia hacia el establecimiento de un ambiente más lacunar (Bracco *et al.*, 2005; García-Rodríguez *et al.*, 2004; Inda *et al.*, 2006; Hassan *et al.* 2009). Asimismo, el estimador Y<sub>2</sub> (tabla 1) indica que este perfil corresponde a un mar somero agitado, y el estimador Y<sub>3</sub> muestra que para la parte basal se trata de un ambiente marino somero y los mantos más superficiales podrían tratarse de un depósito fluvial, esto coincidiría con el proceso de regresión marina inferido a partir del 5000 a AP al presente. En este sentido, el descenso del nivel del mar habría comenzado la separación del cuerpo de la laguna con el mar. Se fueron sedimentando los aportes (colmatando) para en el presente llegar a la forma actual, quedando como único nexo con el océano el Arroyo Valizas.

El testigo IR3 proveniente del Cerro del Negro, se caracteriza por ser un “punto duro” (figura 2) (Preciozzi *et al.* 1985). Desde el punto de vista geomorfológico durante la ingresión marina del Holoceno medio conformaba una antigua playa, resultado de la acción del viento y las olas de frente a esta estructura (Lessa *et al.*, 2000; Hesp *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2012). La unidad I presenta color verdoso (GLEY 1-6/5G), y esta compuesta mayoritariamente por limo-arcillas, características coincidentes con la Formación Dolores (Preciozzi *et al.* 1985). La ausencia de diatomeas en esta unidad sugiere la ocurrencia de condiciones terrestres previas a la transgresión del Holoceno (Bracco *et al.*, 2011). Los indicadores de ambientes depositacionales propuestos por Cupul-Magaña *et al.* (2006) no son aplicables, dado que éstos solo diferencian entre playa, ambiente fluvial y mar somero agitado. La unidad II, datada en 4620±60 a AP, corresponde al Holoceno medio, donde se evidencia un aumento de los sedimentos gruesos ( $\Phi 2$  y  $\Phi 1$ ) con respecto a la unidad I, y valvas enteras del bivalvo marino *Amiantis purpurata* (Darrigran & Lagreca, 2005; Martínez *et al.*, 2006.) cuya distribución se extiende desde Espíritu Santo (Brasil), hasta el Golfo San Matías, (Argentina). Habita en fondos de arena en aguas poco profundas, en un rango de salinidad de 18-30‰ (Sprechman 1978, Bremec, 1990). Este registro indica el establecimiento de un ambiente costero de energía elevada, consistente con un nivel del mar elevado tal cual es postulado

por varios autores para ese momento (Martin & Suguio, 1998; Angulo *et al.*, 2006; Cavallotto *et al.* 2004; Isla, 1998; Bracco *et al.*, 2011). La ausencia de diatomeas en este caso podría deberse a procesos de resuspensión extremos propios de ambientes costeros de alta energía (Poister & Deguelle, 2005; Woodbridge & Roberts, 2009), donde sedimentos finos (limos y arcillas) y diatomeas permanecen en la columna de agua impidiendo el depósito de éstas últimas. La unidad III, suprayacente a la unidad II, tiene similares características sedimentológicas, sin la presencia de *Amiantis purpurata*, lo cual podría estar indicando una disminución en la salinidad del medio, esperable durante una fase regresiva (Bracco *et al.*, 2005; García-Rodríguez *et al.*, 2004; Inda *et al.*, 2006; Hassan *et al.*, 2009) y a un mayor aporte de agua continental. El estimador  $Y_2$  indicó que todo el testigo puede clasificarse como depósito de playa, mientras que el estimador  $Y_3$  indicó un depósito marino somero, sin hacer distinción entre cada unidad litológica.

El testigo BRSIII\_1 se extrajo de el sector oeste de la Laguna de Catillos, conocido como "Barra Silva" (Bracco *et al.*, 2011). Desde el punto de vista geomorfológico, una barra indica relictos de un sistema de playa. La presencia de diatomeas dulceacuícolas en la unidad I (basal), con gran aporte de sedimentos finos representa un ambiente calmo propicio para la sedimentación de granos finos y diatomeas. La unidad II muestra un cambio en los sedimentos hacia sedimentos arenosos, probablemente producto del establecimiento de un ambiente de mayor energía. En la unidad III, datada en  $2190 \pm 60$  a  $^{14}\text{C}$  AP, aparecen fracciones del bivalvo eurihalino *Erodona mactroides* (Sprechmann, 1978; Angulo *et al.*, 2006) y co-ocurrencia de diatomeas dulceacuícolas y marinas, semejante con un pulso transgresivo. La unidad IV muestra, nuevamente, un incremento de sedimentos finos (limos y arcillas), donde se pudieron dar condiciones de calma, menos episodios de tormenta (del Puerto, 2009). La unidad VI presentó ejemplares fragmentados de *Erodona mactroides* con una edad de  $2040 \pm 60$  a AP, reflejando un ambiente de mayor energía, se trata de un ambiente costero. Hace referencia a una regresión marina, donde la alternancia de litologías se debe a que el mar en su retroceso produjo pulsos, que pueden coincidir simplemente con periodos de tormenta y calma.

El testigo IR4 proviene del cordón 2 del Cerro del Negro, ubicado en una cota +2 sobre el nivel del mar, siendo como el testigo IR3 relictos de una antigua playa (Bracco *et al.*, 2011). La unidad I se compuso de limo-arcillas de color verde (GLEY 1-6/5G), que coincide con las unidades basales de los testigos IR3 y BRSIII\_1 pudiendo también así formar parte de la Formación Dolores. Aquí dominan las diatomeas dulceacuícolas y se hallaron silicofitolitos asignables a palmeras posiblemente del género *Butiá* indicando asimismo aportes terrestres. En la unidad II produce sedimentación de arenas finas ( $\phi$  3 y  $\phi$  4), por un cambio en el ambiente de depósito, el cual comienza a aumentar la energía del medio donde se observó co-ocurrencia de diatomeas marinas, dulceacuícolas, y silicofitolitos. Los diferentes indicadores sugieren un claro gradiente de transición desde un ambiente terrestre, previo a la transgresión, hacia un ambiente de alta energía como resultado de la ingresión marina. En esta línea, la unidad III continúa con el aumento de sedimentos más gruesos ( $\phi$  2 y  $\phi$  3), que continúa en la sección basal de la unidad IV produjo una edad de  $2070 \pm 70$  a  $^{14}\text{C}$  AP, donde se encontraron valvas fraccionadas de *Erodona mactroides*. Los sedimentos de arena media con dominancia de diatomeas

dulceacuícolas y marinas indicarían un ambiente lacunar, con conexión con el océano. Si bien uno de los estimadores ambientales ( $Y_2$ ) indica que todo el perfil sería un depósito de playa, coincidiendo con la estructura geomorfológica allí presente, el estimador  $Y_3$  muestra una diferencia en los segmentos sub-superficiales, y en los segmentos medios mostrando cambios hacia condiciones más calmas.

El testigo BRSIII\_2 corresponde a la zona Este de la Laguna, conocida como “Campos de Serveto”. La unidad I compuesta mayoritariamente por limos y arcillas, de aspecto verde referente a la Formación Dolores. La presencia de pocas valvas fraccionadas de *Erodona mactroides* pueden haber sido una intrusión por acción biológica re transportadas una vez en la costa. La unidad II tuvo un aumento de sedimentos medios. La aparición de diatomeas marinas, hace referencia a un ambiente calmo, donde la sedimentación fuese posible, dando indicios de un cambio hacia mayor salinidad. La unidad III, con una edad de 1770 a  $^{14}C$  AP, muestra un cambio hacia sedimentos de grava muy fina, arena gruesos y muy gruesa ( $\phi -1$ ,  $\phi 0$  y  $\phi 1$ ), con abundancia de valvas de *Erodona mactroides* fraccionadas. Este ambiente evidencia un cambio con la unidad previa, donde se refleja un ambiente de sedimentación con mayor energía. La unidad IV vuelve a mostrar un cambio leve hacia un ambiente de menor energía, que se evidencia por la presencia de sedimentos más finos ( $\phi 3$ ), y la ausencia de *Erodona mactroides*, y de diatomeas asociados a depósitos cercanos a donde se presentan condiciones de depósito continental.

El testigo BRSIII\_3 también corresponde a la zona Este de la Laguna, conocida como “Campos de Serveto”, éste testigo se obtuvo de un cordón. El segmento basal se asocia a ambientes calmos con depósitos de materiales finos. La baja concentración de valvas fraccionadas de *Erodona mactroides* con una edad de 1680 a  $^{14}C$  AP en la unidad II, sin encontrarse registros de diatomeas, es indicativa de un ambiente lacunar (Sprechmann, 1978; Angulo *et al.*, 2006). Este ambiente inferido es consistente con el nivel del mar dos metros sobre el nivel actual, que en su fase regresiva (Martin & Suguio, 1998; Angulo *et al.*, 2006; Cavallotto *et al.* 2004; Isla, 1998; Bracco *et al.*, 2011), donde la laguna fue perdiendo conexión directa con el océano Atlántico. La unidad III, se trata de un depósito eólico, el cual estaría muy cercano a las condiciones de transporte eólico actuales (Angulo *et al.* 1999; Giannini *et al.*, 2007; Isla *et al.*, 2001), compuesto fundamentalmente de limos-arcillas y sedimentos de arena fina, marca un descenso en la energía del ambiente, llegando a un ambiente de laguna similar al actual. El mar en sus pulsos regresivos fue dejando relictos de costas como hoy las conocemos modelando un paisaje, de forma que fue generando una llanura aluvial por donde se produce la actual conexión de la laguna con el océano, únicamente a través del Arroyo Valizas.



## Discusión de la correlación cronoestratigráfica

En la correlación cronoestratigráfica (figura 9) se observó que las unidades (basales) de los testigos IR3 I, BRSIII\_1 I, IR4 I, BRSIII\_2 I y BRSIII\_3 I, son similares en cuanto a las dominancia de sedimentos finos indicando un ambiente de baja energía (López & Arellano, 2006). Lo anterior se explica por el aporte terrestre o fluvial, corroborado por la dominancia de diatomeas dulceacuícolas, en un escenario donde el nivel del mar estaba próximo o por debajo del nivel actual. Estas unidades se depositaron previo a la transgresión del Holoceno, dado que las unidades suprayacentes tiene una edad de 5190 a <sup>14</sup>C AP.

Las unidades BA1 I e IR3 II produjeron edades aproximadas al 5000 a AP, la presencia de moluscos marinos, sedimentos de arena gruesa, y pobre presencia de diatomeas, se depositaron durante la ingresión marina propuesta para el Holoceno medio (Cupul-Magaña *et al.*, 2006; Martin & Suguio, 1998; Angulo *et al.*, 2006; Cavallotto *et al.* 2004; Isla, 1998; Bracco *et al.*, 2011). Se propone que aquí se llegó a la conformación de las actuales lagunas litorales someras (del Puerto, 2011; Panario & Gutiérrez, 2011), donde las “jóvenes” lagunas se aproximaban más a golfos o a ensenadas (Inda, 2009), con un nivel del mar cercano a 4 msnm, y con conexión permanente con el océano (Bracco *et al.* 2011). En este sentido, el hiato presente en el testigo BRSIII\_1 podría tratarse de este mismo evento, en el cual la erosión producida por el aumento del nivel del mar hubiese impedido que se mantuvieran los registros.

Luego del máximo transgresivo del Holoceno, comienza una fase regresiva, con un incremento de aporte continental, evidenciada en IR3 III, BRSIII\_1 II, IR4 III. Aquí se observaron especies genuinas de ambientes marinos (García-Rodríguez *et al.*, 2010). Dado que ocurrió durante un clima más frío y seco y/o que se caracterizaba por presentar marcada estacionalidad (del Puerto, 2011). La aparición de especies marinas puede deberse a un aumento en la salinidad, producto de un clima seco con pocas precipitaciones.

Las unidades BRSIII\_1 III y VI, IR4 IV y BRSIII\_2 III, evidencian la fase final de la regresión marina cerca de 2000 a AP, donde aparecen los depósitos aluviales del actual Arroyo Valizas, y la conexión con el océano se hace más angosta e intermitente (García-Rodríguez *etal.*, 2010). Aquí se establecieron las condiciones de temperatura y humedad actuales (del Puerto, 2011).

El depósito BRSIII\_3 I, corresponde a los depósitos más modernos, donde las condiciones geomorfológicas, depositacionales y climáticas son similares a las actuales. Se depositan sedimentos finos, reflejando ambientes de menor energía (López & Arellano, 2006, Inda, 2009, del Puerto, 2009,). Bajo condiciones más cálidas y húmedas, con un nivel del mar similar al actual (del Puerto, 2011) Ya para este momento la conexión con el océano se realiza a través del Arroyo Valizas. Actualmente durante ciertos períodos del año la conexión permanece cerrada por una barra de arena en su desembocadura, cambiando las condiciones de temperatura y salinidad de la laguna (Jorcin, 1999).

## Consideraciones finales

Afirmando la hipótesis planteada y cumpliendo con el objetivo general, en la costa de Uruguay el mar osciló durante el Holoceno. Así se presenta un máximo transgresivo durante el Holoceno medio (5000 a  $^{14}\text{C}$  AP), en el cual, en registros de la Laguna Castillos, estuvo *circa* de los 4 msnm, formando barras con restos fósiles producto de la ingresión marina. En este momento el cuerpo de agua se presentaba como una “Joven laguna” con amplia conexión con el océano. Luego, comenzó un periodo de regresión que se extendió hasta la actualidad, donde se produjeron pequeños pulsos transgresivos quedando registrados en las variaciones observadas en los ambientes sedimentarios. Estos pulsos fueron dejando relictos de costas (paleocostas) alcanzando la laguna su conformación actual hacia el Holoceno tardío, donde la conexión de la laguna se mantiene conectada indirectamente por el Arroyo Valizas, que periódicamente se abre a través de una barra en su desembocadura.

Los indicadores de ambiente de depósito utilizados (Cupul-Magaña, 2006) para comparar y estimar los paleoambientes no son validados para algunos de los ambientes de depósito. Cupul-Magaña (2006) propone la utilización de varios índices registrados en una misma zona con la finalidad de reducir errores en la estimación de ambientes paleolimnológicos. Se propone para futuros estudios analizar distintos ambientes próximos a la Laguna de Castillos con el fin de generar modelos específicos para dichos ambientes.

Las habilidades de las herramientas paleoambientales para investigaciones de ambientes costeros previos proporcionaron medios para delinear anteriores niveles del mar, que en conjunto con los estudios estratigráficos, geomorfológicos y geocronológicos fueron necesarios para situar la línea de costa y su comportamiento durante los cambios. Así, el presente es clave para entender el pasado, y desde este punto de vista puede ser guía para el futuro (Woodroffe & Murray-Wallace, 2012)

La Laguna de Castillos posee un ambiente excepcional para observar las variaciones del nivel del mar dado que presenta relictos de costas. A futuro se podrían extender los estudios usando esas paleocostas como puntapié para estudiar con mayor precisión ambientes depositacionales e inferir cambios del nivel del mar.

Generar estudios con múltiples enfoques permite inferir mejor los ambientes pasados y así generar insumos para prever el futuro. Generar políticas de manejo y ordenamiento territorial.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo tuvo apoyo económico de la ANII (Agencia Nacional de Innovación e Investigación). A mi familia por apoyarme y estar siempre. A Roberto, Laura y especialmente a Felipe por todas sus horas de dedicación. A mis amigas y amigos.

## BIBLIOGRAFIA

- Aguirre, M.L., Donato, M., Richiano, S. & Farinati, E. 2011. Pleistocene and Holocene interglacial molluscan assemblages from Patagonian and Bonaerensian littoral (Argentina, SW Atlantic): Palaeobiodiversity and palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 308(3-4): 277–292.
- Angulo, R.J., Giannini, P. Suguio, K & Pessenda, L. 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. *Marine Geology*. 323–339.
- Angulo, R.J, Lessa, G.C, de Souza, M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* 25: 486–506
- Ayala-Castañares, A. & Phleger, F.B. 1969. Lagunas costeras. Un simposio. Mem. Simp., Intern. Lagunas Costeras. UNAM-UNESCO Nov. 28-30. México D.F., 685 pp.
- Barnes, R.S.K. 1980. Coastal Lagoons. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 106 pp .
- Blott, S.J. & Pye, K. 2001. Gradistat: A grain size distribution and 967 statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, *Earth Surf. Proces. Landf.* 26: 1237-1248.
- Bracco, R, H Inda, L Puerto, C Castin, and P Sprechmann. 2005. Relationships Between Holocene Sea-level Variations , Trophic Development , and Climatic Change in Negra Lagoon , Southern Uruguay. *Journal of paleolimnology* 33: 253–263.
- Bracco, R, García-Rodríguez, F., Inda, H., del Puerto, L., Castiñeira, C, Panario, D. 2011. Niveles relativos del mar durante el Pleistoceno final-Holoceno en la costa de Uruguay. En “El holoceno en la zona costera del Uruguay”. García-Rodríguez, F (Ed.) 1: 263pp.
- Cavallotto, J. 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quaternary International* 114(1): 155–165.
- Christofolletti A. (Eds) 1986. Geomorfología. São Paulo: Edgard Blücher, 188pp.
- Church, J. A., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M. T., Qin, D. and Woodworth, P. L. 2001. Changes in sea level, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, edited by J. T. Houghton *et al.*, chap. 11, 639 – 693, Cambridge Univ. Press, New York.
- Conde, D., Rodríguez-Gallego, L. & Rodríguez Graña, L. 2003. Análisis conceptual de las interacciones abióticas y biológicas entre el océano y las lagunas de la costa Atlántica uruguaya. Informe Final PNUD/GEF/RLA/99/G31 (FREPLATA), Montevideo, Uruguay, 75 p.
- Condignotto, J. O. 1997. Geomorfología y dinámica costera. *El mar argentino y sus recursos pesqueros*. 1: 89-105.
- Cronin, T.M. 2012. Rapid sea-level rise. *Quaternary Science Reviews*. 56: 11–30.

- Cupul-Magaña, L. A., Mösson-Aranda, C., Sierra JP., Martí, E., Ferman-Almada, JL., Rodilla, M., González del Río J., Sánchez-Arcilla, A. 2006. Caracterización y patrones de distribución de los sedimentos superficiales en Bahía Cullera, España. *Ciencias Marinas*, 32(4): 617-629.
- Darrigran, G. & Lagreca, M. 2005. Moluscos litorales del estuario del Río de la Plata (Argentina). *Probiota*. FCNyM. UNLP. Serie didáctica 8. 41pp.
- del Puerto L., García-Rodríguez, F., Inda, H., Bracco R., Castiñeira, C., Adams, J.B. 2006. Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay. *J Paleolimnol.* 36:151–163.
- del Puerto, L. 2009. Paleoclima del Pleistoceno tardío y Holoceno del sudeste del Uruguay. Tesis de Maestría, Uruguay, PEDECIBA, Facultad de Ciencias - UdelaR.
- Farinati EA., Spagnuolo, J., Aliotta S. 2008. Tafonomía de bivalvos holocenos en la costa del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Geobios.* 41: 61–67.
- Farinati, E. & Zavala, C. 1995. Análisis tafonómico de moluscos y análisis de facies en la serie Holocénica del Río Quequen salado, provincia de Buenos Aires, Argentina. VI congreso argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 117-122. Fernández-Jalvo, Y., Scott L., & Andrews P. 2011. Taphonomy in palaeoecological interpretations. *Quaternary Science Reviews* 30 (11-12): 1296–1302.
- Folk, RL. & Ward WC. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology.* 27(1); 3-26.
- Frenguelli, J. 1935. Diatomeas de la Mar Chiquita al norte de Mar del Plata. *Rev. Museo de La Plata, Nueva serie I, Bot.* 5. 121–141
- Frenguelli, J. 1945. Las diatomeas del Platense. *Rev. Museo de La Plata, Nueva serie III, Bot.* 15. 213–334.
- García-Rodríguez, F. 2002. Estudio paleolimnológico de Lagunas de Rocha Castillos Blanca (Sudeste del Uruguay) Tesis de Doctorado en Biología/Ecología PEDECIBA Facultad de Ciencias/UDELAR. Montevideo 94 pp.
- García-Rodríguez, F. 2003. Paleolimnology in Uruguay- a personal perspective. *Studia Quaternaria.* 21: 167–169.
- García-Rodríguez, F., Metzeltin, D, Sprechmann P, Trettin R, Stams, G and Beltran-Morales, L.F. 2004. Upper Pleistocene and Holocene Paleosalinity and Trophic State Changes in Relation to Sea Level Variation in Rocha Lagoon, Southern Uruguay. *Journal of paleolimnology.* (32): 117–135.
- García-Rodríguez, F., Stutz, S., Inda, H., del Puerto, L., Bracco, R. & Panario, D. 2010. A multiproxy approach to inferring Holocene paleobotanical changes linked to sea-level variation, paleosalinity levels, and shallow lake alternative states in Negra Lagoon, SE Uruguay. *Hydrobiologia* 646(1): 5–20.
- García-Rodríguez, F., del Puerto, L., Bracco, R., Panario, D., Castiñeira, C., Mourelle, D., Inda, H. Gordon, N., Adams, J. 2011. Paleolimnología de las lagunas costeras del sudeste de Uruguay, y comparación paleogeográfica entre América y África del Sur. En “El holoceno en la zona costera del Uruguay”. García-Rodríguez, F (Ed.) 1: 263pp
- Giannini, P. Sawakuchi, A. Martinho, C. & Tatum, S. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level

- changes on the Imbituba–Laguna coast (southern Brazil). *Marine Geology* 237: 143–168.
- Gupta, S. K. & Polach, H.A. 1985. Radiocarbon dating practices at ANU. Handbook, Radiocarbon Laboratory, Research School of Pacific Studies. Australian National University, Canberra. 173 pp.
  - Hammer, Ø., Harper, D.A.T., & Ryan, P.D. 2008. PAST-Palaeontological Statistics, ver. 1.81. 88 pp.
  - Hassan, G.S., Espinosa, M. & Isla, F.I. 2009. Diatom-based inference model for paleosalinity reconstructions in estuaries along the northeastern coast of Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 275(1-4): 77–91.
  - Inda, H., García-Rodríguez, F., del Puerto, L., Acevedo, V., Metzeltin, D., Castiñeira, C., Bracco, R., & Adams, J. B. 2006. Relationships Between Trophic State, Paleosalinity and Climatic Changes During the First Holocene Marine Transgression in Rocha Lagoon, Southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology* 35: 699–713.
  - Inda, H. 2009. Paleolimnología de cuerpos de agua someros del sudeste del Uruguay: evolución holocénica e impacto humano. Tesis de Maestría, Uruguay, Pedeciba, Facultad de Ciencias - UdelaR.
  - Inda, H., García-Rodríguez, F., del Puerto, L., Acevedo V., Metzeltin, D., Castiñeira C., Bracco, R. & Adams, J.B. 2006. Relationships between Trophic State, Paleosalinity and Climatic Changes during the First Holocene Marine Transgression in Rocha Lagoon, Southern Uruguay. *Limnología* 9: 1–38.
  - Inda, H., del Puerto L., Bracco R., Castiñeira, C., Capdepon, I., Gascue, A., Baeza, J. 2011. Relación hombre-ambiente para la costa estuarina y oceánica de Uruguay durante el Holoceno. Reflexiones y perspectivas. En “El holoceno en la zona costera del Uruguay”. García-Rodríguez, F (Ed.) 1: 263pp.
  - Isla, F.I., 1989. Holocene sea-level fluctuation in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews*. 8: 359–368.
  - Isla, F.I., Cortizo, L.C & Orellano, A.T. 2001. Dinámica y Evolución de las Barreras Medanosas , Provincia de Buenos Aires. *Revista Brasileira de Geomorfología*. 2: 73–83.
  - Jorcin, A. 1999. Temporal and special variability in the macrozoobenthic community along a salinity gradient in the Castillos Lagoon (Uruguay). *Archieve Hydrobiology* 146 (3):369-384.
  - Lambeck K., Esat, T.M & Potter, E.K . 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*. 419:199pp.
  - López, S.C. & Álvarez Arellano, A. 2006. Batimetría, sedimentos y ambientes de depósito en la laguna costera de Guásimas Sonora, México Batimetry, sediments and depositional environments in Guásimas lagoon , Sonora, México. 7–21.
  - López Martínez, N. & Trujols Santonja, J. 1994. Paleontología: Conceptos y métodos. Serie Ciencias de la Vida. Editorial Síntesis. Madrid. 334pp.
  - Martin. L., 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: 19–140.

- Martin, L., Flexor M-L., & Suguio, K. 1995. Variación de la dinámica costera durante los últimos 5000 años a lo largo de la costa brasileña como indicador de condiciones de tipo el niño. Cambios cuaternarios en América del Sur  
J. Argollo & Ph. Mourguiart. Eds. 95-109.
- Martínez, S. & Rojas, A. 2006. Asociaciones de moluscos bentónicos cuaternarios en la costa uruguaya: implicaciones paleoecológicas. En "Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya". Menafrá, R., Rodríguez-Gallego, L., Scarabino, F., Conde, D. eds. 189-196. Montevideo, Vida Silvestre Uruguay.
- Martínez, S., Rojas, A., Ubilla, M., Verde, M., Perea D. & Piñeiro G. 2006b. Molluscan assemblages from the marine Holocene of Uruguay: composition, geochronology, and paleoenvironmental signals. *Ameghiniana* 43 (2). 1-15
- Martínez, S. & Rojas, A. 2011. Asociaciones de moluscos marinos y estuarinos del Holoceno de Uruguay. En *El Holoceno en la zona costera del Uruguay*. García-Rodríguez, F (Ed) 1: 263pp.
- Metzeltin D. & García-Rodríguez F. 2003. *Las Diatomeas Uruguayas*. Ediciones DIRAC, Universidad de la República, Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay. 210 pp.
- Metzeltin, D., Lange-Bertalot, H., García-Rodríguez, F., 2005. Diatoms of Uruguay - Taxonomy, Biogeography, Diversity. In: H. Lange-Bertalot, (Editor), *Iconographia Diatomologica Vol 15*. A.R.G. Gantner Verlag, distributed by Koeltz Scientific Books. Koenigstein, Germany, 737 pp.
- Molinaroli, E., De Falco, G., Matteucci, G., & Guerzoni, S. 2011. Sedimentation and time-of-transition techniques for measuring grain-size distributions in lagoonal flats: comparability of results. *Sedimentology*. 58 (6) 1407–1413
- Mörner, N.A., 2003. Estimating future sea level changes from past records. *Glob. Planet. Change* 40: 49 – 54.
- Nakai, N., Ohishi, S. & Kuriyama, T. 1978. Application of <sup>14</sup>C-dating to sedimentary geology and climatology: sea-level and climate change during the Holocene. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 29: 228-231.
- Ng, S.L. and Sin, F.S. 2003. A diatom model for inferring sea level change in the coastal waters of Hong Kong. *Journal of Paleolimnology* 30: 427–440.
- Panario, D. & Gutiérrez, O. 2011. Introducción a la geomorfología de lagunas costeras, lagos someros y charcas de Uruguay. En "El holoceno en la zona costera del Uruguay". García-Rodríguez, F (Ed.) 1: 263pp.
- Pardo Pascual, J.E. & Sanjaume Saumell, E. 2001. Análisis multiescalar de la evolución costera. *Cuadernos de Geología*. 69/70. 95-126.
- Parrado Román, J.M., & Achab, M. 1999. Grain-size trends associated with sediment transport patterns in Cadiz Bay (southwest Iberian Peninsula). 15: 269–282.
- Pezzani, F. 2007. *Reserva de biosfera bañados del este, Uruguay. Documentos de trabajo, no 37*. SNAP-DINAMA. 2010. Plan de Mediano Plazo 2010/2014. DINAMA, Uruguay.
- Pirazzoli, P.A. 1996. *Sea-level Changes: The Last 20 000 Years*. John Wiley, Chichester . 211pp.

- Poirier, C., Sauriau, P-G., Chaumillon, E. & Allard, J. 2009. Can molluscan assemblages give insights into Holocene environmental changes other than sea level rise? A case study from a macrotidal bay (Marennes–Oléron, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280: 105–118.
- Poister, D. & Deguelle, C. 2005. The Influence of Particle Size Distribution and Composition on Seasonal Sedimentation Rates in a Temperate Lake. *Hydrobiología* 537: 35–46.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen W. & Rossi, P. 1985. Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000. *DINAMIGE*, 72 p.
- Roberts, N. 2009. Holocene Climates. En “Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments”. Gornitz, V.(Ed). 438-441. Dordrecht, Springer.
- Round, F.E., Crawford, R.M., Mann, D.G. 1990. *The Diatoms: Biology and Morphology of the Genera*, Cambridge University Press, Cambridge. 758pp
- Sahu, B.K. 1964. Depositional Mechanisms from the Size Analysis of Clastic Sediments. *SEPM Journal of Sedimentary Research*. 34(1): 73-83.
- Sánchez-Arcilla, A. & Jiménez J. A. 1994. Ingeniería de playas (I): Conceptos de morfología costera. *Ingeniería del Agua*. 1: Num. 2. 97pp.
- Scarabino, F., Zaffaroni, J.C., Carranza, A., Clavijo, C. & Nin, M. 2006. Gasterópodos marinos y estuarinos de la costa uruguaya: faunística, distribución, taxonomía y conservación. En “Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya”. Menafrá, R., Rodríguez-Gallego, L, Scarabino, F., Conde, D. eds. 143-155. Montevideo, Vida Silvestre Uruguay.
- Scarabino, F., Zaffaroni, J., Carranza, A., Clavijo, C., y Nin, M. (2006b). bivalvos marinos y estuarinos de la costa uruguaya: faunística, distribución, taxonomía y conservación. En “Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya”. Menafrá, R., Rodríguez-Gallego, L, Scarabino, F., Conde, D. eds. 143-155. Montevideo, Vida Silvestre Uruguay.
- Scott, D.A. & Carbonell, M. 1986. Inventario de la región neotropical. *International Waterfowl Research Bureau e Unión Internacional para la Conservación de la naturaleza y de los recursos Naturales*. 280-291.
- Siddall M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. & Smeed, D.A. 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*. 423: 853-858.
- Smith, D.E., Harrison, S., Firth, C.R. & Jordan, J.T. 2011. The Early Holocene Sea Level Rise. *Quaternary Science Reviews* 30: 1846–1860.
- Sprechmann, P. 1978. The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan Coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana*. 4: 3-77.
- Suguio, K. 1999. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (presente + passado = futuro?)*. São Paulo: Paulo's. 366 pp.
- Tingstad, A.H., Moser, K.A., MacDonald, G.M. & Munroe, J.S. 2011. A ~13,000-year paleolimnological record from the Uinta Mountains, Utah, inferred from diatoms and loss-on-ignition analysis. *Quaternary International* 235: 48–56.
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R., Villwock, J.A. 2000. Late quaternary geological history of Río Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *30(3):474-476*.

- Turabian. 1974. A Review of Methods Used for Quantitative Phytoplankton Studies: Final Report. International Council of Scientific Unions. Paris (6a ed.), Unesco.
- Utermöhl, H., 1958. Zur Vervollkommnung der quantitativen Phytoplankton-Methodik. Mitteilungen Internationale Vereinigung Theoretische und angewandte
- Woodbridge, J. & Roberts. N. 2010. Linking Neo- and Palaeolimnology: a Case Study Using Crater Lake Diatoms from Central Turkey. *Journal of Paleolimnology* 44: 855–871.
- Woodroffe, C.D., & Murray-Wallace, C.V. 2012. Sea-level Rise and Coastal Change: The Past as a Guide to the Future. *Quaternary Science Reviews* 54: 4–11.